

Contribution à l'étude
géodynamique du sud-ouest
PACIFIQUE



Equipe géologie-géophysique
Nouméa

**TRAVAUX
ET DOCUMENTS
DE L'O.R.S.T.O.M.**

**CONTRIBUTION A L'ÉTUDE
GÉODYNAMIQUE DU SUD-OUEST
PACIFIQUE**



**ÉQUIPE GÉOLOGIE-GÉOPHYSIQUE
NOUMÉA**



**ÉDITIONS DE L'OFFICE
DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ET TECHNIQUE OUTRE-MER**

Pour tout renseignement, abonnement aux revues périodiques, achat d'ouvrages et de cartes, ou demande de catalogue, s'adresser au :

**SERVICE DES PUBLICATIONS DE L'O.R.S.T.O.M.
70-74, route d'Aulnay - 93140 BONDY (France)**

Les paiements sont à effectuer par virement postal au nom de *Service des Publications de l'ORSTOM*, C.C.P. 22.272.21 Y PARIS, (à défaut par chèque bancaire barré à ce même libellé).

TRAVAUX ET DOCUMENTS DE L'O.R.S.T.O.M.

N° 147

O.R.S.T.O.M.

PARIS

1982

.....

« La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les «copies
« ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective» et,
« d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, «toute représen-
« tation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit
« ou ayants cause, est illicite» (alinéa 1er de l'article 40).

« Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon
« sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal.»

**CONTRIBUTION A L'ÉTUDE
GÉODYNAMIQUE DU SUD-OUEST
PACIFIQUE**

**ÉQUIPE GÉOLOGIE-GÉOPHYSIQUE
NOUMÉA**

NOTE AUX LECTEURS

Références à ce volume

Pour faire référence à l'ensemble ou à une partie de cet ouvrage, les auteurs conseillent les formes suivantes :

Référence au volume :

Équipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa, 1982
- Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. Travaux et Documents de l'ORSTOM n° 147 . 649 p., 5 pl. couleur HT, 2 pl. N et B HT, 11 pl. Hors-volume.

Référence à un article :

PONTOISE B., LATHAM G.V. et IBRAHIM A.K., 1982 - Sismique réfraction: Structure de la croûte aux Nouvelles-Hébrides, *in* Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa. Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. Travaux et Documents de l'ORSTOM. n° 147 . 79 à 90 pp.

Toponymie des Nouvelles-Hébrides

La toponymie des îles de l'ex-Condominium Franco-Britannique des Nouvelles-Hébrides, devenu République de Vanuatu, est complexe du fait de la coexistence de noms originaux et de noms plus ou moins francisés ou anglicisés. Pour que les lecteurs n'aient pas de problème de compréhension, il nous a semblé judicieux de présenter un tableau de correspondances des principaux noms utilisés :

- Gaua ; Santa Maria
- Espiritu Santo ; Santo
- Malekula ; Mallicolo ; Malecoula
- Maewo ; Aurora
- Pentecost ; Pentecôte
- Efate ; Efaté ; Vaté
- Erromango ; Erromanga
- Aneityum ; Anatom ; Anatchom.

Par ailleurs, les noms "plateau Nord-Fidjien" et "bassin Nord-Fidjien" ont encore été utilisés indifféremment bien que la genèse de cette structure doive conduire à privilégier le terme bassin plutôt que celui de plateau qui fait référence à sa profondeur relativement faible.

PRÉFACE

Préfacer ce Mémoire, c'est pour moi l'occasion d'un regard en arrière, jusqu'à l'origine même des recherches en Géologie et Géophysique par l'ORSTOM à Nouméa. Recherches cantonnées d'abord à la "Grande Terre", mais que la sismologie devait rapidement attirer vers la zone exceptionnellement active des Nouvelles-Hébrides, sur lesquelles ont été installés des sismographes, et dont les premiers profils bathymétriques levés par le N/O CORIOLIS ébauchaient l'étude.

L'ORSTOM se trouvait donc à pied d'œuvre quand l'apparition de la théorie des plaques, ou de la tectonique globale, a fourni un fil directeur nouveau, et fait apparaître l'intérêt exceptionnel d'un secteur où l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides se présentait avec une polarité inverse de celle des autres arcs péripacifiques.

Nous pouvons dire maintenant que, grâce à l'ORSTOM, la France s'est trouvée présente dans le Sud-Ouest du Pacifique, et y a tenu brillamment sa place, dans la grande aventure qu'a été la mise en œuvre de ces conceptions, aussi nouvelles que fécondes, où d'autres Français jouaient par ailleurs un rôle éminent.

Ceci a entraîné la fusion des équipes de Géophysique et de Géologie de Nouméa, considérablement renforcées, et demandé l'obtention des moyens à la mer nécessaires. Avec du recul, les péripéties et les difficultés s'estompent, et je retiens comment les premiers résultats obtenus par l'équipe ont entraîné l'octroi des moyens des campagnes AUSTRADDEC, fournis par des partenaires pétroliers. Le mouvement était lancé, et, sous les noms de projets successifs, le travail allait se poursuivre avec les moyens du CNEOX. Malgré la distance, il bénéficie aujourd'hui de la collaboration d'universitaires français et américains.

L'élaboration des données - qui, à la mer, sont acquises, à haute intensité, sur des périodes relativement brèves - se fait toujours à plusieurs niveaux : celui de l'exploitation immédiate, puis celui de synthèses à des niveaux successifs. En-dehors d'articles occasionnels, le symposium de Nouméa, organisé sous les auspices du projet géodynamique, immédiatement après le Congrès Géologique de Sydney, en août 1976, avait été l'occasion de rassembler une série d'articles sur les résultats obtenus. Le présent Mémoire est le résultat d'un effort de synthèse et de réflexion collective plus approfondi. On avait d'abord espéré le faire sortir pour le Congrès Géologique de Paris, en juillet 1980, mais il est vite apparu que le travail nécessaire avait été sous-estimé, et on a délibérément choisi de rater le rendez-vous (avec le Congrès), plutôt que de rater le Mémoire. Mûrir un travail collectif - et collectif jusque dans le détail, par des groupements variés de partenaires selon les régions et les techniques - exige des délais.

Est-ce à dire que nous aboutissons à une image définitive ? Certainement pas : le point fait à une époque déterminée met en évidence les questions qui se posent, les hypothèses qui restent à confirmer ; il marque une étape dans une progression qui doit se poursuivre, parfois pour préciser, et aller au-delà de ce qui est acquis, parfois parce qu'une synthèse apparaît comme une provocation qui appelle des révisions.

Une part de ce que l'avenir appelle sera un effort de réflexion et d'approfondissement sur des notions qui paraissent simples seulement à l'échelle des modèles d'une théorie générale. Qu'est-ce qu'une subduction, ou une obduction, ou même simplement, qu'est-ce que la lithosphère ? Quelle est l'origine des séismes profonds ? Faut-il conserver la notion de prisme d'accrétion, ou par quoi la remplacer ?

Les notions qui, à une étape, constituent un guide, devront être précisées lors de l'étape suivante.

Beaucoup de problèmes locaux se posent encore, qu'il faudra aller résoudre sur place. Mais on en sait assez aujourd'hui pour choisir des secteurs cruciaux, ou particulièrement typiques, et je pense que la prochaine phase sera celle d'études détaillées, à grande échelle, de secteurs plus ou moins limités, soigneusement choisis pour leur signification exemplaire. Pour aller au-delà de ce que peuvent fournir les techniques déjà utilisées, mais avec une maille plus serrée, on rêve à la mise en œuvre de techniques nouvelles, telles que la morphologie précise des fonds, que seuls peuvent fournir les sondages "sea-beam", des plongées d'engins, voire des sondages; le rassemblement de tels moyens n'est pas immédiat, mais c'est en vue du choix de la délimitation de tels secteurs clé que le travail futur doit être orienté.

Mais, par ailleurs, toute idée nouvelle fait appel à des contrôles qui sont souvent possibles par la ré-interprétation de données déjà acquises. Loin de ne constituer que des archives d'intérêt rétrospectif, les enregistrements divers qui ont été obtenus peuvent et doivent être l'objet de ré-interprétations, suggérées par des idées nouvelles; il faut pouvoir consacrer à ce travail de ré-exploitation, moins spectaculaire que l'acquisition de données nouvelles, le temps qu'il mérite.

Le lecteur se rendra compte, à la lecture des pages qui suivent, de la valeur de l'équipe rassemblée par l'ORSTOM à Nouméa. De nombreux problèmes se posent encore dans cette région, à la solution desquels elle doit apporter une contribution essentielle. Elle est prête à participer à la mise en œuvre de moyens nouveaux, qui trouveront là des sujets d'étude d'un intérêt exceptionnel. J'ai donc pleine confiance dans l'avenir.

Jean GOGUEL

SOMMAIRE

NOTE AUX LECTEURS.....	5
PRÉFACE par J. GOGUEL	7
SOMMAIRE	9
LISTE DES AUTEURS	13
REMERCIEMENTS	17
CHAPITRE I	21
- <i>Motivations et objectifs de l'étude des structures du Sud-Ouest Pacifique par J. DUBOIS et J. RECY</i>	23
CHAPITRE II - L'ARC INSULAIRE DES NOUVELLES-HÉBRIDES	29
1 - <i>Présentation générale de l'arc des Nouvelles-Hébrides par J. DANIEL</i>	31
2 - <i>Morphologie et structures superficielles de la partie sud de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides par J. DANIEL</i>	39
3 - <i>Quelques notes à propos de la pétrologie des volcanites de la chaîne centrale, de Vaté à Anatom par P. MAILLET</i>	61
4 - <i>Sismique réflexion : structure de la croûte aux Nouvelles-Hébrides par B. PONTOISE, G.V. LATHAM et A.K. IBRAHIM</i>	79
5 - <i>Anomalies gravimétriques et structure de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides par J. Y. COLLOT et A. MALAHOFF</i>	91
6 - <i>Sismicité de l'arc des Nouvelles-Hébrides par R. LOUAT, J. DANIEL et B. ISACKS</i>	111
7 - <i>La subduction aux Nouvelles-Hébrides par J. DANIEL, J. Y. COLLOT, A.K. IBRAHIM, B. ISACKS, G.V. LATHAM, R. LOUAT, P. MAILLET, A. MALAHOFF et B. PONTOISE</i>	149

CHAPITRE III - ÉTUDE DE LA TERMINAISON SUD DE L'ARC INSULAIRE DES NOUVELLES-HÉBRIDES	157
1 - <i>Présentation de la terminaison méridionale de l'arc insulaire des Nouvelles- Hébrides du point de vue régional et rappel des données antérieures par J. LAUNAY et B.M. LARUE</i>	159
2 - <i>Morphologie et structure de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides dans sa terminaison sud par J. LAUNAY</i>	163
3 - <i>Sismicité et subduction de la terminaison sud de l'arc insulaire des Nouvelles- Hébrides par R. LOUAT</i>	179
4 - <i>Volcanisme et pétrologie des îles Matthew et Hunter : données préliminaires par P. MAILLET et M. MONZIER</i>	187
5 - <i>Essai de schéma tectonique de la terminaison sud de l'arc insulaire des Nouvelles- Hébrides par J. LAUNAY</i>	217
CHAPITRE IV	221
- <i>Sur la surrection et la déformation d'un arc jeune : l'arc des Nouvelles-Hébrides par C. JOUANNIC, F.W. TAYLOR et A.L. BLOOM</i>	223
CHAPITRE V - L'ARC INSULAIRE DES TONGA-KERMADEC	247
1 - <i>Le cadre général et les traits essentiels de l'arc insulaire des Tonga-Kermadec par J. DUPONT</i>	249
2 - <i>Morphologie et structures superficielles de l'arc insulaire des Tonga-Kermadec par J. DUPONT</i>	263
3 - <i>Étude par réfraction de la structure interne de l'arc des Tonga par B. PONTOISE et G.V. LATHAM</i>	283
4 - <i>Étude gravimétrique de l'arc des Tonga par F. MISSEGUE et A. MALAHOFF</i>	293
5 - <i>Sismicité de l'arc des Tonga-Kermadec par R. LOUAT et J. DUPONT</i>	299
6 - <i>Aperçu morphologique, structural et sismologique de l'arc insulaire des Tonga- Kermadec par J. DUPONT, R. LOUAT, B. PONTOISE, F. MISSEGUE, G.V. LATHAM et A. MALAHOFF</i>	319
CHAPITRE VI	325
- <i>Structure et histoire de la région Salomon - Nouvelle-Irlande par C. RAVENNE, C.E. de BROIN et F. AUBERTIN</i>	327
CHAPITRE VII	343
- <i>Analyse de quelques paramètres géophysiques dans une zone de subduction par C. GRELLET et J. DUBOIS</i>	345
CHAPITRE VIII	361
- <i>Bassins marginaux actifs du Sud-Ouest Pacifique : plateau Nord-Fidjien, bassin de Lau par B.M. LARUE, B. PONTOISE, A. MALAHOFF, A. LAPOUILLE et G.V. LATHAM</i>	363
CHAPITRE IX	407
- <i>Étude des bassins marginaux fossiles du Sud-Ouest Pacifique : bassin Nord- d'Entrecasteaux, bassin Nord-Loyauté, bassin Sud-Fidjien par A. LAPOUILLE</i>	409
CHAPITRE X	439
- <i>La zone d'Entrecasteaux (Sud-Ouest Pacifique) : nouvelle approche pétrologique et géochronologique par P. MAILLET, M. MONZIER, M. SELO et D. STORZER</i>	441

CHAPITRE XI	459
- <i>Les bassins sédimentaires du Sud-Ouest Pacifique</i> par C. RAVENNE, J.P. DUNAND, C.E. de BROIN et F. AUBERTIN	461
CHAPITRE XII - LES PÉRIDOTITES DE NOUVELLE-CALÉDONIE DANS LEUR CONTEXTE RÉGIONAL : MISE EN PLACE DE LA SÉRIE OPHIOLITIQUE ET ÉVOLUTION DES STRUCTURES	479
1 - <i>Présentation de l'étude de la mise en place des péridotites de Nouvelle-Calédonie dans leur contexte régional</i> par J. RECY	481
2 - <i>Apports de la géologie terrestre et données nouvelles de microtectonique</i> par A. POUTCHKOVSKY et J. RECY	485
3 - <i>Origine et évolution du bassin des Loyauté et de ses bordures après la mise en place de la série ophiolitique de Nouvelle-Calédonie</i> par G. BITOUN et J. RECY	505
4 - <i>Sismique réfraction dans le bassin des Loyauté : résultats et discussion</i> par B. PONTOISE, J.Y. COLLOT, F. MISSEGUE et G.V. LATHAM	541
5 - <i>Anomalies gravimétriques et structure de la croûte dans la région de la Nouvelle- Calédonie : enracinement des péridotites</i> par J. Y. COLLOT, F. MISSEGUE et A. MALAHOFF	549
CHAPITRE XIII	565
- <i>Apports nouveaux à l'étude du Sud-Ouest Pacifique</i> par J. DUBOIS, J. DUPONT et J. RECY	567
ANNEXES	589
- ANNEXE I : <i>Réfraction marine</i> par B. PONTOISE	591
- ANNEXE II : <i>Gravimétrie marine (campagne EVA VI - VII)</i> par J.Y. COLLOT	601
- ANNEXE III : <i>Le géoïde</i> par B.M. LARUE	607
BIBLIOGRAPHIE GÉNÉRALE	611
LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES HORS-TEXTE	635
LISTE DES PLANCHES ET CARTES HORS-VOLUME	635
TABLE DES MATIÈRES	637

LISTE DES AUTEURS

- AUBERTIN F. COMPAGNIE FRANÇAISE DES PÉTROLES
Tour Mirabeau, 39-43, Quai André Citroën - 75739
PARIS CEDEX 15
CHAPITRES VI et XI.
- BITOUN G. ORSTOM — B.P. A 5 - NOUMÉA CEDEX -
Nouvelle-Calédonie
CHAPITRE XII.
- BLOOM A. L. CORNELL UNIVERSITY - Department of Geological
Sciences — 211 Kimball Hall - ITHACA - New York
14853, U.S.A.
CHAPITRE IV.
- de BROIN C. E. ELF OIL Exploration and Production (U.K.) Ltd,
Knightsbridge House, 197 Knightsbridge, London S.W.7,
1 RZ
CHAPITRES VI et XI.
- COLLOT J. Y. ORSTOM — B.P. A 5 - NOUMÉA CEDEX -
Nouvelle-Calédonie
CHAPITRES II et XII - ANNEXE II.
- DANIEL J. ORSTOM — B.P. A 5 - NOUMÉA CEDEX -
Nouvelle-Calédonie
CHAPITRE II.

- DUBOIS J. UNIVERSITÉ DE PARIS XI - Géophysique - Bât. 509
91405 ORSAY - CEDEX
CHAPITRES I, VII et XIII.
- DUNAND J. P. SOCIÉTÉ NATIONALE ELF AQUITAINE (P)
B.P. N° 65 - 64001 PAU
CHAPITRE XI.
- DUPONT J. ORSTOM — B.P. A 5 - NOUMÉA CEDEX -
Nouvelle-Calédonie
CHAPITRE V et XIII
- GRELLET C. UNIVERSITÉ DE PARIS XI - Géophysique - Bât. 509
91405 ORSAY - CEDEX
CHAPITRE VII.
- IBRAHIM A.K. UNIVERSITY OF TEXAS - Marine Science Institute
700 The Strand, GALVESTON, Texas, U.S.A.
CHAPITRE II.
- ISACKS B. L. CORNELL UNIVERSITY - Department of Geological
Sciences - 211 Kimball Hall - ITHACA - New York
14853, U.S.A.
CHAPITRE II.
- JOUANNIC C. ORSTOM — B.P. A 5 - NOUMÉA CEDEX -
Nouvelle-Calédonie
CCOP/SOPAC c/o Mineral Resources Division
Private Mail Bag - G.P.O. SUVA - FIDJI
CHAPITRE IV.
- LAPOUILLE A. ORSTOM — B.P. A 5 - NOUMÉA CEDEX -
Nouvelle-Calédonie
CHAPITRES VIII et IX.
- LARUE B. M. ORSTOM — B.P. A 5 - NOUMÉA CEDEX -
Nouvelle-Calédonie
CHAPITRES III et VIII - ANNEXE III
- LATHAM G. V. UNIVERSITY OF TEXAS - Marine Science Institute
700 The Strand, GALVESTON, Texas, U.S.A.
CHAPITRES II, V, VIII et XII.
- LAUNAY J. ORSTOM — B.P. A 5 - NOUMÉA CEDEX -
Nouvelle-Calédonie
CHAPITRE III.
- LOUAT R. ORSTOM — B.P. A 5 - NOUMÉA CEDEX -
Nouvelle-Calédonie
CHAPITRES II, III et V.
- MAILLET P. ORSTOM — B.P. A 5 - NOUMÉA CEDEX -
Nouvelle-Calédonie
CHAPITRES II, III et X.

- MALAHOFF A. NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC
ADMINISTRATION - National Ocean Survey -
ROCKVILLE, Maryland 20852, U.S.A.
CHAPITRES II, V, VIII et XII.
- MISSEGUE F. ORSTOM — B.P. A 5 - NOUMÉA CEDEX -
Nouvelle-Calédonie
CHAPITRES V et XII.
- MONZIER M. ORSTOM — B.P. A 5 - NOUMÉA CEDEX -
Nouvelle-Calédonie
CHAPITRES III et X.
- PONTOISE B. ORSTOM — B.P. A 5 - NOUMÉA CEDEX -
Nouvelle-Calédonie
CHAPITRES II, V, VIII et XII - ANNEXE I.
- POUTCHKOVSKY A. ORSTOM — B.P. A 5 - NOUMÉA CEDEX -
Nouvelle-Calédonie
CHAPITRE XII.
- RAVENNE C. INSTITUT FRANÇAIS DU PÉTROLE
1 et 4, avenue de Bois Préau, 95502 RUEIL-MALMAISON
CHAPITRES VI et XI.
- RECY J. ORSTOM — B.P. A 5 - NOUMÉA CEDEX -
Nouvelle-Calédonie
CHAPITRES I, XII et XIII.
- SELO M. UNIVERSITÉ P. et M. CURIE - Département de Géologie
Dynamique - 4, Place Jussieu, 75230 PARIS CEDEX 05
CHAPITRE X.
- STORZER D. MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE -
Laboratoire de Minéralogie - 61, rue Buffon, 75005 PARIS
CHAPITRE X.
- TAYLOR F. W. UNIVERSITY OF TEXAS - Marine Science Institute
700 The Strand, GALVESTON, Texas, U.S.A.
CHAPITRE IV.

REMERCIEMENTS

Cet ouvrage rédigé par vingt-neuf auteurs présente les résultats acquis au cours de nombreuses missions en mer et à terre des agents de l'ORSTOM impliqués dans le programme sur l'Évolution des Arcs Insulaires (EVA). Ces missions ont été essentiellement financées par l'ORSTOM ; que la Direction Générale de l'ORSTOM, le Délégué de l'ORSTOM dans le Pacifique et le Directeur du Centre de Nouméa trouvent ici, à cette occasion, l'expression de la reconnaissance des auteurs.

Pour la réalisation de ce programme, il a fallu recueillir de nombreuses données puis les traiter et les analyser. Les résultats ont dû être rédigés, illustrés, discutés, corrigés et édités. Cette somme de travail n'a pu être entreprise et achevée qu'avec l'aide d'organismes de recherche et de nombreuses personnes que les auteurs remercient sincèrement pour leur participation.

Le Centre National pour l'Exploitation des Océans (CNEXO) a fourni à l'équipe les navires nécessaires dont le financement représente une part importante du coût des recherches en mer, mais aussi du matériel scientifique ainsi qu'un financement complémentaire qui a favorisé la réalisation du programme EVA. (1)

L'Université de Cornell, l'Université du Texas et la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) nous ont apporté leur aide tant en matériel qu'en techniciens dans le cadre des accords formels ou informels avec l'ORSTOM.

(1) Contrats CNEXO - ORSTOM n° 77/1715 et n° 78/1935/4.

Les Commandants et l'ensemble des équipages des navires océanographiques CORIOLIS et LE NOROIT ont fait avec les auteurs, 270 jours de mer dans le cadre de ce programme.

Le Commandant Pierre FURIC et l'équipage du VAUBAN, navire de l'ORSTOM, ont accompli, malgré la petite taille du bateau bien des missions en haute mer.

Le GALIBI, navire des Phares et Balises de Nouvelle-Calédonie, son Commandant MORIGNAT et son équipage n'ont certes pas effectué de longues missions mais ils ont participé avec Roger SAMINADIN et André METZDORF comme boute-feux aux campagnes de réfraction avec explosifs.

Les techniciens américains Robert CHENEY, Philipp ROPERT de l'Université du Texas, Dick MOODY, Warren DEWHURST, Marty YELLIN de la NOAA, Westy DRAIN et George HADE de l'Université de Cornell n'ont pas ménagé leur peine pour l'acquisition ou le traitement de données dans chaque technique où ils sont spécialistes.

François JAMET et Roger DECOURT ont si souvent embarqué et ont si souvent assuré avec succès la maintenance des parties mécaniques et électroniques du matériel scientifique qu'on peut leur attribuer le mérite de la bonne marche de nombreuses missions. Michel DUKHAN et Yann HELLO ont eux aussi travaillé à ces missions. Claude REICHENFELD a réglé de nombreux problèmes administratifs quand il était dans la section comme il continue à le faire actuellement.

Bertrand CAMPILLO et Roger FOY de la Mission ORSTOM au Vanuatu ont assuré la maintenance du réseau sismologique des Nouvelles-Hébrides tandis que Joël BONNEMAISON, Chef de la Mission ORSTOM, Jean-Luc SAOS, Directeur du Service des Mines à Port-Vila, Jacky et Jean-Louis LAURENT ont fait le maximum pour aider nos missions dans cet archipel.

Roland LIENHART, Sylvestre WAHAGA, Ferdinand GOWE et Claude IHILLY ont participé aux préparations et à la réalisation des missions à terre ou en mer.

Mesdames Catherine BALDASSARI et Jocelyne LE GAT ont assuré avec l'aide temporaire de Martine LIENHART, le dépouillement de toute la sismicité, de la bathymétrie, du magnétisme de la plupart des missions ainsi que de nombreux autres travaux de mise en forme des données.

Le soutien analytique de la partie pétrographique de ce programme a été assuré par J. CHANUT, D. DUHET et Madame Sema LE CORVAISIER du Laboratoire de chimie du Centre ORSTOM de Nouméa ainsi que par Madame F. VIDAL du Centre Armoricaïn d'Étude Structurale des Socles de l'Université de Rennes.

Pour la réalisation de ce travail Madame Hilaire JOLY a assuré la plus grande partie de la dactylographie avec l'aide de Mademoiselle Henriette GESBERT. Madame Marika LE CORRE, Lucien PIERRON et Dominique LOISEAU ont effectué toute l'illustration de cet ouvrage tandis que Philippe RIBERE a assuré tous les travaux photographiques depuis la prise de vue de l'original jusqu'à l'épreuve finale à l'échelle désirée par les auteurs.

Messieurs ANDRIEUX, BOILLOT, DOREL, DUBOIS, FROIDEVAUX, GOGUEL, LEFEVRE, MERCIER, MONOD, PAUTOT, REHAUT, SCHLICH et SOREL ont bien voulu relire et critiquer les manuscrits composant cet ouvrage.

Le Commandant THOINET de la TURMELIERE de l'Aéronavale Tontouta a bien voulu embarquer un des auteurs lors d'un vol au-dessus des volcans Matthew et Hunter. Certaines illustrations de cet ouvrage ont été faites lors de ce vol.

La photo-composition du texte a été assurée par D. TARDIEU à Nouméa au fur et à mesure de la mise au point des chapitres.

C.R. HIERNAUX, Chef du Service des Editions de l'ORSTOM, et J. QUINET ainsi que tout le personnel de ce Service ont réalisé l'impression définitive de ce travail.

Enfin les auteurs remercient leur collègue Jacques DUPONT qui a consacré une grande partie de son temps à reprendre texte et figures pour harmoniser l'ensemble de l'ouvrage aidé par Michel MONZIER pour les textes et le montage et par Jocelyne LE GAT pour la bibliographie.

CHAPITRE I

**MOTIVATIONS ET OBJECTIFS DE L'ÉTUDE
DES STRUCTURES DU SUD-OUEST PACIFIQUE**

MOTIVATIONS ET OBJECTIFS DE L'ÉTUDE DES STRUCTURES DU SUD-OUEST PACIFIQUE

par Jacques DUBOIS et Jacques RECY

L'objectif principal de cet ouvrage est de faire le point sur les résultats acquis à la fin de 1980 dans le cadre du programme sur l'Evolution des Arcs Insulaires (EVA), mené par l'équipe des géologues et géophysiciens de Nouméa depuis 1976. Le choix de cette date correspond à la fin d'une décade au cours de laquelle l'essentiel des activités de ce groupe dans le Sud-Ouest du Pacifique a porté sur la géologie et la géophysique en mer. Pour éviter un développement trop long de cette présentation, le cadre géographique général du Sud-Ouest Pacifique ne sera pas décrit. On se reportera à la carte Hors-Volume I-1 qui donne ce type d'information.

Depuis l'introduction du concept général et cohérent de la tectonique des plaques, la région de marges du Sud-Ouest Pacifique a été un laboratoire exceptionnel où de nombreux éléments de cette théorie ont pu être découverts (ISACKS and OLIVER, 1968 ; DUBOIS *et al.*, 1973a, 1974a, 1975b), ou testés. Il faut noter que la majeure partie des progrès des connaissances en géodynamique dans cette région du globe ont été acquis pendant la dernière décade.

Un bref historique des activités montrera l'évolution des programmes des géologues et géophysiciens du Centre ORSTOM de Nouméa.

Les programmes antérieurs à 1969 portaient en géologie sur les processus d'altération des péridotites et de transport et dépôt des produits de ces altérations. En géophysique, après une phase de reconnaissance à terre en gravimétrie et magnétisme, l'étude de la sismicité de l'arc des Nouvelles-Hébrides constituait l'essentiel des activités.

En 1969, les sections de géologie et de géophysique commencèrent à regrouper leurs activités autour de programmes marins ; la participation de chercheurs du Centre aux expéditions NOVA de la Scripps Institution of Oceanography avait donné, dès 1967, l'impulsion nécessaire au démarrage de ces programmes. L'ORSTOM consentait alors un effort d'équipement en géophysique marine et, malgré de grosses difficultés pour la section d'obtenir du temps bateau à Nouméa, les premières campagnes en mer démarraient en 1970. C'est à cette époque qu'une deuxième phase intervenait avec le projet AUSTRADDEC ; il s'agissait d'une opération de grande reconnaissance menée en coopération avec l'Institut Français du Pétrole (IFP), le Centre National pour l'Exploitation des Océans (CNEXO) et les Sociétés Pétrolières Nationales. Avec deux mois de mer par an sur une période de quatre ans, ce programme a permis de réaliser une couverture très complète des grandes structures géologiques du Sud-Ouest Pacifique. Les techniques employées (sismique lourde multitrace, bathymétrie, magnétisme) et la navigation par satellites mettaient le groupe de Nouméa en possession des données les plus élaborées que l'on pût obtenir à l'époque. Pour compléter et "caler" les profils AUSTRADDEC, des campagnes de sismique réflexion monotrace et de collectes d'échantillons étaient lancées dans le cadre du programme complémentaire GEORSTOM mené par l'ORSTOM avec, pour partie, l'aide de l'IFP. De nombreux échantillons ont été prélevés par dragages (une centaine entre 1973 et 1976) ; certains d'entre eux sont encore en cours d'étude.

Aux données acquises au cours des opérations menées par l'ORSTOM et ses partenaires se sont ajoutées celles obtenues auprès des organismes étrangers effectuant des campagnes dans la région. Les chercheurs de l'ORSTOM ont en effet participé à peu près à toutes les croisières réalisées dans le Sud-Ouest du Pacifique par les navires de ces organismes : Argo 1967 (campagnes NOVA de la Scripps Institution of Oceanography, USA), Vityaz 1971 (Academia Sciencia, URSS), Kimbla 1971 (University of New South Wales, Australie), Mendeleyev 1972 (URSS), Thomas Washington 1972 (Scripps, USA), Fred H. Moore 1972 (Mobil, USA), Gulfrex 1973 (Gulf Australie), Chain 1974 (Woods Hole, USA), Thomas Washington 1974 (Scripps, USA), Valdivia 1975 (République Fédérale d'Allemagne), Vema 1977 (Lamont, USA), Machias 1979 (CCPM/PACSU (1), Nations Unies). Cette participation, outre les publications qui ont pu être réalisées a posteriori, a permis des échanges ou des cessions de données. La banque de données de géophysique en mer sur le Sud-Ouest du Pacifique ainsi constituée à Nouméa par l'équipe est probablement une des plus complètes existant actuellement.

Parallèlement aux opérations de géologie-géophysique marine AUSTRADDEC et GEORSTOM, le programme de sismologie aux Nouvelles-Hébrides était développé en collaboration avec l'Université américaine de Cornell (N.Y.). Au réseau permanent des 7 stations ORSTOM furent ajoutées, dans une première phase, des stations de terrain installées pendant des périodes de courte durée en différentes zones de l'archipel afin de tenter de définir avec plus de précision la disposition des zones sismiques.

(1) Comité pour la Coordination des Prospections des ressources Minérales dans le Pacifique Sud

Des études sur la surrection des terrasses coralliennes en Nouvelle-Calédonie et aux îles Loyauté conduisaient à des résultats nouveaux sur le comportement de la lithosphère en avant des zones de subduction, qui s'intégraient parfaitement aux travaux sur la géodynamique réalisés lors des programmes marins.

A la fin des opérations AUSTRADEC et GEORSTOM un symposium, parrainé par la Commission Inter-Union de Géodynamique du 25ème Congrès géologique international (Sydney), était organisé en 1976 au Centre ORSTOM de Nouméa par l'ORSTOM, l'Institut Français du Pétrole et le Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Les Editions Technip éditaient en 1977 un recueil en anglais des trente-sept articles présentés à ce symposium dont seize exposaient les résultats acquis au cours des programmes AUSTRADEC et GEORSTOM, complétant ainsi ceux déjà publiés dans diverses revues.

L'objectif de reconnaissance générale fixé aux programmes AUSTRADEC et GEORSTOM paraissait alors atteint ; la poursuite systématique de ce type d'étude avec une maille plus fine sur les huit millions de km² déjà reconnus, aurait conduit à un volume de travaux qu'il n'était pas raisonnable d'envisager. Les recherches menées avaient montré l'importance, dans le Sud-Ouest du Pacifique, de la notion d'évolution dans le temps et l'espace des zones de subduction et des structures associées ; l'étude détaillée, par différentes méthodes complémentaires, de secteurs géographiquement limités mais jugés représentatifs d'un stade d'évolution de ces zones a constitué l'approche retenue pour le programme EVA (Evolution des Arcs Insulaires) qui a pris la suite des programmes AUSTRADEC et GEORSTOM à partir de 1976. Simultanément, l'optique des grands programmes nationaux ou internationaux se modifiait de façon radicale. Aux grandes reconnaissances systématiques succédaient des programmes thématiques focalisés sur l'étude de secteurs caractéristiques, d'extension limitée, tel le programme FAMOUS, pour lequel tout un arsenal méthodologique était utilisé. L'évolution du programme des forages profonds réalisés par le Glomar Challenger suivait cette tendance générale ; après le programme JOIDES (Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling) dont l'objectif était d'évaluer à partir de l'âge de la couverture sédimentaire celui du substratum sous-jacent dans les différents bassins océaniques du globe, le programme IPOD (International Program of Ocean Drilling) qui débutait en 1975 retenait comme thèmes l'évolution de la croûte océanique, la structure et la genèse des limites continent-océan et le paléo-environnement. "In this program the geographic scope of the drilling has been limited to those areas in which specific problems can be best resolved. Steaming time of the drilling vessel has been reduced to a minimum and drilling time on sites has been increased by drilling only a few well surveyed locations" (1). Sur les marges actives le programme IPOD avait pour objectif la compréhension des mécanismes de la subduction, ce qui impliquait l'étude des processus intervenant au niveau de la fosse et de l'arc et de ceux à l'origine du développement des bassins arrière-arc. Les objectifs du programme IPOD, l'approche multidisciplinaire des problèmes, l'intégration des résultats obtenus à terre et en mer et l'éventail méthodologique recommandé pour les études préliminaires à l'implantation de forages sur les secteurs d'arcs jugés représentatifs eurent une influence certaine sur la conception et le déroulement du programme EVA. Rappelons qu'au cours des réunions du Comité IPOD l'éventualité de forage sur l'arc des Tonga et celui des Nouvelles-Hébrides a été à plusieurs reprises évoquée.

Le programme EVA avait retenu cinq objectifs principaux :

- Etudier sur le plan de la structure, de la sismicité, du magmatisme et de l'activité tectonique deux secteurs de zone de convergence, la partie centrale de l'arc des Tonga et la partie sud de l'arc des Nouvelles-Hébrides (H.V.I-1), considérés comme respectivement représentatifs d'une subduction mature et juvénile.

(1) *in* : the future of scientific ocean Drilling - Report accepted by the JOIDES Executive Committee in July 1977.

- Etudier les modalités de la transition zone de subduction - faille transformante au niveau de la terminaison d'une zone de subduction. La terminaison sud des Nouvelles-Hébrides a constitué l'exemple retenu d'une zone de transition active tandis que la zone d'Entrecasteaux semblait pouvoir être considérée comme un exemple fossile de ce même type de structure.

- Rechercher les mécanismes impliqués dans le développement des bassins marginaux et leurs relations avec les zones de subduction voisines. Des bassins marginaux actifs apparemment directement liés à une zone de subduction (bassin de Lau) ou sans relation évidente (bassin Nord-Fidjien) ainsi que des bassins marginaux inactifs (bassin Sud-Fidjien, bassin Nord-Loyauté) ont été les principaux exemples choisis.

- Etudier les structures consécutives à l'obduction d'une lithosphère océanique et les mécanismes qui ont pu intervenir dans ce processus. La région de la Nouvelle-Calédonie, où l'obduction n'a pas été suivie de collision continent-continent masquant les structures originelles, a été choisie comme exemple particulièrement démonstratif.

- Etudier les conséquences de l'arrivée d'un massif ou d'une chaîne dans une zone de subduction.

La réalisation d'un tel programme impliquait la mise en oeuvre de diverses méthodologies, complémentaires de celles utilisées jusqu'alors. Le groupe de Nouméa ne pouvant pas disposer en propre de certains équipements coûteux, une politique de coopération a été développée par l'ORSTOM avec divers laboratoires spécialisés. C'est ainsi que de nouvelles opérations de sismologie ont été menées dans le cadre d'un accord tripartite entre l'ORSTOM, l'Université de Cornell (département de géologie) et le gouvernement des Nouvelles-Hébrides (aujourd'hui Vanuatu) et d'une coopération entre l'ORSTOM et l'Université du Texas. Des stations de terrain, financées par l'Université de Cornell et des stations sous-marines conçues par l'Université du Texas, ont été installées pendant des périodes de courte durée (2 mois) en différentes zones de l'archipel des Nouvelles-Hébrides pour constituer des réseaux temporaires à petite maille, non tributaires de la disposition des îles. Dans un deuxième temps, un réseau permanent de vingt stations sismologiques téléométrées, de sept inclinomètres et de deux réseaux de repères géodésiques était mis en place pour suivre de façon continue l'évolution de la sismicité et les éventuels signes prémonitoires d'évènements sismiques majeurs.

Des profils de sismique réfraction en mer avec des stations d'enregistrement sous-marines ont aussi été réalisés en collaboration avec l'Université du Texas.

Les profils de gravimétrie en mer ont été obtenus grâce à une collaboration avec la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) qui a prêté à l'ORSTOM un gravimètre LaCoste et Romberg type S embarquable et un gravimètre immergeable type G.

L'étude des mouvements de surrection quaternaires des Nouvelles-Hébrides à partir des terrasses surélevées soulignant les niveaux relatifs successifs de la mer a été menée en collaboration avec le département de géologie de l'Université de Cornell. Au-delà de ces coopérations formelles, des contacts ont été noués avec différents laboratoires et organismes spécialisés qui seront évoqués dans les articles qui suivent.

L'attribution par le CNEXO de temps bateau en quantité suffisante a constitué un élément essentiel pour la réalisation du programme. Sept croisières ont pu être organisées sur les navires du CNEXO (N.O. Coriolis et N.O. Le Noroît), représentant un total de 270 jours de mer. A ces campagnes se sont ajoutées les opérations complémentaires menées avec le Vauban, navire de l'ORSTOM, et le Galibi, navire du Service des Phares et Balises de Nouvelle-Calédonie, utilisé comme boutefeu pour les profils de sismique réfraction à l'explosif. Ces moyens ont permis d'effectuer 21.700 milles de profils de bathymétrie, 10.150 milles de profils de magnétisme, 10.000 milles de sismique réflexion monotrace, 11.700 milles de gravimétrie, 31 profils de réfraction dont 9 avec utilisation d'explosifs, 53 dragages et

de mettre en place successivement trois réseaux sismologiques temporaires. A ces opérations se sont ajoutés des travaux tels que le levé gravimétrique de la Nouvelle-Calédonie, l'étude pétrographique des formations des appareils volcaniques de la terminaison sud des Nouvelles-Hébrides et le prélèvement d'échantillons par dragages sur la zone d'Entrecasteaux, pour ne citer que les plus importants d'entre eux.

Ce programme n'avait évidemment pas l'ambition de couvrir l'intégralité des domaines abordés dans chacun des secteurs d'études considérés ; ainsi, par exemple, les travaux de pétrographie à terre ont été limités à des secteurs jusqu'ici non étudiés de l'arc des Nouvelles-Hébrides, puisque de nombreuses études ont été menées aux Nouvelles-Hébrides et aux Tonga par des scientifiques français (dans le cadre des Actions Thématiques Programmées IPOD et Géodynamique), australiens, américains et anglais et par les géologues du Geological Survey du Vanuatu ; il y sera d'ailleurs fait largement référence.

On trouvera dans les différents chapitres de cet ouvrage les résultats des opérations menées pour atteindre les objectifs fixés au programme EVA. La compréhension de certains mécanismes ou phénomènes a nécessité d'élargir pour certaines disciplines le cadre géographique ou thématique. Les différentes études n'ont pu être conduites au même niveau tant sur le plan de l'acquisition des données que de la réflexion : un certain nombre de données n'ont pu être traitées ou analysées suffisamment à temps pour que les résultats soient intégrés à ce travail qui représente un stade de réflexion avant d'aborder la seconde phase du programme EVA qui doit se poursuivre jusqu'en 1984.

L'ouvrage se divise en treize chapitres consacrés à quatre sujets principaux :

- 1) La subduction et les phénomènes qui lui sont liés avec l'étude des arcs insulaires des Nouvelles-Hébrides, des Tonga-Kermadec, des Salomon et celle des corrélations établies entre certains paramètres observés sur diverses zones de subduction.
- 2) La terminaison d'une zone de subduction avec l'exemple de l'extrémité méridionale de l'arc des Nouvelles-Hébrides.
- 3) L'expansion secondaire et sa liaison éventuelle avec la subduction, étudiées à partir d'exemples de bassins marginaux actifs ou fossiles du Sud-Ouest Pacifique.
- 4) L'obduction étudiée ici sur le cas concret de la Nouvelle-Calédonie.

L'introduction d'une chaîne asismique dans une zone de subduction, quoique évoquée dans divers chapitres, n'a pas donné lieu à un exposé particulier, les travaux sur ce thème n'étant pas assez avancés.

Deux chapitres (X et XI), l'un consacré à la zone d'Entrecasteaux, dont le rôle géodynamique reste encore hypothétique, et l'autre au remplissage sédimentaire des bassins du Sud-Ouest Pacifique, s'articulent de façon plus lâche avec les thèmes principaux retenus.

On peut se demander comment se situe cet ouvrage par rapport aux publications antérieures car il rassemble une série de résultats sur des thèmes ayant déjà donné lieu à de nombreuses études ; dans chaque chapitre les auteurs se sont attachés à réaliser une synthèse de ces travaux antérieurs, avant de décrire les apports nouveaux qu'ils amenaient. Du fait de l'effort considérable qui a été consenti pour les programmes marins, on verra que ces apports sont très importants pour la connaissance des phénomènes géodynamiques des marges actives.

Les différentes techniques ont été employées comme des outils en vue de résoudre des problèmes géodynamiques : qu'il s'agisse par exemple de l'étude des traces de fission utilisée par les géologues pétrographes, ou de la forme du géoïde, domaine des géophysiciens, les objectifs étaient, dans le premier cas, de dater une structure sous-marine et, dans le deuxième cas, de comprendre la structure profonde d'un bassin arrière-arc. Ainsi la pluridisciplinarité a été la règle dans la manière d'aborder les différents problèmes posés.

L'ouvrage tel qu'il se présente ne prétend pas décrire tous les aspects des travaux issus des multiples opérations réalisées à terre et en mer. Il ne pouvait pas non plus constituer une synthèse définitive, selon une idée chère à certains, de la géodynamique de cette région complexe. Il fallait faire un choix parmi les différents travaux réalisés, et nous avons recommandé d'éliminer a priori toutes les imageries géopoétiques qui ont fleuri ici comme ailleurs, pour nous consacrer essentiellement à l'apport de données nouvelles acquises pendant la période considérée. Il ne s'agit pas non plus d'un catalogue de données ; les auteurs ont tenu à donner leurs interprétations des observations, et de nombreux modèles sont présentés ; toutefois ces modèles sont fondés sur des données précises.

Parmi les 29 auteurs qui ont contribué à cet ouvrage, certains ont participé à plusieurs parties (c'est le cas des sismologues, des pétrographes et des gravimétriciens) alors que d'autres ont eu un rôle de coordination plus ou moins marqué à l'échelle des chapitres ou à celle de l'ouvrage : animation des différents groupes de recherche et de l'équipe dans son ensemble, rédaction d'introductions et de conclusions particulières ou générales. D'autre part, et en plus de leur travail scientifique propre, deux des auteurs se sont attachés à la réalisation pratique de la maquette définitive de cet ouvrage.

Manuscrit remis en mars 1981
Manuscrit révisé en avril 1981

CHAPITRE II

**L'ARC INSULAIRE
DES NOUVELLES-HÉBRIDES**

1

PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE L'ARC DES NOUVELLES-HÉBRIDES

par Jacques DANIEL

La zone de subduction des Nouvelles-Hébrides (Pl.H.V. I-1 et Fig. II-1) constitue sur 1.500 km, la limite entre les plaques Australo-indienne et Pacifique. Cette marge active de type convergent comporte un système fosse-arc insulaire qui fait suite à celui des îles Salomon au nord et se raccorde de façon complexe à la zone de subduction des Tonga-Kermadec au sud-est (Pl. H.V.I-1).

En effet, alors que sur l'ensemble du Pacifique Ouest, il y a subduction de la plaque Pacifique vers l'ouest, sous les arcs des Aléoutiennes, Kouriles, Japon, Mariannes et Tonga-Kermadec, aux Salomon et aux Nouvelles-Hébrides, c'est la plaque Australo-indienne qui plonge vers l'E-N-E, la plaque

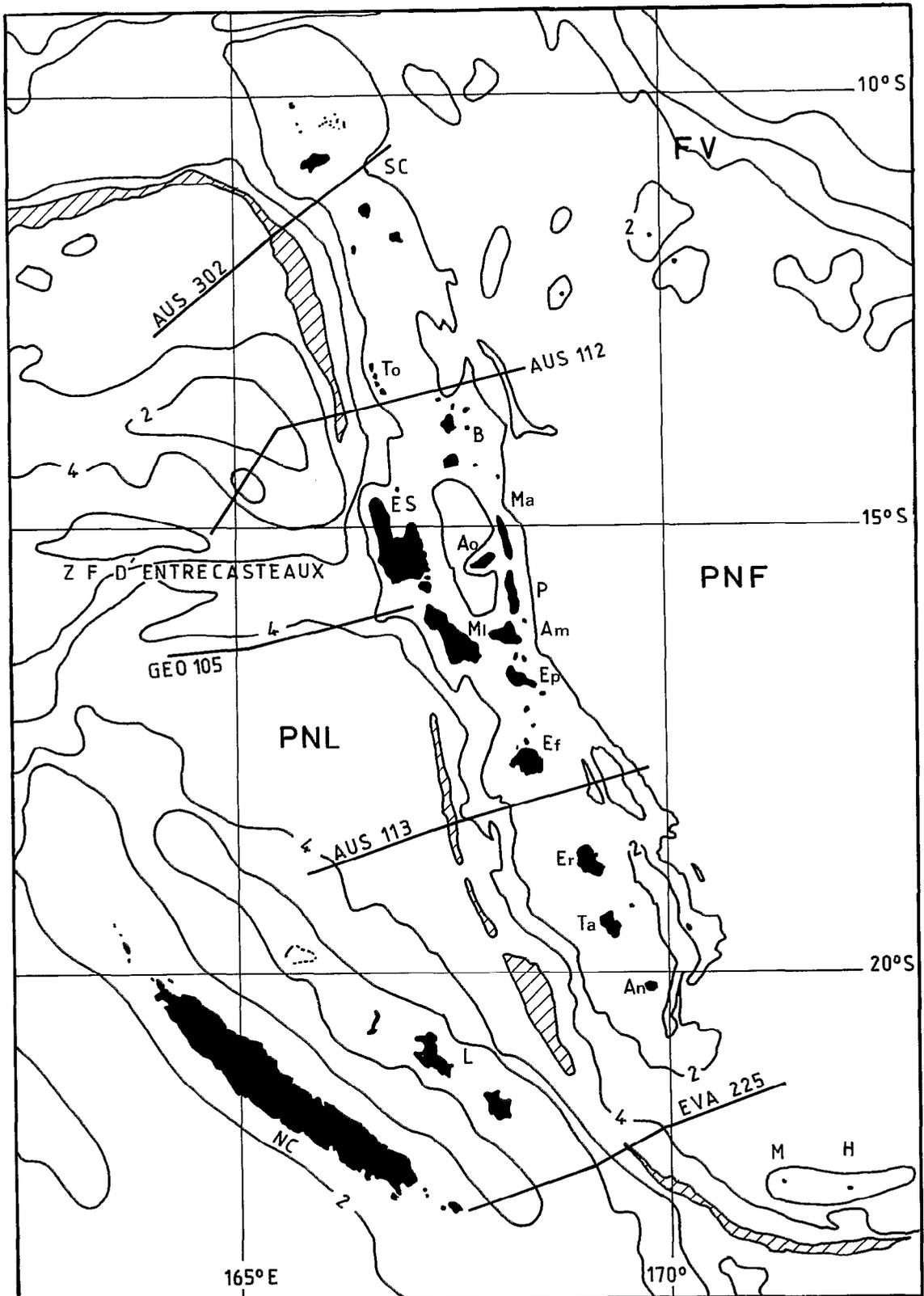


Fig. II-1 - Archipel des Nouvelles-Hébrides. Contours bathymétriques en kilomètres. NC = Nouvelle-Calédonie. L = îles Loyauté. PNL = Plateau Nord-Loyauté. PNF = Plateau Nord-Fidjien. FV = Fosse du Vityaz. M = Matthew. H = Hunter. Les îles des Nouvelles-Hébrides sont identifiées par une lettre (voir légende de la figure II-2).

Pacifique devenant la plaque supérieure. En fait, aux Nouvelles-Hébrides, la subduction ne se fait pas directement sous la plaque Pacifique mais sous le plateau (ou bassin) Nord-Fidjien (voir chap. VIII) structure beaucoup plus récente, dont l'histoire est liée à celle des Nouvelles-Hébrides. Ce sens du plongement est bien établi par l'existence d'une fosse à l'ouest de l'arc et par la géométrie du plan de Benioff (DUBOIS, 1969 ; ISACKS and MOLNAR, 1971) dont le pendage varie de 45 à 70°.

La direction du mouvement de subduction déduite des mouvements généraux des plaques Pacifique et Australo-indienne (DUBOIS *et al.*, 1977b) est N 75° et la vitesse de 10 cm/an.

Il convient, toutefois, de noter que le mouvement au niveau des Nouvelles-Hébrides est le mouvement résultant d'une part du mouvement général des plaques, et d'autre part de composantes dues à l'expansion du plateau (ou bassin) Nord-Fidjien. Si donc on admet les valeurs déduites des mouvements généraux des plaques, ceci implique que l'expansion sur le plateau Nord-Fidjien compense exactement le déficit de surface dû au fait qu'entre 16° et 23° S de latitude (Pl. H.V. I-1), les deux zones de subduction des Nouvelles-Hébrides et des Tonga se font face et que, par conséquent, le taux de subduction est égal à la somme des taux observés aux Nouvelles-Hébrides et aux Tonga (voir Fig. 4 de DUBOIS *et al.*, 1977b). L'estimation de la direction de subduction par l'étude des mécanismes focaux (PASCAL *et al.*, 1978) et de la vitesse de subduction à partir des paramètres de flexure de la lithosphère plongeante (DUBOIS *et al.*, 1977b) conforte cette hypothèse.

Mais, pour nous, la caractéristique essentielle de cette zone de subduction est d'être jeune : en effet, bien que les Nouvelles-Hébrides aient une histoire plus ancienne, on estime que la subduction dans sa position actuelle a débuté il y a moins de 10 M.A. : 7-8 M.A. pour DUGAS *et al.* (1977b), 5 M.A. pour CARNEY et MACFARLANE (1978). Ceci permet de considérer les Nouvelles-Hébrides par rapport aux autres zones de subduction comme un exemple de stade juvénile du phénomène de subduction.

HISTOIRE TECTONIQUE DE L'ARC DES NOUVELLES-HÉBRIDES

La géologie des Nouvelles-Hébrides fait apparaître trois provinces géologiques (Fig. II-2) définies par MITCHELL et WARDEN (1971).

- la province Ouest ou chaîne Ouest ("Western Belt") est la plus ancienne et comprend les îles Torrès, Espiritu Santo et Mallicolo. Elle est caractérisée par des sédiments volcanoclastiques d'âge Oligocène supérieur et Miocène inférieur à moyen. La découverte d'une faune éocène d'eau peu profonde dans des calcaires de Maewo (COLEMAN, 1969) permet d'envisager l'existence d'une ride sous-marine dès cette époque.

- la province Est ou chaîne Est ("Eastern Belt") comprend les îles de Maewo et Pentecôte, constituées de roches volcaniques d'âge Mio-Pliocène : de coulées ou basaltes interstratifiés, reposant sur un socle varié : conglomérats d'âge inconnu à Maewo et roches ultra-basiques à Pentecôte.

- la province centrale, ou chaîne centrale, constituée par un ensemble d'îles s'étendant des Santa Cruz au nord à Matthew et Hunter au sud, s'est formée depuis le début du Pliocène et comporte des volcans actifs : Tinakula, Vanua Lava, Gaua, Aoba, Ambrym, Lopevi, Tanna, Matthew, Hunter, plus quelques volcans sous-marins.

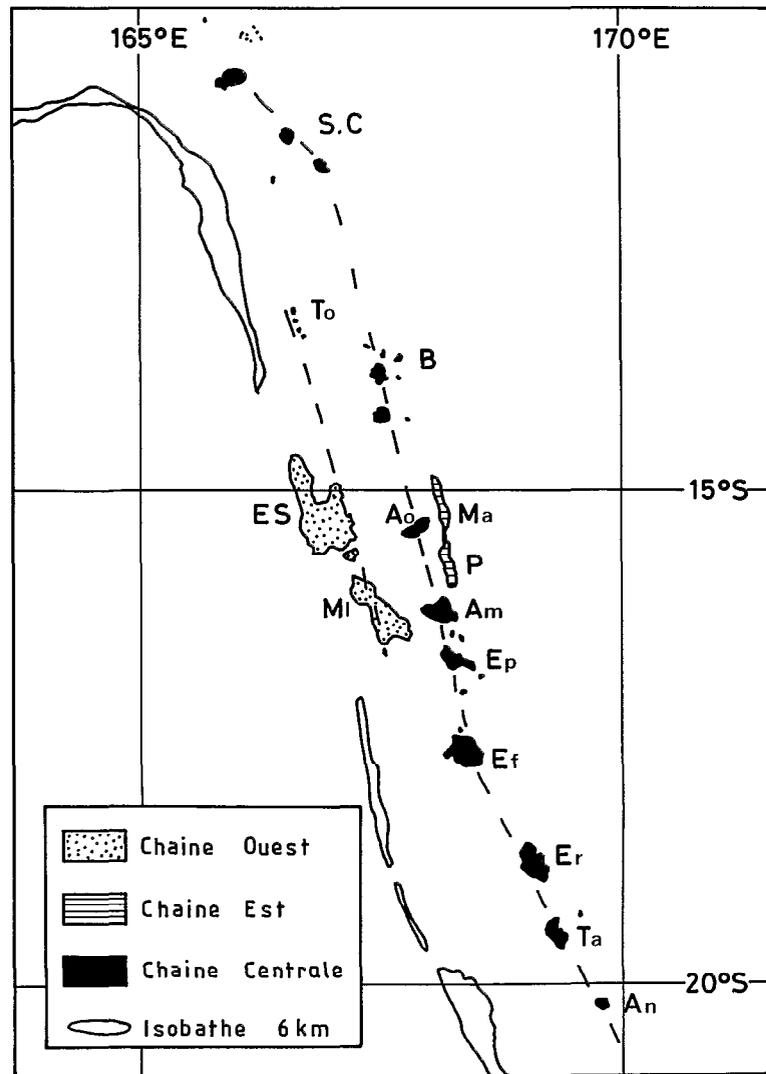


Fig. II-2 - Esquisse géologique des Nouvelles-Hébrides. Noms des îles du nord au sud : SC = Santa Cruz ; To = Torrès ; B = Banks ; ES = Espiritu Santo ; Ao = Aoba ; Ma = Maewo ; P = Pentecôte ; MI = Mallicolo ; Am = Ambrym ; Ep = Epi ; Ef = Efaté ; Er = Erromango ; Ta = Tanna ; An = Anatom.

Partant de ces observations, de la nature pétrologique des roches et de la position "anormale" de l'arc, plusieurs auteurs : CHASE (1971), MITCHELL et WARDEN (1971), KARIG et MAMMERICKX (1972), GILL et GORTON (1973), GORTON (1974), CARNEY et MACFARLANE (1978), admettent que l'arc, à partir d'une position "normale" due à la subduction de la plaque Pacifique sous la plaque Australo-indienne, a subi une inversion de polarité avant de prendre sa position actuelle. Ce schéma est contesté par d'autres auteurs (LUYENDYK *et al.*, 1974 ; ROCA, 1978) ou compliqué (PARROT and DUGAS, 1980 ; HUGHES, 1978) en faisant intervenir plusieurs inversions.

Quoi qu'il en soit, la partie centrale des Nouvelles-Hébrides où coexistent les deux chaînes anciennes Ouest et Est, a donc eu une histoire qui semble indépendante de la subduction actuelle qui, elle, est responsable de la mise en place de la chaîne centrale. L'origine du bassin d'Aoba, qui sépare les deux chaînes Est et Ouest est attribuée soit à une extension (KARIG and MAMMERICKX, 1972 ; LUYENDYK *et al.*, 1974) ; soit à l'influence de l'arrivée de la zone d'Entrecasteaux dans la zone de subduction (CHUNG and KANAMORI, 1978 a,b).

L'histoire de l'arc des Nouvelles-Hébrides avant le début de la subduction actuelle est donc complexe et liée à celle du plateau Nord-Fidjien ; la discussion des diverses hypothèses précédentes figure dans le chapitre consacré à ce bassin marginal (voir chap. VIII).

CARACTÈRES DE LA ZONE DE SUBDUCTION ACTUELLE

La subduction, dans sa forme actuelle, prend place vraisemblablement à la fin du Miocène sans qu'il soit possible de définir avec précision cette date. En effet, si on admet que le volcanisme lié au plan de Benioff se manifeste avec un déphasage dans le temps par rapport au début de la subduction, les estimations de l'âge du début de la subduction faites à partir des âges des roches volcaniques et des vitesses de subduction ne peuvent être qu'approximatives.

On peut examiner les diverses unités morphostructurales, habituellement distinguées dans les zones de subduction (DICKINSON, 1973 ; KARIG and SHARMAN, 1975).

Bassin océanique de la plaque plongeante

Dans les modèles classiques de zones de subduction, la plaque plongeante supporte une croûte océanique généralement homogène et de relief monotone. Aux Nouvelles-Hébrides, en raison de la position "inversée" de l'arc, on trouve sur la plaque plongeante non pas un bassin océanique typique comme aux Tonga par exemple, mais une zone de marge constituée d'un ou plusieurs bassins marginaux interrompus ou séparés par des rides dont l'origine et la nature ne sont pas toujours connues.

Du nord au sud, on trouve d'abord un bassin profond (profil AUS 302, Fig. II-1 et II-3) dont l'âge Oligocène indiqué par LARUE *et al.* (1977), est discuté (voir chap. IX). Ce bassin est limité vers le sud par une importante ride, dont la profondeur minimale est de l'ordre de 1.100 m, qui arrive jusqu'à la fosse à la latitude des îles Torrès et Banks (profil AUS 112, Fig. II-1 et II-3). La profondeur redevient normale dans l'étroit bassin situé au nord de la zone d'Entrecasteaux (DANIEL *et al.*, 1977) puis remonte très fortement sur cette structure. Au niveau de cette zone de fracture, la structure est perturbée au point que face aux îles Espiritu Santo et Mallicolo (profil GEO 105, Fig. II-1 et II-2) la fosse disparaît complètement.

Cette zone de fracture est coiffée par un haut fond culminant à moins de 10 m de profondeur et dont la morphologie évoque un volcan sous-marin (MONZIER, communication personnelle).

Plus au sud, on arrive dans un bassin assez improprement nommé plateau Nord-Loyauté (ou parfois bassin des Nouvelles-Hébrides, ou plus récemment par A. LAPOUILLE, bassin Nord-Loyauté ; voir chap. IX). Là, sur 250 km environ, le long de la fosse, la profondeur est relativement constante (environ 4.500 m) jusqu'à la chaîne des Loyauté et la terminaison méridionale de l'arc des Nouvelles-Hébrides.

Fosse

La fosse est bien marquée au nord où elle fait suite à la fosse Sud-Salomon après un changement de direction brutal au niveau des îles Santa Cruz (Pl. H.V. I-1 et Fig. II-1). La profondeur maximum de 9.174 m (FALEYEV *et al.*, 1977) est atteinte vers 12° 30' de latitude au nord-ouest des îles Torrès. Au sud, bien que l'isobathe de 6.000 m ne soit pas continue, la fosse est également bien marquée. Elle amorce un changement de direction à partir de 22°5' (Pl. H.V. II-2) et atteint une direction WE à 23° S.

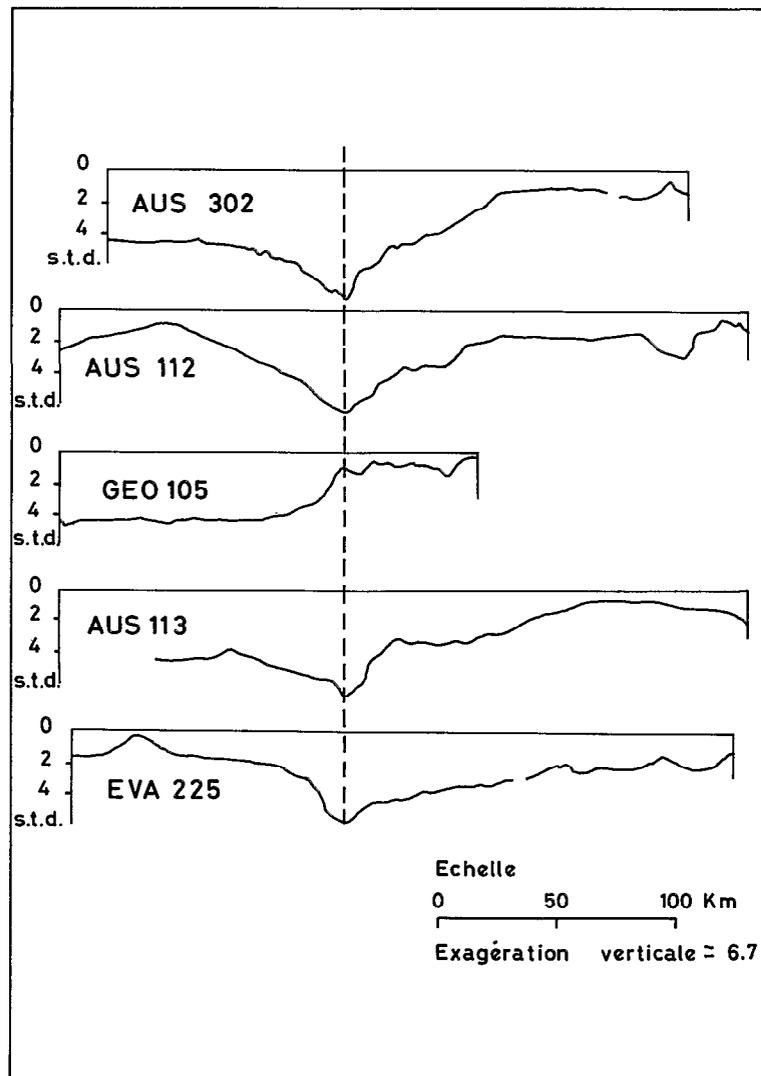


Fig. II-3 - Profils bathymétriques à travers la fosse et l'arc des Nouvelles-Hébrides. Le tireté marque l'axe de la fosse. La localisation des profils est indiquée sur la figure II-1.

Dans la partie centrale, la disparition de la fosse au niveau des îles Espiritu Santo et Mallicolo est à mettre en relation avec l'arrivée de la zone de fracture d'Entrecasteaux dans la zone de subduction. Il s'agirait (PASCAL, 1974 ; RAVENNE *et al.*, 1977b ; CHUNG and KANAMORI, 1978a,b ; ROCA, 1978) en effet non pas d'une interruption de la fosse mais d'un effet de son soulèvement. En ce cas, les îles Espiritu Santo et Mallicolo représenteraient la rupture de pente (mid-slope basement).

Arc proprement dit

La bathymétrie (Fig. II-1) montre que le bourrelet qui constitue l'arc proprement dit présente des discontinuités que l'on attribue soit au "proto arc" des Nouvelles-Hébrides comme c'est le cas dans les parties nord (Torrès) et centrale, soit à des anomalies dans le fonctionnement de la subduction actuelle (parties centrale et extrême sud). En particulier, la largeur de ce bourrelet (évaluée sur les isobathes de 2.000 m ; Fig. II-1) est très variable. On peut d'ailleurs remarquer que la largeur maximale est observée plutôt dans la partie sud à hauteur d'Erromango.

La nature des séries magmatiques le long de l'arc (ROCA, 1978) est très variable mais on n'y rencontre que fort peu de laves de la série tholéitique considérée comme caractéristique des arcs jeunes. Ce phénomène interprété comme la conséquence d'une contamination due à la collision de la zone de fracture d'Entrecasteaux (ROCA, 1978) avec l'arc insulaire, s'étend en fait bien au-delà de la zone de fracture. Notons que les laves présentant le plus d'affinités tholéitiques sont celles du sud de l'arc (Erromango, Tanna, Anatom).

En arrière de l'arc, on observe au nord et au sud une zone de fossés d'effondrement. L'origine de ces fossés a été discutée par DUBOIS *et al.* (1975a, 1978) et plusieurs hypothèses présentées. Ces fossés sont absents dans la partie centrale où, nous l'avons vu, par contre existe un bassin central : le bassin d'Aoba. La région centrale étant, à plusieurs titres, atypique, nous considérons ces fossés comme un trait morphostructural caractéristique de l'arc.

OBJET ET CADRE DE L'ÉTUDE

Cette étude sur l'arc des Nouvelles-Hébrides s'inscrit dans une étude plus vaste dont le but est de tenter de définir l'évolution dans le temps et l'espace du phénomène de subduction. La zone de subduction des Nouvelles-Hébrides, considérée comme une des plus récentes du monde, y représente un stade jeune que l'on s'efforcera de caractériser.

L'examen des diverses données, morphologiques, pétrologiques et structurales, nous ont montré qu'il existait des variations assez importantes le long de l'arc. Nous avons donc choisi, en fonction de ces différents critères, la zone qui nous semblait la moins perturbée et la plus représentative du phénomène.

Cette zone qui s'étend d'Efaté à Anatom permettait de plus de suivre l'évolution de l'arc à sa terminaison sud et d'étudier le passage de la zone de subduction à la zone de Hunter (voir chap. III).

Les techniques utilisées sont la bathymétrie, le magnétisme, la sismique réflexion et réfraction, la gravimétrie, la sismologie et la pétrologie. La densité des données n'est, bien entendu, pas la même suivant les techniques considérées et parfois même seule une approche bibliographique a été réalisée mais toujours dans le but d'analyser les variations, et par conséquent, de définir les caractères constants, de la zone de subduction.

Manuscrit remis en février 1980
Manuscrit révisé en février 1981

2**MORPHOLOGIE ET STRUCTURES SUPERFICIELLES
DE LA PARTIE SUD DE LA ZONE DE SUBDUCTION
DES NOUVELLES-HÉBRIDES**

par Jacques DANIEL

Dans cette première approche de l'étude de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides entre Efaté et Anatom (Fig. II-1), on s'intéresse aux structures superficielles telles qu'elles peuvent être déduites de la bathymétrie, des anomalies magnétiques et de la sismique réflexion.

BATHYMÉTRIE ET MORPHOLOGIE

Les données utilisées proviennent des campagnes EVA réalisées par l'ORSTOM à bord des navires océanographiques "CORIOLIS" et "LE NOROIT" du Centre National pour l'Exploitation des Océans.

D'autres données proviennent des campagnes AUSTRADDEC réalisées conjointement par l'ORSTOM, le CNEXO et le CEPM, des campagnes CHAIN (WOODS HOLE OCEANOGRAPHIC INSTITUTION) et KIMBLA (ORSTOM et NEW SOUTH WALES UNIVERSITY de SYDNEY).

La densité des données étant plus grande dans la partie nord de la zone étudiée, entre Efaté et Erromango, il a été possible de dresser une carte bathymétrique (Pl. H.V. II-1) à une échelle voisine de 1 / 1 100 000 (projection Mercator, échelle 1 / 1 100 000 à l'Equateur, équidistance 200 m). Une carte à la même échelle a été réalisée dans la région Matthew-Hunter (voir chap. III), mais les données se sont avérées insuffisantes pour dresser la carte à cette échelle entre 20°S et 21°S. Cependant, les grands traits de la bathymétrie entre 17°S et 24°S ont été esquissés sur une carte à échelle voisine de 1 / 3 650 000 (Pl. H.V. II-2) sur laquelle on n'a conservé que les isobathes des milliers de mètres.

La carte de localisation des profils (Fig. II-4) montre que la distance de profil à profil est au maximum de 60 km environ, mais le plus souvent de l'ordre de 20 km. Les profils sont présentés sur les figures II-5 à II-10 avec éventuellement une interprétation succincte de la sismique réflexion et le tracé des anomalies magnétiques.

Nous distinguerons, dans la description, les unités morphostructurales suivantes (Fig. II-11) :

- bassin océanique externe et flanc externe de la fosse ;
- flanc interne de la fosse (arc trench gap) ;
- arc proprement dit.

Bassin océanique externe et flanc externe de la fosse

Le bassin océanique externe est ici constitué par le plateau Nord-Loyauté. Les modes de formation de ce bassin océanique et de la chaîne des Loyauté sont étudiés par ailleurs (voir chap. IX et XII).

Du point de vue de la morphologie, le plateau présente un relief peu accusé, la profondeur restant comprise entre 4 000 et 5 000 m, en dehors de quelques pointements isolés atteignant 3 600 m. On peut cependant y distinguer des directions structurales orientées NW-SE (Fig. II-12) parallèles à la ride des Loyauté. En particulier, les gradins que l'on observe dans la partie méridionale du plateau présentent une obliquité par rapport à la direction de la fosse jusqu'à 21°S, et lui sont parallèles entre 21° et 22°S.

Plus au nord, par contre, au niveau d'Efaté les pointements observés sur le plateau sont parallèles à la direction de la zone de fracture d'Entrecasteaux.

L'existence d'un bombement de la lithosphère avant son plongement au niveau de la zone de subduction a été démontrée par DUBOIS *et al.* (1973a, 1974 a, 1975b). Les paramètres de ce bombement ont pu être calculés à partir de l'étude des récifs soulevés de l'archipel des Loyauté et du sud de la Nouvelle-Calédonie. Toutefois, en raison justement de l'existence de la ride des Loyauté, ce bombement n'est pas observé dans la bathymétrie comme c'est le cas dans les grands bassins océaniques.

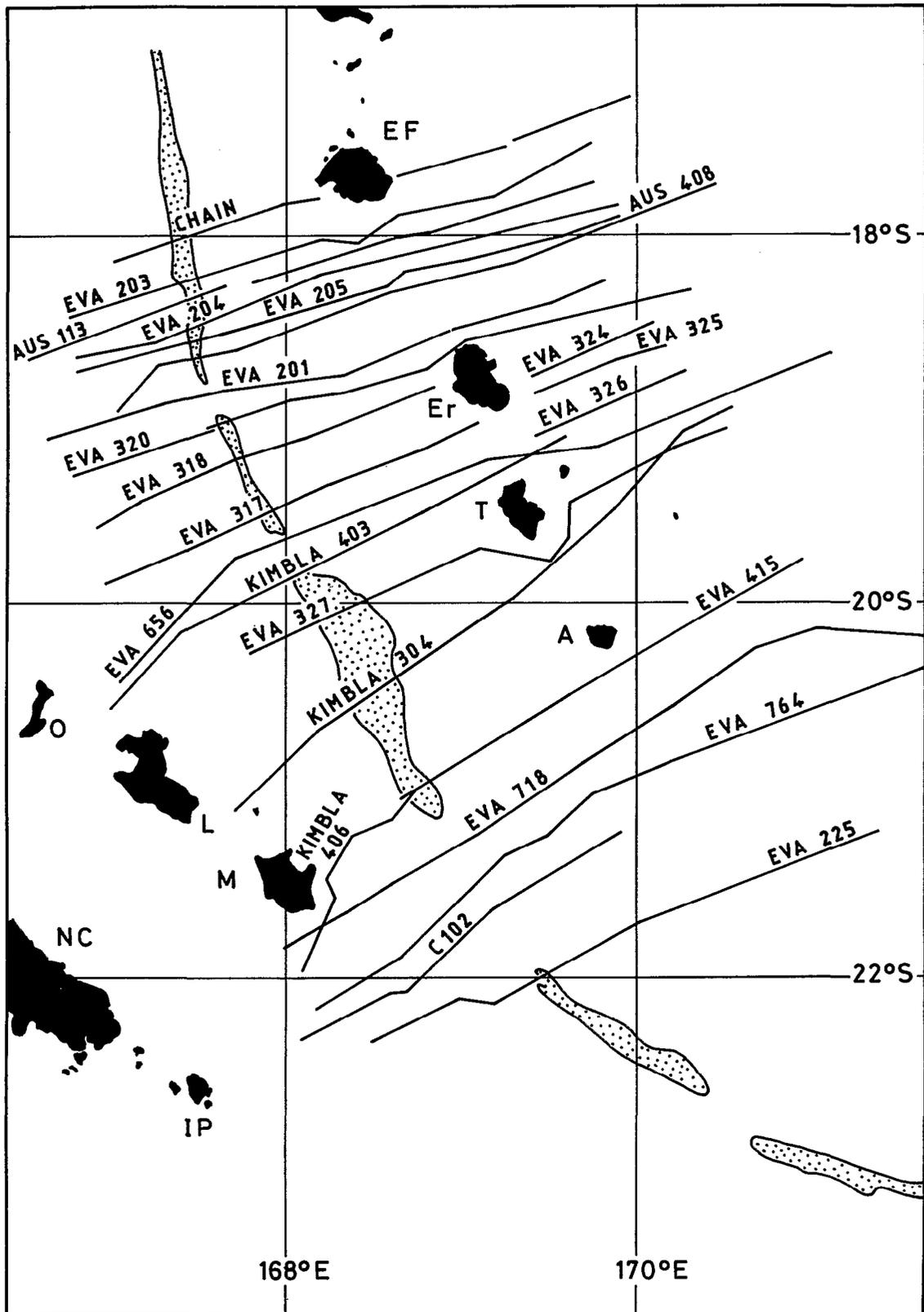


Fig. II-4 - Localisation des profils. La position de la fosse est indiquée par l'isobathe de 6000 m (la zone de profondeur supérieure à 6000 m est en pointillés).

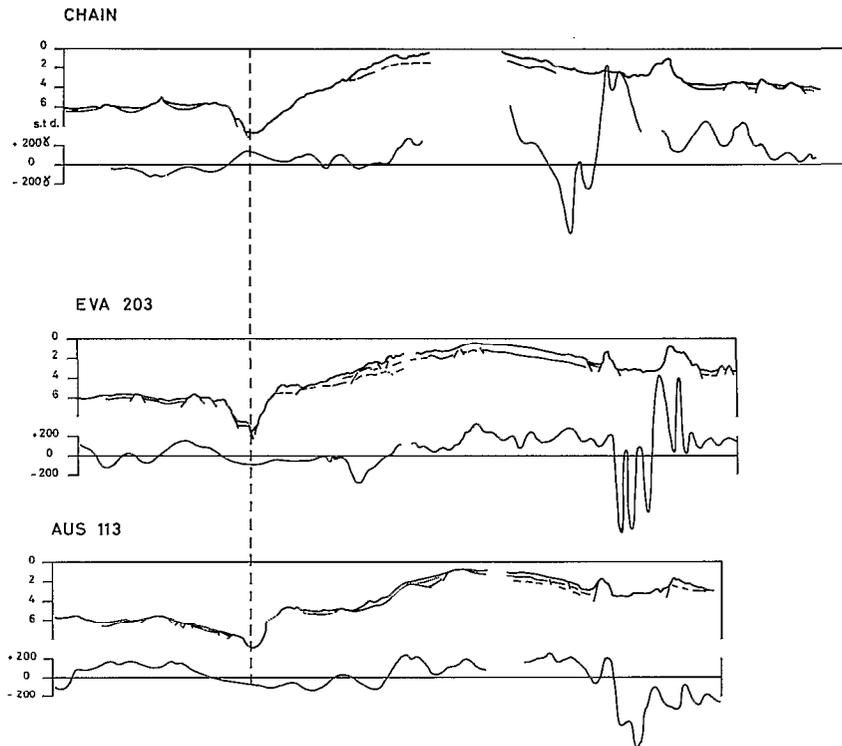


Fig. II-5 - Coupes à travers la fosse et l'arc des Nouvelles-Hébrides (localisation des profils : figure II-4). Les profondeurs sont en secondes temps double, les anomalies magnétiques en gammas. Les indications sur la structure sont obtenues à partir de la sismique réflexion. L'échelle horizontale est voisine de celle de la figure II-4, soit 1 / 3.650.000 (1 cm = 36,5 km). L'exagération verticale est de 6,7 environ.

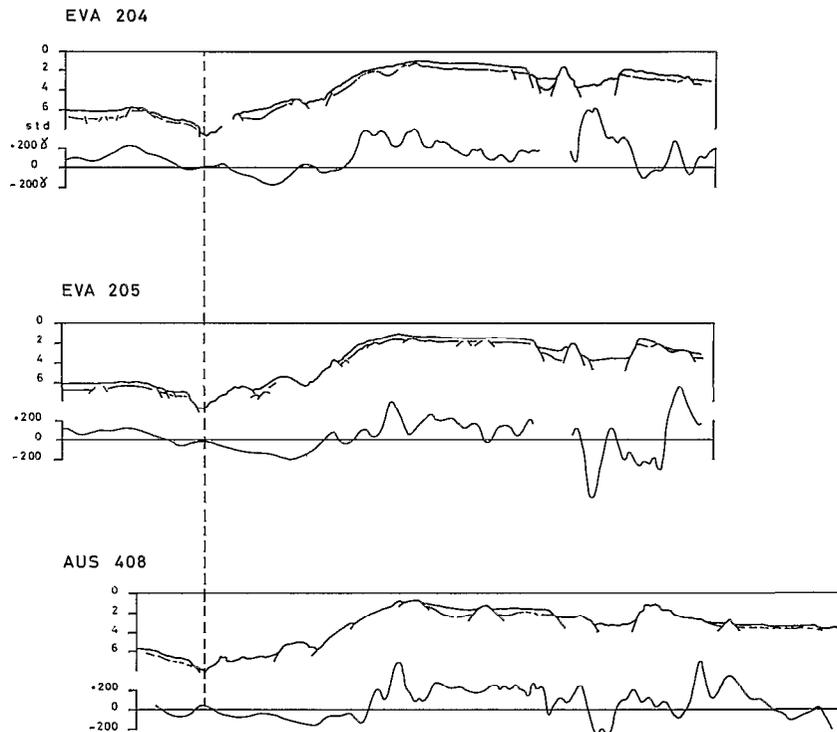


Fig. II-6 - Voir légende de la figure II-5.

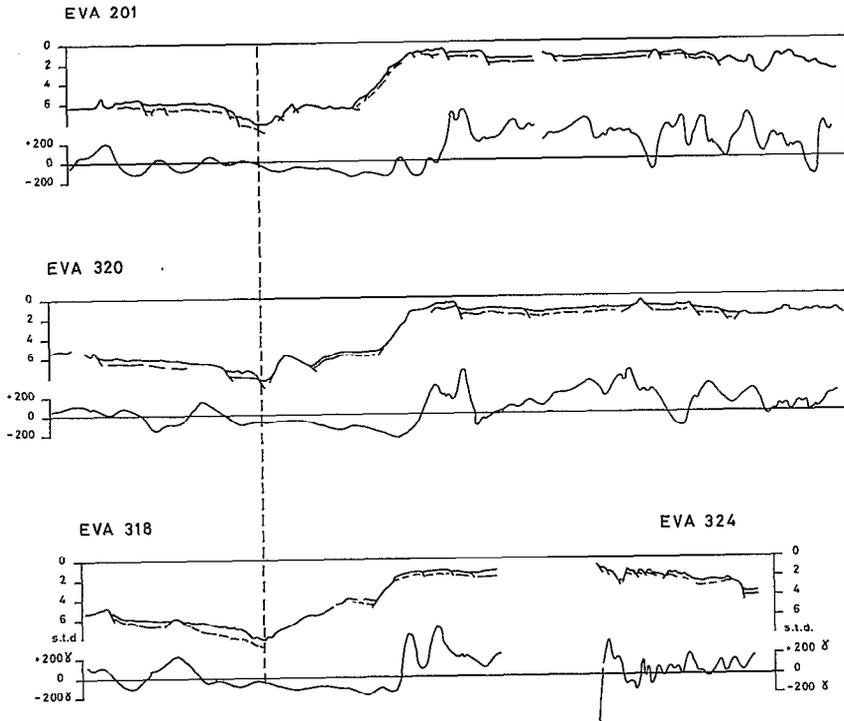


Fig. II-7 - Voir légende de la figure II-5.

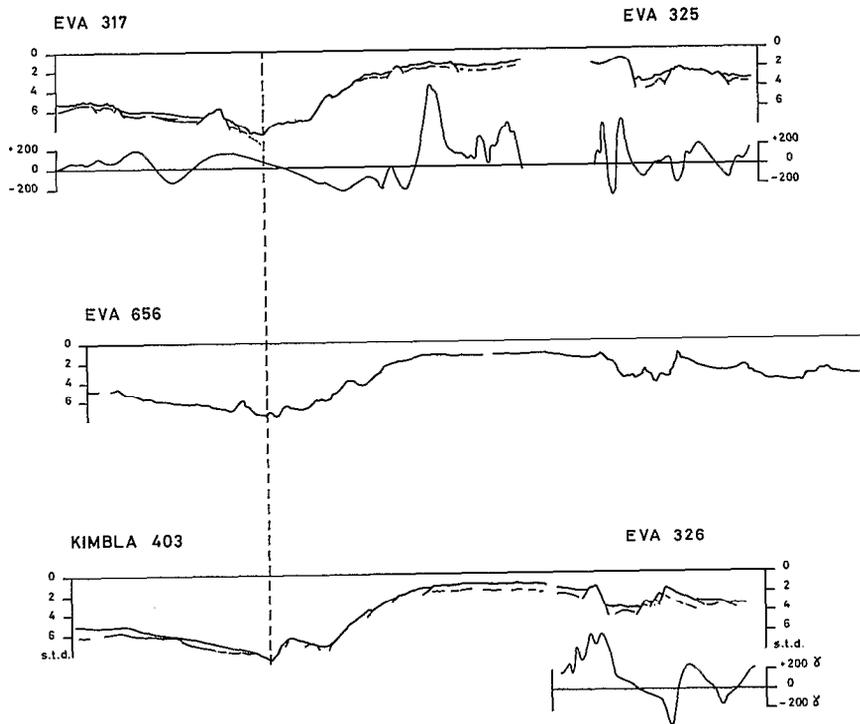


Fig. II-8 - Voir légende de la figure II-5.

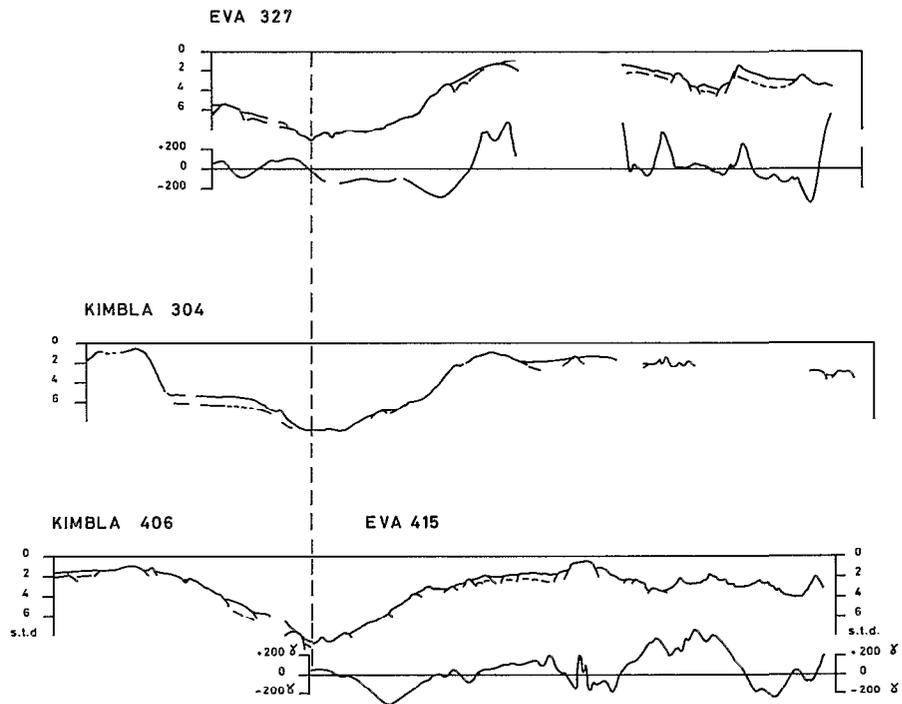


Fig. II-9 - Voir légende de la figure II-5.

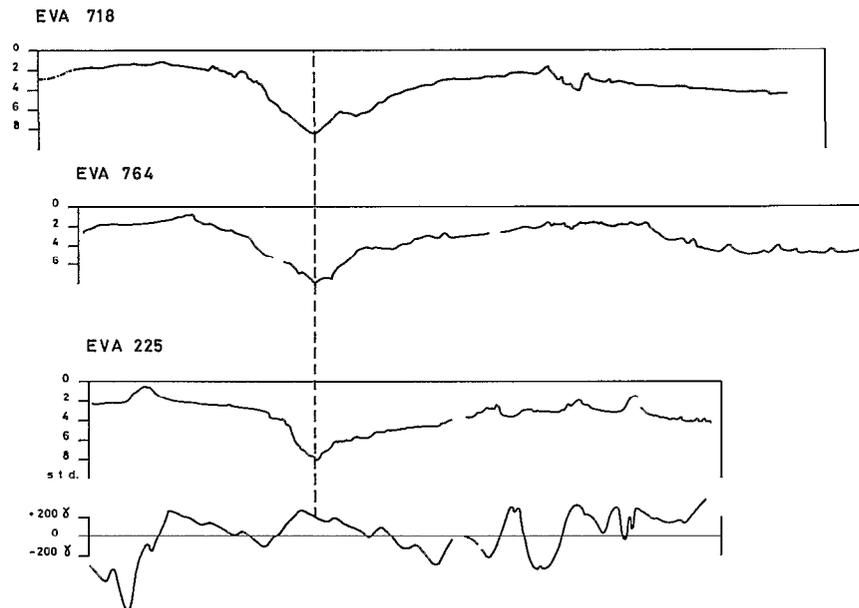


Fig. II-10 - Voir légende de la figure II-5.

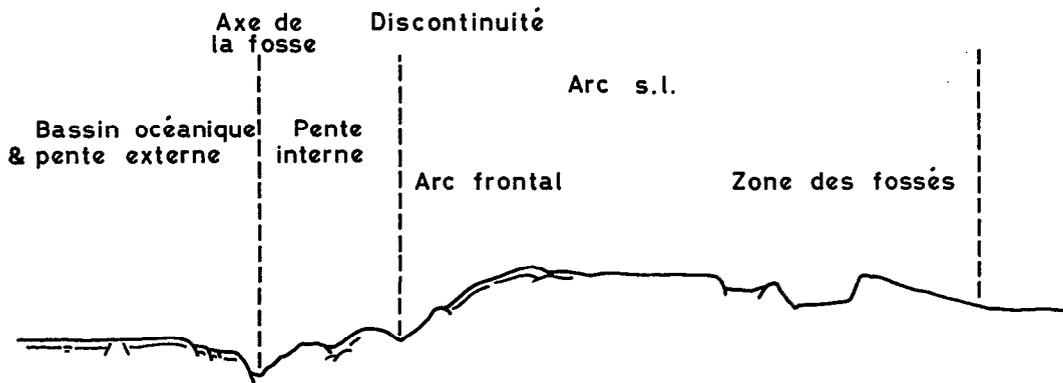


Fig. II-11 - Schéma indiquant les unités morphostructurales définies sur l'arc des Nouvelles-Hébrides.

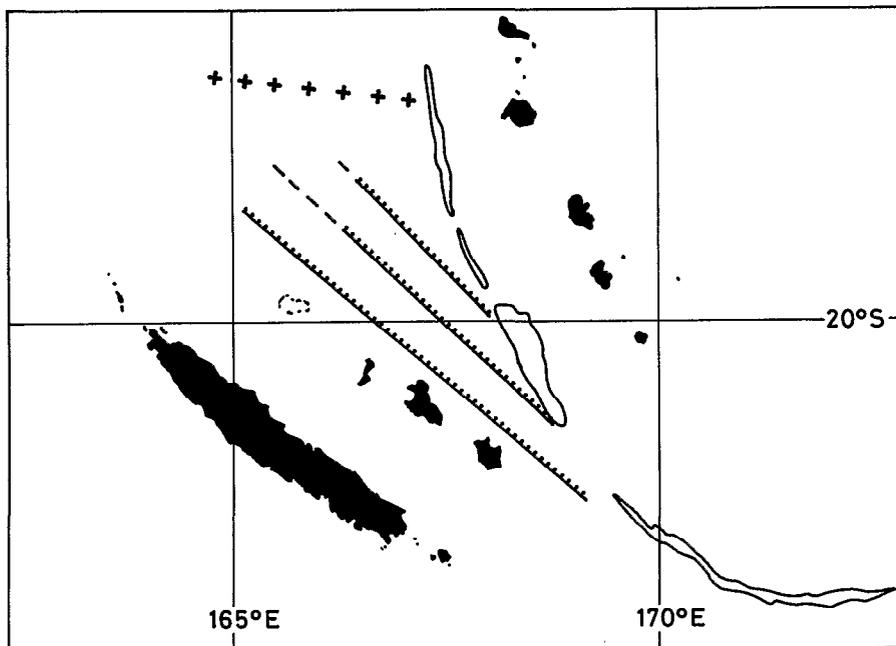


Fig. II-12 - Directions morphostructurales du plateau Nord-Loyauté. Les failles NW-SE de direction "Loyauté" atteignent la fosse des Nouvelles-Hébrides. La ligne matérialisée par des croix représente un ensemble d'irrégularités topographiques dont la direction serait "d'Entrecasteaux" (cf. Fig. II-1).

La forme du flanc externe de la fosse est influencée par ces différents traits structuraux. Sur la figure II-13 on a reporté les valeurs de la pente en fonction de la position du profil (Fig. II-4). Sur les deux profils les plus septentrionaux (CHAIN et EVA 203), la pente est très forte (presque 20°) ; ces valeurs élevées sont dues à l'existence au bord de la fosse des pointements de socle (Fig. II-5). A partir du profil AUS 113 la pente diminue nettement et les valeurs restent inférieures à 5° jusqu'au profil EVA 327. La valeur minimale est inférieure à 1° . En poursuivant vers le sud, la valeur de la pente augmente assez irrégulièrement et sur le profil EVA 225, le plus méridional, elle est supérieure à 10° . Cette augmentation correspond à l'arrivée au niveau de la fosse, des contreforts de la chaîne des Loyauté.

Les profils sur lesquels le flanc externe de la fosse est le moins perturbé par des irrégularités de la plaque plongeante se situent donc dans la partie centrale de la zone étudiée (profils EVA 320 à KIMBLA 403, Fig. II-4, II-7, II-8). Sur les profils EVA 317 et EVA 320 par exemple (Fig. II-14) on peut observer, du sud-ouest au nord-est, le dernier gradin de la chaîne des Loyauté, suffisamment éloigné de l'axe de la fosse pour ne pas perturber toute la pente, et les failles normales caractéristiques des pentes externes des fosses de subduction (JONES *et al.*, 1978). Ces failles témoignent de l'état des contraintes dans cette partie de la zone de subduction et de la prédominance des tensions dans la direction de subduction.

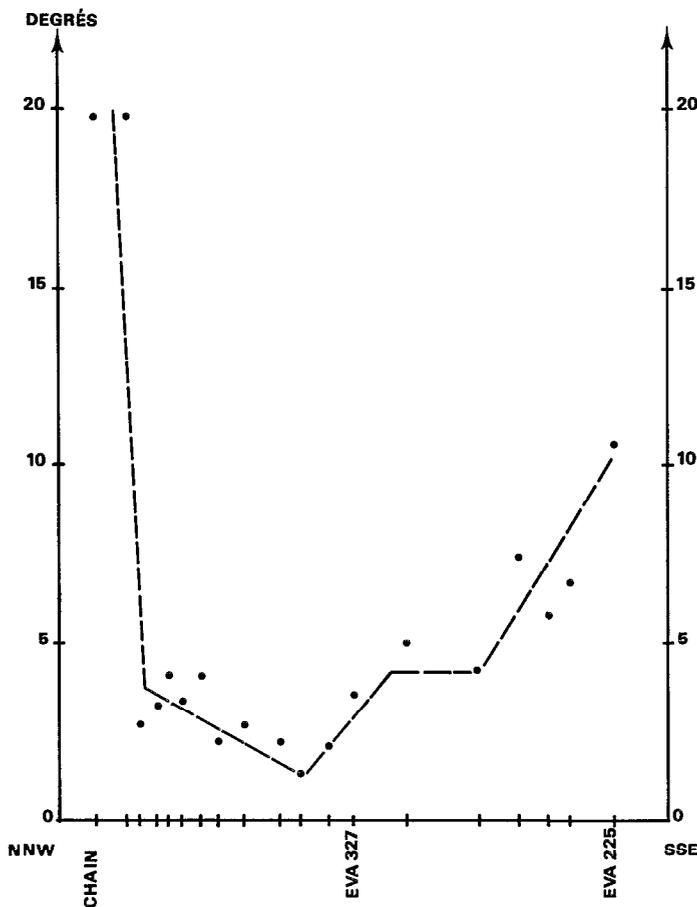


Fig. II-13 - Pente du flanc externe de la fosse. En abscisses on a repéré les profils en fonction de la latitude de leur intersection avec l'axe de la fosse (le nord est à gauche et le sud à droite, cf. figure II-4). En ordonnées on a reporté la pente exprimée en degrés.

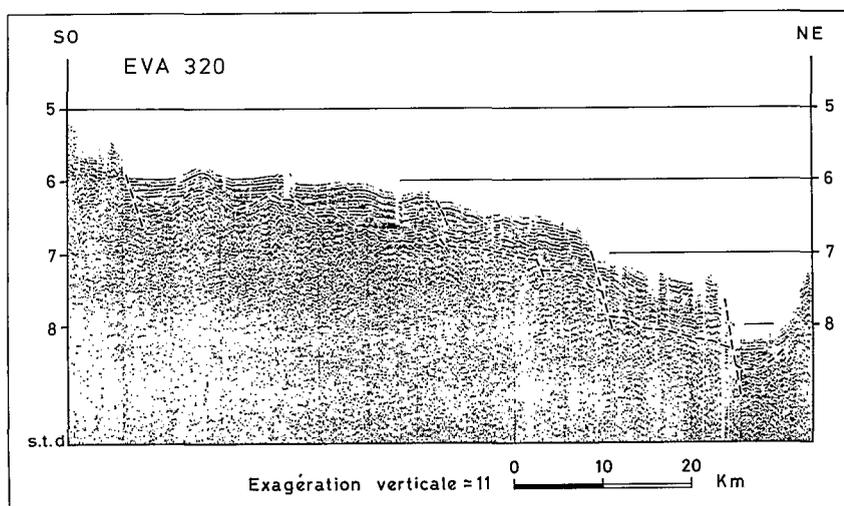
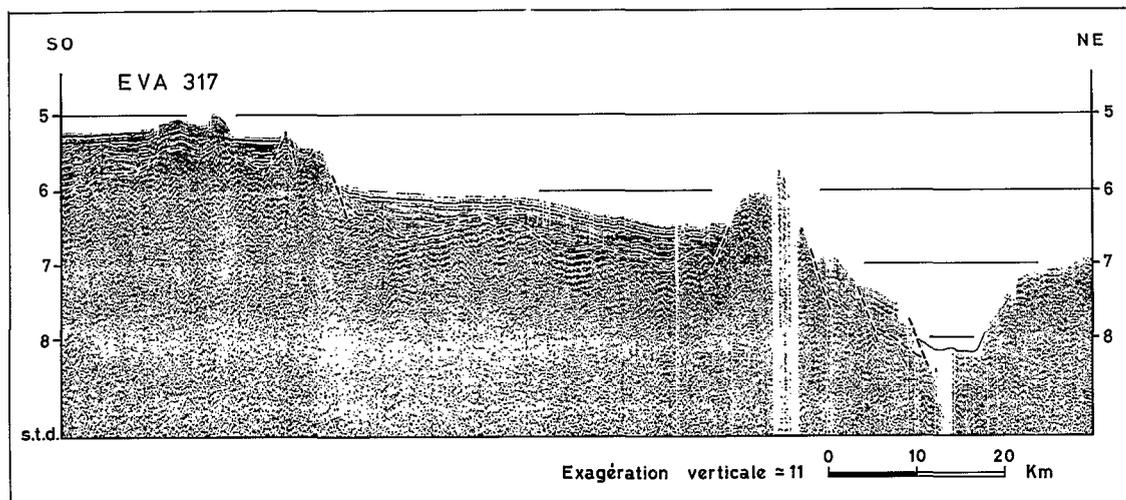


Fig. II-14 - Pente interne de la fosse des Nouvelles-Hébrides observée sur les profils EVA 317 et EVA 320.

La profondeur de la fosse varie entre 7 200 m (profil EVA 203) et 5 700 m (profil EVA 656) parfois de façon assez rapide comme entre les profils EVA 656 (5 700 m de profondeur) et EVA 327 (6 900 m) distants seulement de 50 km environ (Fig. II-15). Les profondeurs les plus fréquemment observées sont dans la classe 6 250 - 6 500 m. Les distributions des pentes et des profondeurs confirment l'influence de la chaîne des Loyauté sur la morphologie : malgré des pentes fortes, la profondeur de la fosse reste relativement modeste.

Flanc interne de la fosse (arc-trench gap)

La morphologie des fosses liées aux zones de subduction a été étudiée par de nombreux auteurs et plus particulièrement à la suite de l'introduction de la notion de prisme d'accrétion (DICKINSON, 1973 ; KARIG, 1974 ; KARIG and SHARMAN, 1975).

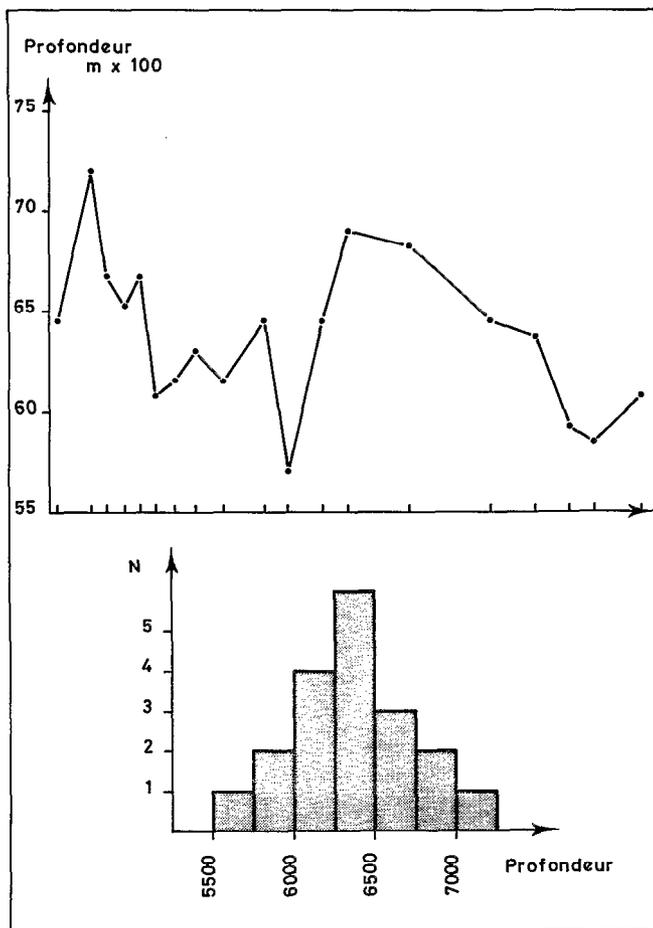


Fig. II-15 - Profondeur de la fosse en fonction de la latitude (cf. figure II-13) et histogramme des profondeurs.

Ainsi, sur la pente interne d'une fosse, on distingue :

- la pente inférieure entre l'axe de la fosse et la rupture de pente intermédiaire (trench slope break)
- la pente supérieure entre la rupture de pente et la discontinuité de haut de pente (upper slope discontinuity).

Pour KARIG et SHARMAN (1975), le prisme d'accrétion est le volume de matériau compris entre la fosse et la discontinuité de haut de pente qui constitue la limite de l'arc frontal. Il y a là une ambiguïté de terminologie car cette notation de prisme d'accrétion désigne d'une part une unité structurale constante : en effet, il existe toujours un volume de matériau entre l'axe de la fosse et l'arc frontal, et d'autre part elle implique plus ou moins l'idée de l'accumulation soit de sédiments pélagiques, qui se désolidariseraient du matériau entraîné en profondeur dans la subduction, soit de sédiments terrigènes. Les forages effectués par le "GLOMAR CHALLENGER" sur les pentes internes des fosses du Japon, des Mariannes et d'Amérique Centrale, n'ont pas permis de démontrer de façon totalement satisfaisante l'existence de prismes d'accrétion aussi importants que ceux prévus par la théorie.

De ce fait, certains auteurs (UYEDA and KANAMORI, 1979) mettent en doute l'existence de prismes d'accrétion dans toutes les fosses, les sédiments de la plaque plongeante pouvant être impliqués dans le processus de subduction.

Dans le cas des Nouvelles-Hébrides, KARIG et SHARMAN (1975), au vu de la régularité de la pente interne, considéraient cette pente comme caractéristique du stade initial d'un type d'accrétion de matériau de haute densité. DUGAS *et al.* (1977a,b) ont préféré le terme de "zone imbriquée". RAVENNE *et al.* (1977b), dans leur description de l'ensemble de la zone de convergence, ont surtout insisté sur les différences existant entre le nord, la partie centrale et le sud. Une étude plus particulière de la région sud (DANIEL, 1978 a,b) a permis de montrer la grande variabilité des formes de la pente interne au niveau des îles d'Efaté et d'Erromango.

De nouvelles données obtenues essentiellement au cours des campagnes EVA IV, EVA VI et EVA VII permettent de compléter cette analyse de la morphologie de la pente interne.

Limites

La limite inférieure de la pente interne sera l'axe de la fosse. On discutera plus loin de la nature structurale de cette limite pour l'instant purement morphologique. La limite supérieure est beaucoup plus difficile à définir de façon précise. En effet, si sur certains profils (EVA 318 par exemple) la discontinuité de haut de pente qui limite l'arc frontal est très marquée, sur d'autres profils (CHAIN par exemple) elle n'apparaît pas nettement. On peut considérer qu'elle est bien définie dans la partie centrale de la zone étudiée entre les profils AUS 113 et K 304.

L'intervalle arc-fosse ainsi défini est constant et de l'ordre de 50 km entre Efaté et Erromango (profils AUS 113 à EVA 318), puis diminue et passe par un minimum de 30 km environ au niveau du profil K 403. Sur les profils EVA 327 et K 304 la distance est de nouveau de 50 km environ puis, à partir du profil EVA 415, la limite supérieure n'est plus définie.

Morphologie

Les formes de pente interne observées peuvent être classées en 3 grands groupes (Fig. II-16) : deux groupes A et B où l'arc est bien défini, et un groupe C qui comprend les profils situés dans la partie sud.

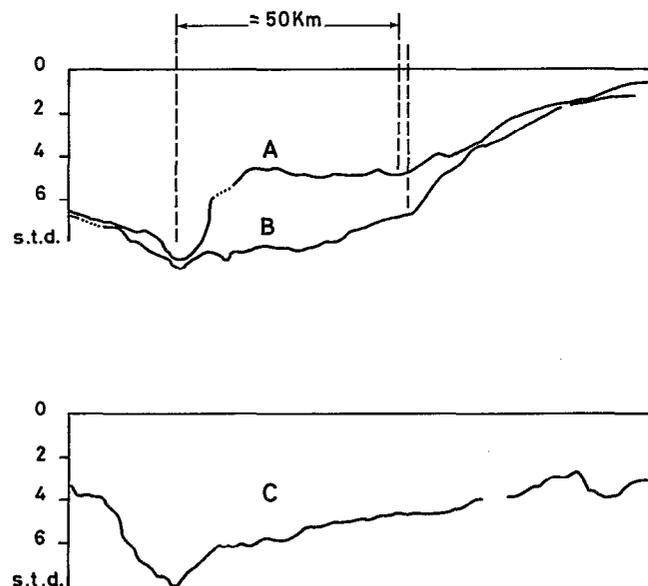


Fig. II-16 - Différents types de pente interne observés aux Nouvelles-Hébrides.

Groupe A

Dans ce groupe dont le type est représenté par le profil AUS 113 (Fig. II-16), la pente inférieure est forte. Suivant la quantité de sédiment présente en haut de pente, le profil peut évoluer d'un type A1 (AUS 113) vers un type A2 (EVA 203). La limite supérieure est alors beaucoup moins marquée (Fig. II-17).

Groupe B

Dans ce groupe représenté par le profil EVA 307 (Fig. II-16) la pente inférieure est faible. Comme dans le groupe précédent la pente peut être plus ou moins régularisée par les apports sédimentaires en provenance de l'arc.

Groupe C

Dans ce groupe figurent les profils situés au sud d'Anatom. La discontinuité de haut de pente n'est plus visible et l'arc frontal semble avoir disparu. La pente est relativement régulière mais plutôt du type "A" avec une pente inférieure plus forte que la pente moyenne.

A part le groupe C, la répartition géographique des pentes observées ne présente pas de caractéristiques notables. En particulier, il ne semble pas y avoir de corrélation entre les formes des pentes interne et externe de la fosse.

Au seul vu de la morphologie on serait tenté de dire que peuvent coexister deux types d'accrétion tels que les ont définis KARIG et SHARMAN (1975).

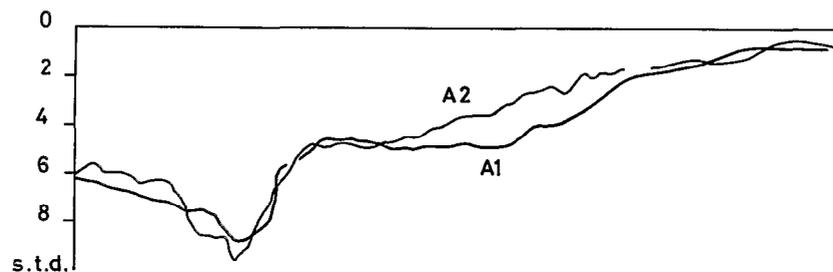


Fig. II-17 - Évolution possible de pentes du type A (Fig. II-16) sous l'influence des apports en provenance de l'arc (passage de A1 à A2).

Arc proprement dit

Le terme d'arc insulaire est utilisé par les auteurs soit dans un sens très général désignant alors un style de limite convergente (il est alors opposé à la limite de type cordillère) soit, au contraire, dans un sens restrictif, géographique, et il n'englobe alors effectivement que les îles. Nous désignerons ici par ce terme le bourrelet topographique émergé ou non qui se situe entre la pente interne de la fosse, dont la limite est marquée par la discontinuité de haut de pente et le bassin océanique constitué ici par le plateau Nord-Fidjien. Il faut remarquer que les fossés d'effondrement situés en arrière des îles font, dans cette définition, partie intégrante de l'arc.

A l'intérieur de cet arc ainsi défini on a pu distinguer plusieurs traits structuraux :

- l'arc frontal (RAVENNE *et al.*, 1977b) ou "fore horst" (DUGAS *et al.*, 1977b),
- le "bassin intermédiaire" (mid-sedimentary basin de RAVENNE *et al.*, 1977b),
- la ligne volcanique considérée par DUGAS *et al.* (1977b) comme une unité structurale,
- la zone des horsts et fossés.

En fait, ces traits structuraux ne sont pas toujours présents le long de l'arc. Mais avant de les décrire nous examinerons l'arc pris dans son ensemble.

Limites et largeur de l'arc

Nous avons vu que la limite externe marquée par la discontinuité de haut de pente n'était pas parallèle à la fosse puisque la distance à l'axe de la fosse variait de 30 à 50 km. En fait, cette limite présente des discontinuités (Fig.II-18) particulièrement au niveau d'Erromango et Tanna. Vers le sud, cette limite est définie jusqu'au profil KIMBLA 304 puis s'estompe à partir du profil EVA 415.

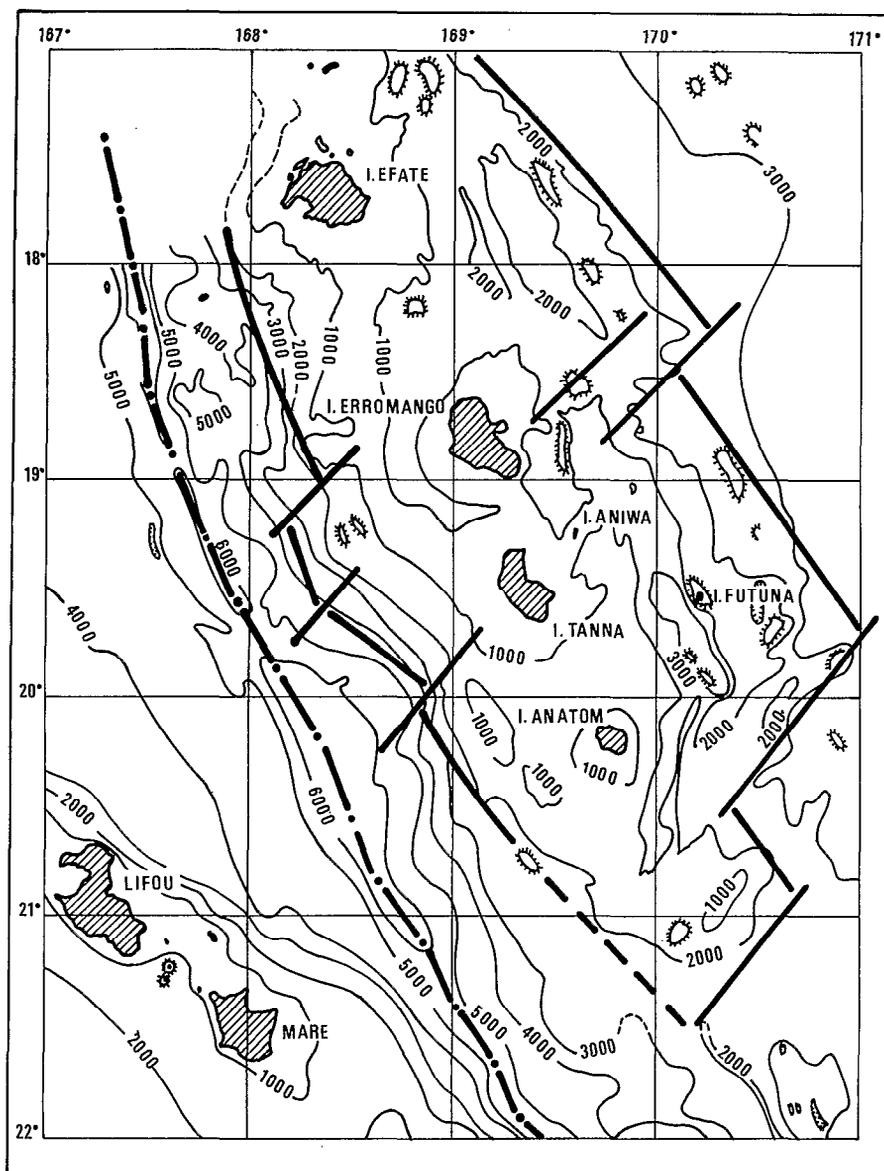


Fig. II-18 - Limites de l'arc et esquisse structurale.

La limite interne (ou arrière) de l'arc est définie par le raccordement au plateau Nord-Fidjien dont la profondeur moyenne est de 3 000 m environ. Le raccordement peut être progressif ou brutal et la limite tracée est une limite moyenne. L'examen de cette limite montre deux décrochements importants, l'un au niveau d'Erromango et le second au niveau d'Anatom. La terminaison sud de l'arc est estimée entre les profils EVA 764 et EVA 225, sans qu'il soit possible de bien préciser sa forme.

La largeur de l'arc apparaît donc maximale au niveau d'Erromango où elle est de l'ordre de 230 km.

Morphologie

- "fore horst" et bassin intermédiaire

Ces unités ont surtout été définies dans la partie nord de l'arc où les accumulations de sédiments sont beaucoup plus importantes en particulier au niveau des Torrès et dans les bassins Nord et Sud-Aoba. Dans le sud de l'arc, la seule structure comparable se situe au niveau d'Erromango (Fig. II-19), là où l'arc atteint sa largeur maximale. En effet, en avant de l'île on observe une petite dépression puis un horst. Du point de vue morphologique ce horst semble d'ailleurs se situer dans le prolongement de l'alignement Epi - Efaté (Fig. II-1). Il y aurait donc au niveau d'Erromango coexistence de deux structures, ce qui expliquerait l'élargissement de l'arc.

Le bassin intermédiaire n'est cependant pas très marqué dans la topographie (Fig. II-19).

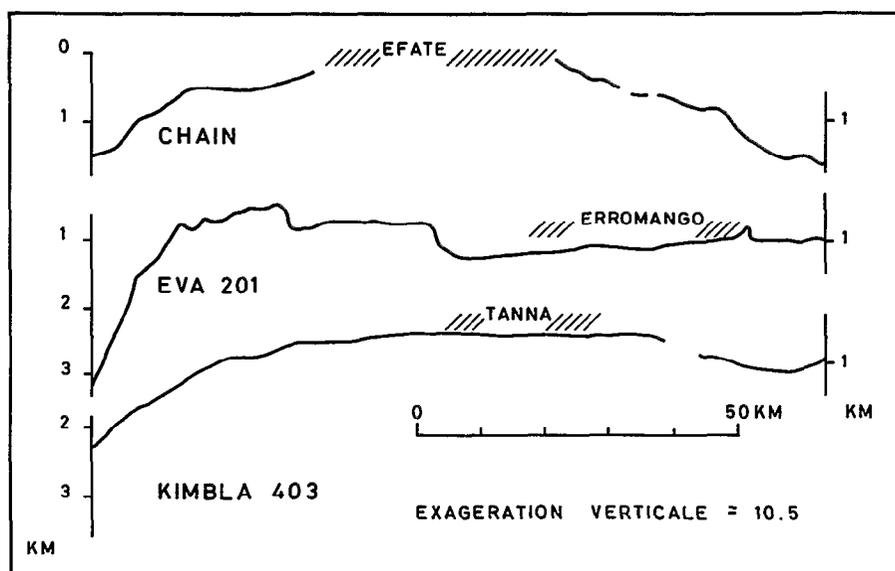


Fig. II-19 - Position des îles et existence du "fore horst". Les îles sont figurées par des hachures. Sur le profil EVA 201, le "fore horst" est bien individualisé.

- ligne volcanique et position des îles

Si l'on considère l'ensemble des volcans actifs ou récemment éteints des Nouvelles-Hébrides, qui constituent la chaîne centrale, on constate qu'ils se situent à l'intérieur d'une bande d'environ 50 km de large située entre 100 et 150 km de l'axe de la fosse. Cette ligne volcanique est donc en gros parallèle à la fosse. Si on observe plus en détail la région sud qui nous intéresse, on retrouve les discontinuités observées dans la forme générale de l'arc. En effet alors qu'au nord d'Efaté les volcans s'alignent suivant

une direction pratiquement méridienne, la direction Anatom, Tanna, Erromango est environ nord 20° ouest. D'ailleurs si on examine la position des îles par rapport à l'axe de la fosse (Fig. II-20) la distance varie entre 85 km (Efate) et 135 km (Erromango). Il y a donc, dans le détail, des variations non négligeables dans la position des îles par rapport à l'ensemble de l'arc.

- zone des horsts et fossés

La zone des horsts et fossés est particulièrement bien développée entre Efate et Anatom. Ces structures ont été étudiées sur l'ensemble de l'arc par DUBOIS *et al.* (1975a, 1978). Les profils supplémentaires recueillis au cours des campagnes EVA permettent de mieux préciser leur position et leur forme.

- position des fossés

Dans la région qui nous intéresse on peut distinguer trois parties (Fig. II-20).

- au nord le fossé double situé de part et d'autre du parallèle 18° S,
- au centre le fossé profond qui va pratiquement d'Erromango à Anatom,
- au sud le fossé étroit de direction presque méridienne qui passe au sud d'Anatom.

Les deux premiers fossés (nord et centre) sont assez précisément parallèles à la fosse, mais par contre occupent des positions différentes par rapport aux îles. Le fossé sud, par contre, a une direction franchement oblique par rapport à la fosse et à l'orientation de l'ensemble des structures.

La terminaison nord du système de fossés est très nette au niveau d'Efate, dans la zone où l'ensemble de l'arc se rétrécit. L'interruption observée au niveau d'Erromango (profil EVA 320, Fig. II-22) est également très nette ; par contre au niveau de l'île de Tanna, bien que l'on observe un décrochement du fossé du centre, il y a continuité de la structure.

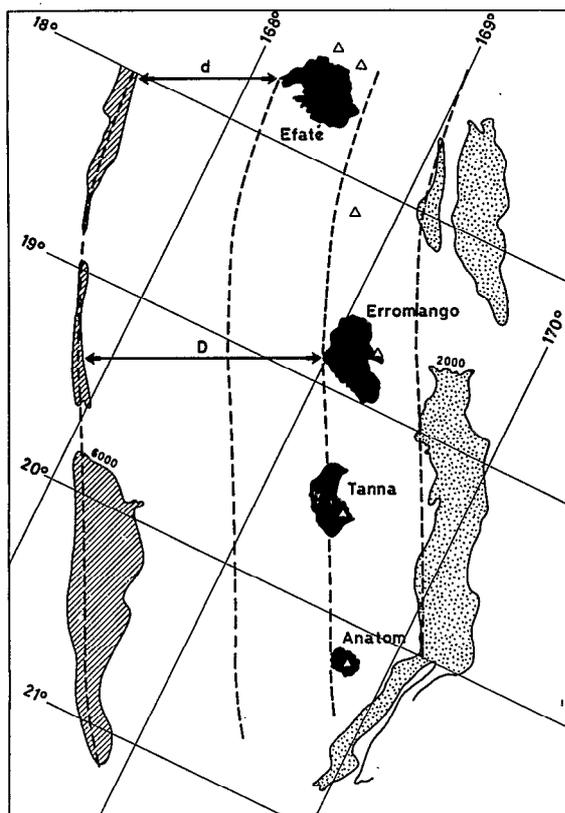


Fig. II-20 - Positions respectives de la fosse (matérialisée par l'isobathe 6000 m), des îles et des fossés (matérialisés par l'isobathe 2000 m). Alors que la distance fosse-fossés semble constante (environ 180 km), les distances fosse-îles varie de 80 à 130 km.

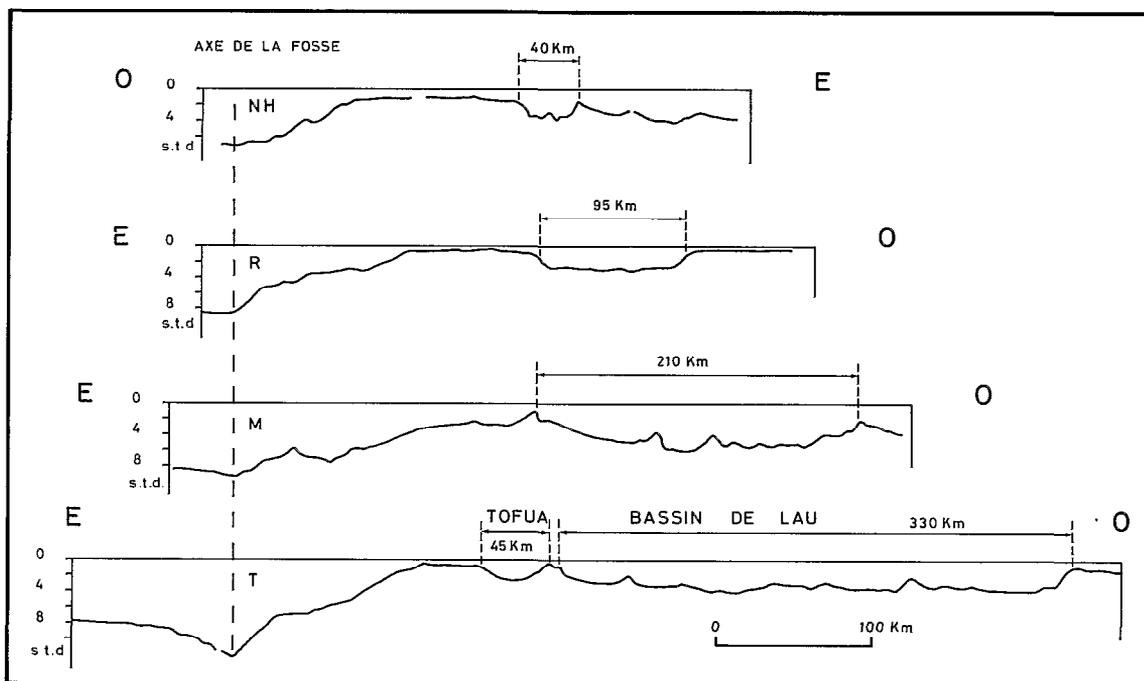


Fig. II-21 - Coupes bathymétriques à travers divers arcs insulaires, montrant les dimensions des fossés ou bassins arrière-arc. NH = Nouvelles-Hébrides ; R = Ryu Kyu ; M = Mariannes ; T = Tonga.

On a cherché sur d'autres arcs des structures comparables et l'on présente quelques exemples de profils à travers les arcs de Ryu Kyu, Mariannes et Tonga (Fig.II-21). Cette figure est destinée à montrer la position et l'importance relative (en particulier la largeur) de diverses structures telles que le fossé d'Okinawa (arc de Ryu Kyu), le fossé des Mariannes, et le bassin de Lau (arc des Tonga). On voit en particulier que, même si une interprétation possible des fossés des Nouvelles-Hébrides est qu'il s'agit d'un stade juvénile d'un bassin arrière arc tel que le bassin de Lau, il y a une grande différence d'échelle des structures. Par contre, en termes de pure morphologie la dépression de Tofua (arc des Tonga) et les fossés des Nouvelles-Hébrides ont des échelles tout à fait comparables, alors que leur position structurale dans l'arc, par rapport à la ligne volcanique, est différente, la dépression de Tofua se situant en avant de la ligne volcanique.

On peut par contre, observer sur les exemples choisis qu'alors que la largeur des fossés ou bassins considérés varie de 1 à 8, la largeur des arcs est pratiquement constante. Cette observation doit cependant être considérée avec précautions car on sait, par exemple, que la largeur du fossé des Mariannes est, en raison de sa configuration en croissant, extrêmement variable.

- forme des fossés

La forme des fossés est extrêmement variée (Fig. II-22), et il est bien difficile d'établir un profil type. En effet, par exemple, les coupes à travers le fossé du centre montrent que s'il existe fréquemment une dissymétrie entre les deux flancs du fossé, le flanc le plus abrupt peut être aussi bien le flanc sud-ouest (profil EVA 325) que le flanc nord-est (profil EVA 413).

La largeur des fossés, lorsqu'ils sont bien individualisés est toujours de l'ordre de 40-50 km. Cependant, il faut noter le profil particulier du fossé du sud, à partir d'Anatom, qui est beaucoup plus étroit (profil EVA 718) et est quasi inexistant au niveau du profil EVA 764.

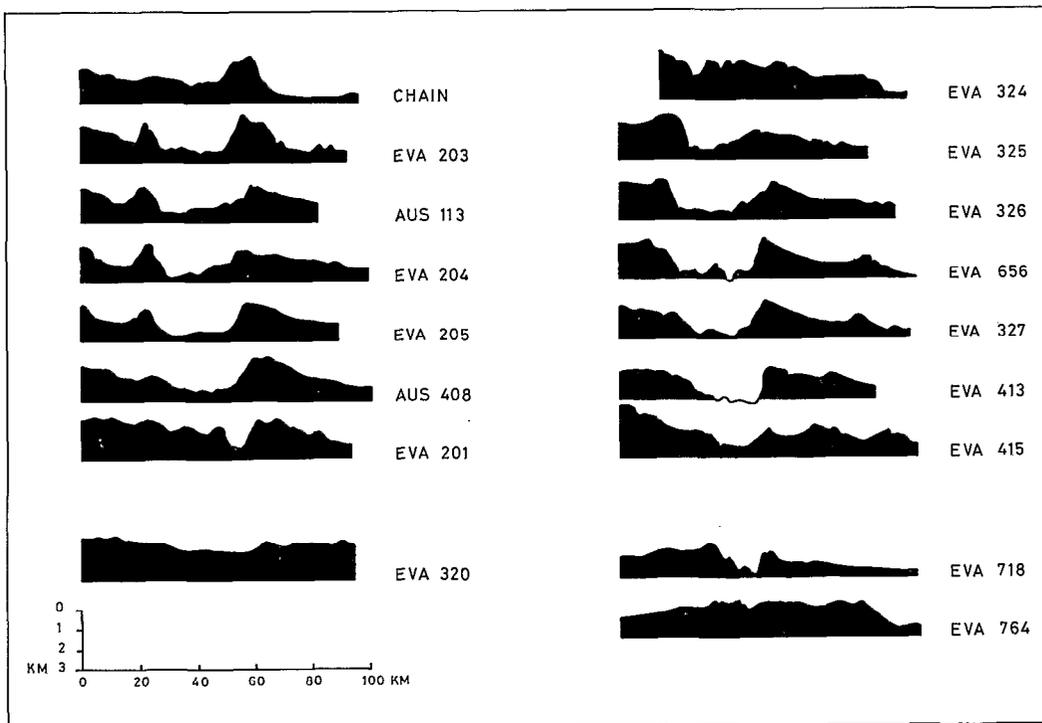


Fig. II-22 - Morphologie des fossés des Nouvelles-Hébrides (localisation des profils : Fig. II-4).

Conclusion

Sur l'ensemble de la zone étudiée, on reconnaît les différentes unités morphostructurales et l'on observe une certaine homogénéité en particulier dans les dimensions de l'ensemble fosse-arc dont la largeur varie entre 250 et 275 km. Par contre, les terminaisons de la structure tant au nord qu'au sud, sont assez brutales, et les rétrécissements observés confèrent à l'ensemble une allure en fuseau. Il est intéressant de constater qu'à ces deux terminaisons correspondent, sur la plaque plongeante, des irrégularités : la zone d'Entrecasteaux au nord et la chaîne des Loyauté au sud.

Dans le détail cependant, on observe dans chacune des unités des irrégularités et des discontinuités. La pente interne en particulier présente des morphologies très variées, vraisemblablement dues à des accidents très localisés. En effet, ces variations ne se corrélaient pas forcément d'une unité structurale à l'autre. Au niveau de l'île d'Erromango cependant, il semble exister une discontinuité plus importante qui se retrouve sur l'ensemble des unités.

MAGNÉTISME

Les valeurs des anomalies magnétiques sont présentées sous forme de profils (Fig. II-5 à II-10). Ainsi qu'il a été noté par DUGAS *et al.* (1977b), il existe deux zones d'anomalies de fortes amplitudes : le "fore horst" et surtout la zone des fossés en arrière de l'arc.

Partie antérieure de l'arc

Sur l'ensemble des profils magnétiques on observe une anomalie positive de plusieurs centaines de gammas au niveau de la discontinuité de haut de pente. Sur la Fig.II-23 on a calé les profils par rapport à cette anomalie.

On observe tout d'abord que la distance entre l'anomalie et l'axe de la fosse ne varie pas notablement. Sur le profil EVA 415, où la distance est la plus courte, l'anomalie positive utilisée pour caler les profils est peu visible ; ce profil se situe immédiatement au sud d'Anatom où nous avons vu que la discontinuité de haut de pente ne se marquait plus dans la morphologie.

Le second fait observable sur la Fig. II-23 est l'existence d'une anomalie de grande longueur d'onde située sous la pente interne. Cette anomalie négative d'une amplitude de l'ordre de 200 à 300 gammas présente un minimum qui se situe approximativement à 50-60 km à l'est de la fosse. DUGAS *et al.* (1977b) attribuent cette anomalie à l'approfondissement du socle magnétique et donc à la bathymétrie. Le déphasage observé entre le minimum de l'anomalie et l'axe de la fosse peut s'expliquer, selon ces auteurs, par un effet d'orientation du champ magnétique.

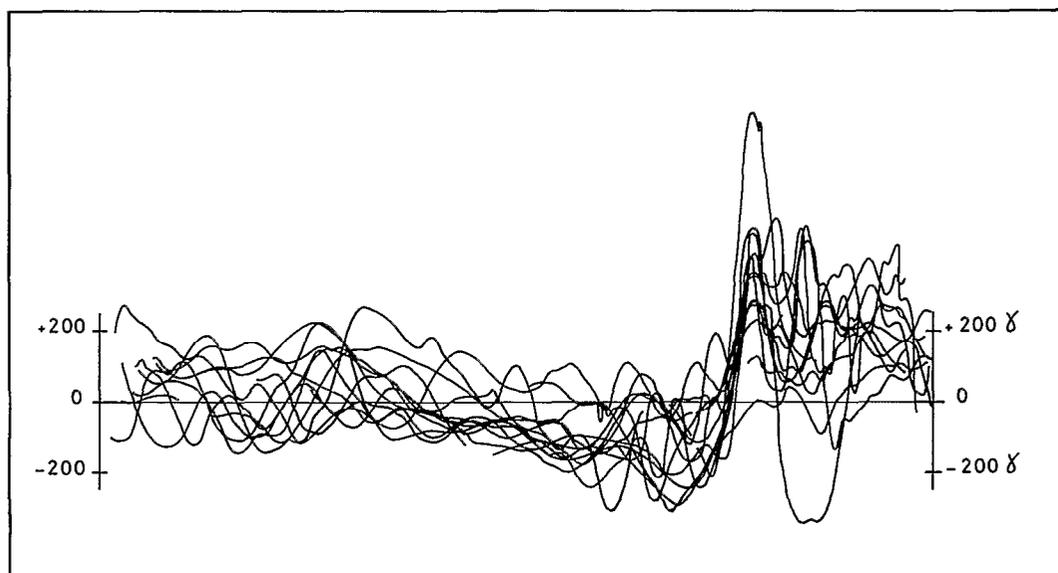


Fig. II-23 - Profils magnétiques à travers la fosse et l'arc des Nouvelles-Hébrides. Les profils sont calés par rapport à l'anomalie positive caractérisant le sommet de la pente interne.

Des anomalies de plus courtes longueur d'onde sont observées aussi bien sur le flanc externe de la fosse que sur son flanc interne. Sur la plaque plongeante et le flanc externe les anomalies sont classiquement attribuées aux inversions du champ magnétique, mais, dans le cas présent, nos profils étant parallèles aux anomalies océaniques identifiées sur le plateau Nord-Loyauté (Voir chap. IX) nous considérerons qu'il s'agit d'effets topographiques de socle, particulièrement au sud avec l'arrivée de la ride des Loyauté. Sur le flanc interne de la fosse, les longueurs d'onde des anomalies restent comparables et nous leur attribuerons également une origine superficielle. Il est intéressant de noter à ce sujet que les anomalies magnétiques ne traduisent pas de variations importantes dans la nature du matériau constituant cette pente interne d'un profil à un autre. En effet (Fig. II-24) deux profils présentant des morphologies aussi différentes que les profils AUS 113 et EVA 327 ne diffèrent pas sensiblement du point de vue du magnétisme. Le profil EVA 225 par contre présente des amplitudes d'anomalies plus proches de celle de l'anomalie observée au niveau de la discontinuité de haut de pente ce qui d'ailleurs rend le calage de ce profil (Fig.II-23) moins significatif.

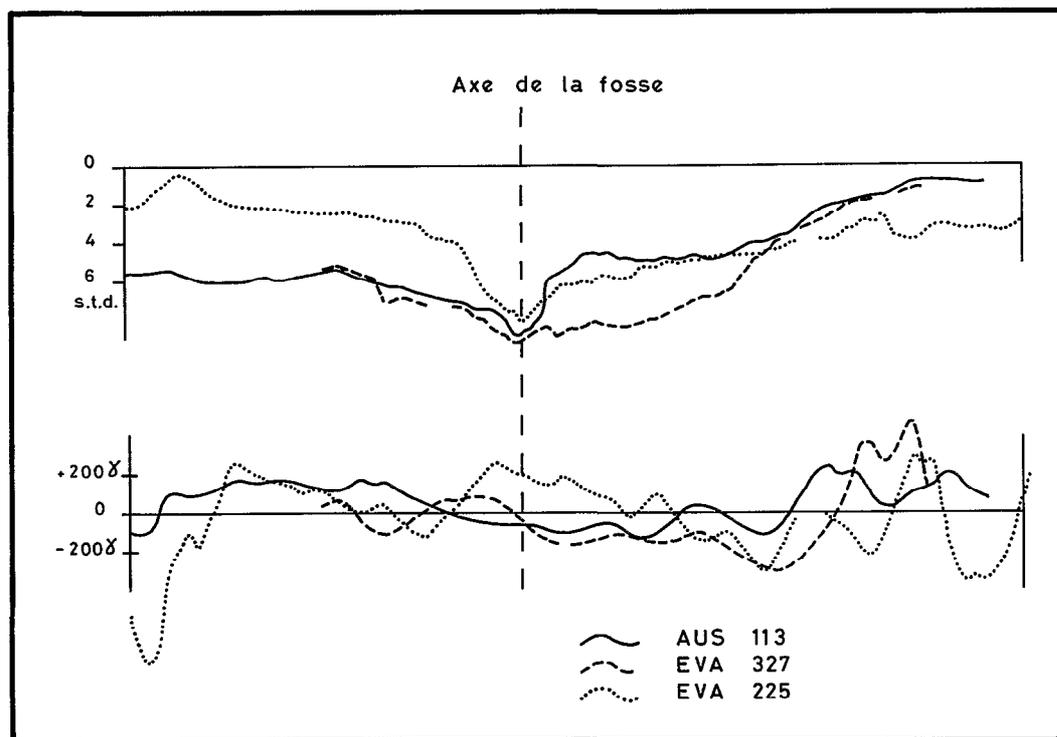


Fig. II-24 - Exemples de profils bathymétriques et magnétiques à travers les Nouvelles-Hébrides : alors que les morphologies sont très différentes (en haut), les variations observées sur les anomalies magnétiques (en bas) ne sont pas significatives. L'exagération verticale de la bathymétrie est de 6,7 environ.

Arc proprement dit

Les anomalies observées sur la partie centrale de l'arc entre la discontinuité de haut de pente et les fossés ne se corréllent pas de profil à profil et sont très influencées par la topographie et en particulier par la présence des îles.

La zone des horsts et fossés montre les plus fortes anomalies de la région. DUBOIS *et al.* (1975a) avaient montré, sur l'ensemble de l'arc, que les fossés d'effondrement sont caractérisés par une forte anomalie positive (amplitude de plusieurs centaines de gammas, longueur d'onde d'une vingtaine de kilomètres), marquant le centre du fossé ; de part et d'autre, des anomalies positives marquent également les horsts limitant la dépression. En fait, nos données montrent que si les anomalies caractérisant les horsts semblent permanentes le long des fossés (Fig. II-25), l'anomalie positive centrale n'est pas toujours présente.

SISMIQUE RÉFLEXION

La plupart des profils présentés dans l'étude morphologique ont été réalisés en sismique réflexion continue. Dans presque tous les cas, la source utilisée a été le canon à air (canon de type BOLT équipé de chambres de volume 0,6 à 5 litres) ; seuls les profils AUSTRADDEC (113 et 408) ont été réalisés au Flexichoc. Les interprétations sont indiquées sur les figures II-5 à 10. Dans l'ensemble, les pénétrations sont faibles et la qualité des enregistrements (tous monotraces) ne permet pas une interprétation poussée. Ceci est vraisemblablement dû à plusieurs facteurs :

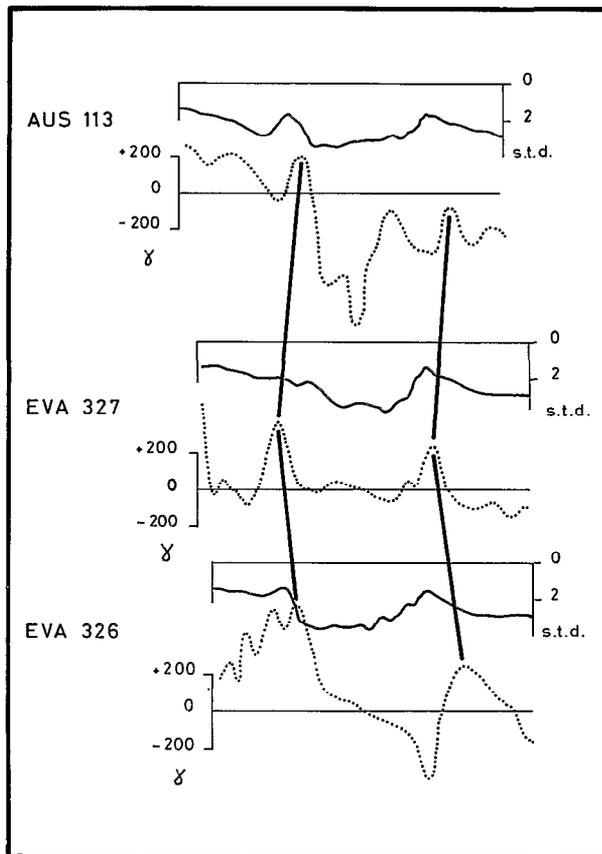


Fig. 11-25 - Anomalies magnétiques sur les fossés des Nouvelles-Hébrides. Les anomalies positives sur les bordures des fossés sont nettement marquées.

- la médiocre qualité du signal d'émission de la source sonore,
- la morphologie au voisinage de la fosse : les grandes profondeurs et les fortes pentes ne sont pas favorables à une bonne réception,
- la nature des terrains rencontrés : dans la zone étudiée, il ne semble pas exister de bassins sédimentaires contenant des niveaux réguliers et bien organisés.

Toutefois quelques renseignements sur la structure superficielle ont été obtenus sur les différentes unités structurales :

Bassin océanique externe et pente externe de la fosse

Sur l'ensemble des profils présentés on peut observer un socle acoustique surmonté d'une couche de sédiments dont l'épaisseur maximale atteint 1 seconde temps double (profil KIMBLA 304, Fig. II-9). Au nord les pointements de socle sont assez nombreux (profil CHAIN, EVA 203, AUSTRADDEC 113) alors qu'au centre l'épaisseur des sédiments serait plus forte (profils EVA 320, 318, 317). Tout à fait au sud, au niveau du profil EVA 225, la ride des Loyauté arrive pratiquement au contact de la fosse et on identifie (voir chap. III), sur la ride, 700 millisecondes environ de sédiments.

En ce qui concerne la nature et l'âge des réflecteurs, on peut se reporter au forage JOIDES 286 (ANDREWS and PACKHAM *et al.*, 1975) réalisé au nord de la zone étudiée. Dans ce forage on a rencontré une épaisseur de 650 m de sédiments surmontant un socle basaltique et gabbroïque. Les sédiments, dont les plus anciens sont Eocène moyen, sont essentiellement constitués de débris volcanoclastiques (450 m environ), de boues calcaires (100 m environ) et enfin d'argile rouge et cendres (100 m environ). Si on extrapole ces résultats en tenant compte des épaisseurs observées en sismique réflexion, on calcule une épaisseur maximale de sédiments de l'ordre de 1 000 m (pour 1 seconde temps double).

Dans la partie centrale de la zone étudiée, là où la pente externe semble le moins perturbée, on voit (Fig. II-14) que le socle lui-même est affecté par les failles normales décrites précédemment.

Flanc interne de la fosse

Sous le flanc interne de la fosse la pénétration est toujours très faible et il n'a pas été possible de mettre en évidence des structures organisées montrant l'accumulation de sédiments à la base de la pente et ce malgré des variations importantes dans la morphologie : les profils du type EVA 327 par exemple sur lesquels la pente inférieure est subhorizontale ne montrent pas de pénétration plus forte que les profils du type AUS 113, où, au contraire la pente inférieure est très accusée.

Tout au plus, sur certains profils, on observe, au niveau des dépressions, de faibles accumulations de sédiments (profils EVA 203, EVA 204) qui se situent plutôt dans la partie supérieure de la pente. L'épaisseur des sédiments peut atteindre 1 seconde temps double et leur disposition indique plutôt une accumulation à partir de l'arc : ainsi sur les profils CHAIN et EVA 203 proches de l'île Vaté, la pente semble régularisée par les apports sédimentaires vraisemblablement d'origine volcanoclastique.

Arc proprement dit

Sur l'arc lui-même l'épaisseur de sédiments visibles est, en général, un peu plus forte. Toutefois on n'y observe pas d'accumulations importantes formant de véritables bassins tels que les ont décrits RAVENNE *et al.* (1977b) sous le nom de "Median sedimentary Basin" dans le nord et la partie centrale des Nouvelles-Hébrides.

Au niveau d'Erromango cependant, là où le "fore horst" est le mieux individualisé, on observe un petit bassin entre le "fore horst" et l'île volcanique. L'épaisseur de sédiments n'atteint pas 1 seconde temps double.

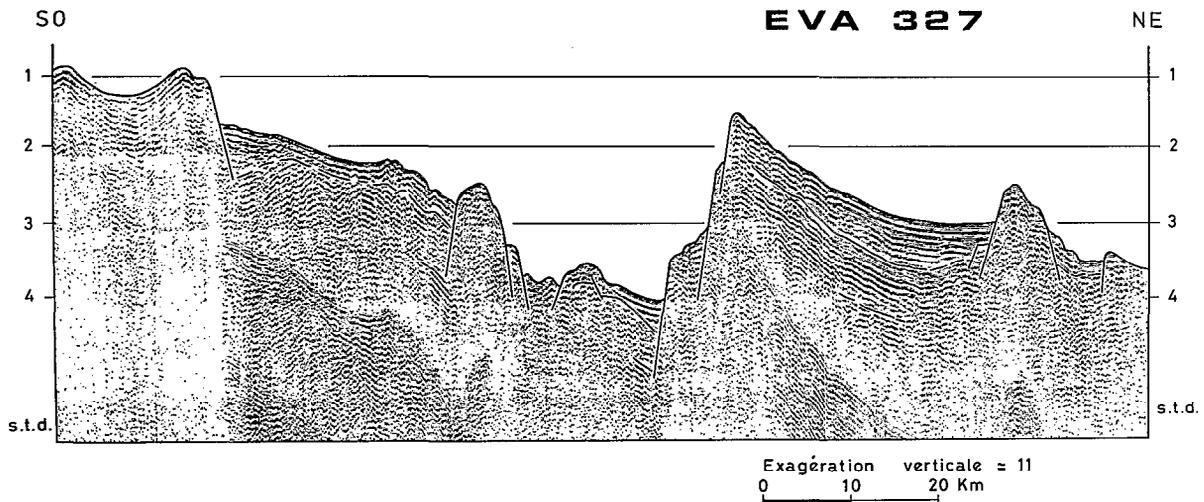


Fig. II-26 - Profil de sismique réflexion à travers le fossé arrière-arc à hauteur de l'île de Tanna.

Au point de vue morphologique, la zone des horsts et fossés est considérée comme partie intégrante de l'arc, ce qui se justifie par l'existence de couches sédimentaires beaucoup plus épaisses que sur le plateau Nord-Fidjien. Dans leur étude sur les fossés DUBOIS *et al.* (1975a) ont identifié deux formations rapportées l'une au Plio-Quaternaire, l'autre au Mio-Pliocène. Ces formations sont très inégalement réparties le long de l'arc, et semblent être beaucoup mieux représentées dans la partie centrale que dans la partie nord. Cependant il faut se souvenir qu'il s'agit essentiellement de sédimentation volcanoclastique qui peut très bien ne pas apparaître clairement sur les profils de sismique réflexion. Ainsi sur le profil (Fig. II-26) EVA 327, où les formations sédimentaires sont bien visibles à l'est du fossé, on observe, sous le bassin et sous le flanc ouest, des réflecteurs profonds, qui sont difficiles à suivre de façon continue. D'autre part, les intrusions, qui marquent les bordures des fossés et sont soulignées par des anomalies magnétiques, sont inégalement réparties et contribuent à perturber les formations sédimentaires.

Malgré cela, la sismique réflexion permet d'interpréter les fossés comme des zones effondrées où la structure superficielle, au départ identique à celle du reste de l'arc, est perturbée par des intrusions. L'existence de failles normales indique un régime de tension dans cette partie de l'arc.

En conclusion, l'utilisation de la sismique réflexion, même si les pénétrations ne sont pas très importantes, a fourni quelques arguments pour l'interprétation de la structure superficielle de l'arc.

Manuscrit remis en février 1980
Manuscrit révisé en février 1981

3**QUELQUES NOTES A PROPOS DE LA PÉTROLOGIE
DES VOLCANITES DE LA CHAÎNE CENTRALE, DE VATÉ A
ANATOM**

par Patrick MAILLET

Comme on l'a expliqué au début de ce chapitre, nous nous limiterons ici à un rappel des caractères pétrologiques de la partie sud de la chaîne centrale, soit du nord au sud : Vaté, Erromango, Tanna, Anatom (et Futuna). Nous nous appuyerons pour cela sur les données bibliographiques actuellement disponibles (mai 1980) (1), en essayant de mettre l'accent sur d'éventuelles variations spatio-temporelles du volcanisme.

(1) Les problèmes pétrologiques du volcanisme quaternaire des Nouvelles-Hébrides sont discutés par ailleurs par COULON C., GIROD M., LEFEVRE C., MARCELOT G. and MAURY R.C. (1980). Pour un historique des études pétrologiques aux Nouvelles-Hébrides, on pourra se reporter à GORTON (1974) et ROCA (1978).

Pour plus de concision, nous présenterons les données pétrographiques sous forme de tableaux synthétiques, en y adjoignant une stratigraphie relative (ou absolue, lorsqu'elle est disponible), et les principales caractéristiques géochimiques des volcanites considérées.

PRÉSENTATION DES ILES

Vaté

L'île de Vaté (Fig. II-27) est formée de deux ensembles volcaniques distincts : le premier correspond à une série volcanosédimentaire plio-pléistocène, puissante de plus de 450 m, constituée de tufs

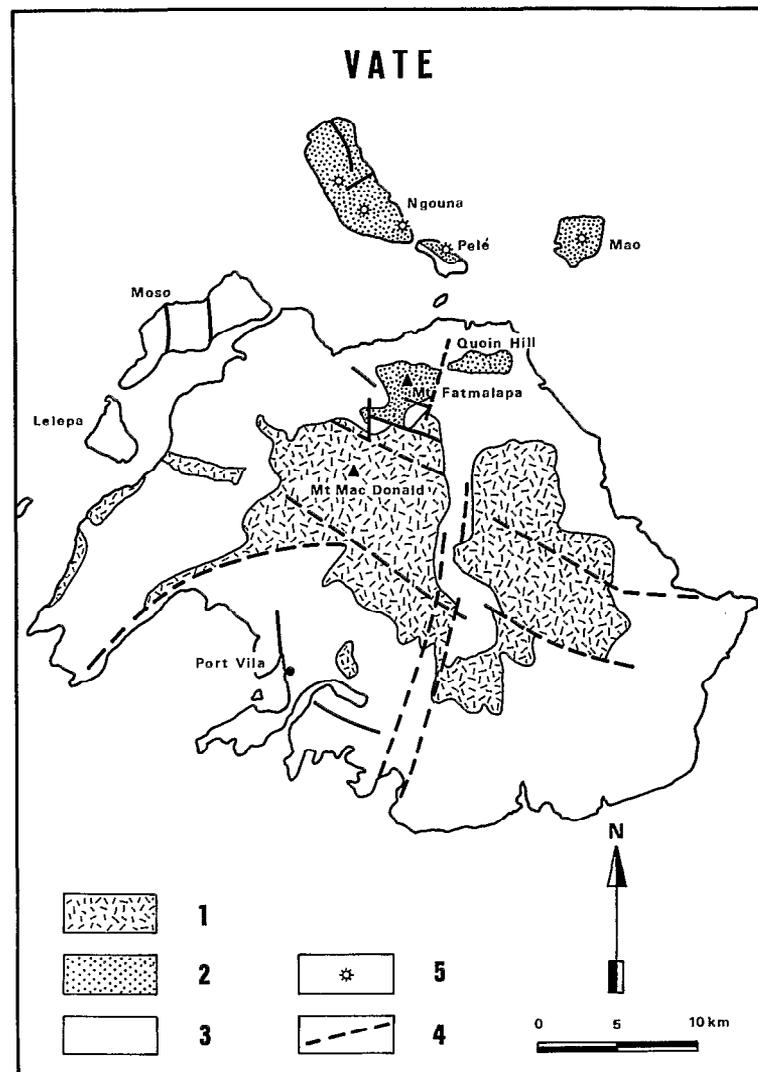


Fig. II-27 - Esquisse géologique de l'île de Vaté (d'après ASH *et al.*, 1978). 1 : formation poncéeuse ; 2 : formations basaltiques ; 3 : terrasses coralliennes soulevées ; 4 : faille ; 5 : centre d'émission.

FORMATION	TYPE PETROGRAPHIQUE	PETROGRAPHIE	STRATIGRAPHIE	DATATIONS en M.A.
Terrasses coralliennes soulevées REEF LIMESTONE FORMATION (1)	. calcaires récifaux			630 000 ans à actuel
Formations basaltiques BASALT VOLCANOES FORMATION (1)				
- tufs superficiels	. tufs, calcaires, siltstones provenant des centres éruptifs de Ngouna, Pélé, Mao		← PLEISTOCENE TERMINAL (1)	
- basaltes : Ngouna Pélé Mao	. basaltes à olivine . basaltes à olivine . basaltes à olivine	. Plag + Cpx + Ol ± Mt . Plag + Cpx + Ol ± Mt . Plag + Cpx + Ol ± Mt	} PLEISTOCENE TERMINAL à SUBACTUEL (3)	< 1.4 M.A. (1)
Fatmalapa	. basaltes à olivine	. Plag + Cpx + Ol ± Mt . Altération fréquente en calcite, chlorite, zéolites (3)		
Quoin Hill	. basaltes à olivine	. Plag + Cpx + Ol ± Mt		≤ 0.7 M.A. (3)
Formation ponceuse (puissance minimale 450m) EFATE PUMICE FORMATION (1)	. dépôts volcanoclastiques sous-marins, grossièrement lités, contenant des fragments de ponces de composition variable : latites, andésites, dacites, rhyodacites et rhyolites, trachytes	. ponces : 10 à 20% de phénocristaux : Plag (7 - 15%); Cpx (0.5 - 2%); Opx (0.5 - 1.5%); titanomagnétite (0.5 - 1%); apatite (0.1 - 2%) (3)	} PLIOCENE TERMINAL à PLIO - PLEISTOCENE (1)	1.45 ± 0.1 M.A. (2)
				1.58 ± 0.5 M.A. (1)
	Références : (1) ASH et al. (1978) (2) BELLON, in COULON et al. (1979) (3) COULON et al. (1979)			

Tabl. II- 1 - Pétrographie et âge des formations volcaniques et sédimentaires de Vaté.

	1	2	3	4	5	6	7
	n = 6	n = 2	n = 3	n = 5	n = 2	n = 7	n = 10
SiO ₂	47.46(1.28)	45.94(0.54)	46.32(0.51)	46.81(0.64)	44.93(1.83)	65.12(1.67)	64.76(1.91)
Al ₂ O ₃	17.72(0.55)	18.60(0.14)	17.30(0.73)	17.87(1.68)	17.81(0.55)	15.24(0.24)	15.46(1.11)
Fe ₂ O ₃	5.35(0.93)	4.58(0.04)	5.81(0.22)	5.27(1.21)	5.98(0.30)	1.32(0.27)	1.59(0.78)
FeO	6.31(0.64)	5.55(0.06)	5.45(0.29)	6.08(0.61)	5.68(0.36)	1.91(0.37)	1.90(0.69)
MnO	0.21(0.01)	0.17(0.00)	0.20(0.01)	0.20(0.01)	0.20(0.00)	0.11(0.01)	0.17(0.19)
MgO	5.56(1.06)	7.41(0.06)	6.46(0.47)	6.04(1.44)	6.78(1.02)	0.76(0.17)	0.83(0.19)
CaO	11.29(0.81)	12.20(0.55)	11.68(0.60)	12.08(0.57)	11.71(0.01)	1.75(0.33)	2.20(0.65)
Na ₂ O	2.71(0.39)	2.22(0.03)	2.49(0.30)	2.42(0.25)	2.02(0.11)	4.57(0.45)	4.13(0.88)
K ₂ O	0.63(0.13)	0.52(0.01)	0.68(0.06)	0.68(0.28)	0.61(0.02)	5.22(0.37)	4.98(0.91)
TiO ₂	0.97(0.11)	0.79(0.01)	0.93(0.05)	0.87(0.06)	1.41(0.68)	0.56(0.02)	0.60(0.14)
P ₂ O ₅	0.33(0.08)	0.26(0.00)	0.47(0.03)	0.29(0.09)	0.37(0.01)	0.15(0.03)	0.14(0.08)
H ₂ O+	0.20(0.07)	0.27(0.29)	0.48(0.23)	0.14(0.04)	0.58(0.11)	0.14(0.12)	2.37(1.78)
H ₂ O-	0.68(0.23)	0.95(0.82)	1.20(0.47)	0.59(0.20)	2.16(0.01)	1.89(0.82)	0.77(0.86)

- On a figuré l'écart-type entre parenthèses après chaque valeur

- n = nombre d'analyses utilisées

1 : basaltes de Ngouna	}	_____ analyses extraites de COULON et al. (1979)
2 : basaltes de Pelé		
3 : basaltes de Quoin Hill		
4 : basaltes de Mao		
5 : basaltes du Fatmalapa		
6 : ponces acides	}	_____ analyses extraites de ASH et al. (1978)
7 : ponces acides		

Tabl. II- 2 - Compositions chimiques moyennes des volcanites de Vaté.

englobant des fragments de ponces acides (1) ; le second ensemble, basaltique, d'âge Pléistocène terminal à subactuel, s'est mis en place dans le nord de l'île (Quoin Hill ; Mt Fatmalapa) et à son pourtour septentrional immédiat (îlots de Ngouna, Pelé, Mao) (2).

La pétrographie de ces formations est rappelée dans le tableau II-1 ; pour ce qui est de la géochimie des éléments majeurs (Tabl. II-2), on ne fera que rappeler ici les conclusions de COULON *et al.* (1979) à propos des deux formations volcaniques de Vaté :

- basaltes : leur composition est remarquablement constante, et caractérisée par des teneurs faibles en SiO₂ (44-48 %), élevées en Al₂O₃ (17-18 %) et CaO (11-12 %) ; ces laves sont saturées en silice (tholéïtes à olivine dans le tétraèdre de YODER et TILLEY, 1962), et relativement riches en alcalins (2.5 - 3.5 %) par rapport à l'ensemble des tholéïtes d'arcs ;

- roches acides : ce sont des roches sursaturées en silice (teneurs en SiO₂ de l'ordre de 65 %) et très riches en alcalins (environ 9 %), notamment en potassium (teneurs en K₂O supérieures à 5 % ; rapports K₂O/Na₂O supérieurs à 1) ; elles sont uniques dans l'arc des Nouvelles-Hébrides, par leur richesse en silice et en alcalins, et comptent sans doute parmi les laves les plus potassiques connues en contexte d'arc insulaire.

Il n'existe pas sur Vaté de termes intermédiaires du point de vue chimique entre la série ponceuse acide et les basaltes du nord de l'île. Si la première peut être rapprochée des séries calco-alcalines et les seconds des séries tholéïtiques d'arcs (ASH *et al.*, 1978 ; COULON *et al.*, 1979), on remarquera cependant que cette classification reste approximative ; les basaltes de Vaté ont en effet des teneurs en alcalins intermédiaires entre celles de tholéïtes d'arcs et celles de basaltes calco-alcalins ; et les ponces acides présentent des teneurs en K₂O supérieures à celles qu'on peut trouver dans les termes différenciés (dacites) des séries calco-alcalines.

Les premières données minéralogiques (COULON *et al.*, 1979) montrent que les basaltes, du fait de leur caractère cumulatif en plagioclases, ne représentent pas la composition du magma primaire ; leur cristallisation s'est effectuée rapidement, à haute température (1100-1200°C), sous pression totale faible à modérée, et sous faible pression d'eau. Quant aux ponces acides, la géothermométrie montre qu'elles aussi ont cristallisé rapidement (entre 900 et 1000° C), sous des pressions d'eau de l'ordre de 1 kb.

Du point de vue pétrologique, deux problèmes essentiels restent en suspens :

- la liaison génétique entre basaltes et ponces ;
- le comportement du potassium dans les roches acides.

Erromango

Sur l'île d'Erromango (Fig. II. 28), quatre formations volcaniques plio-pléistocènes peuvent être reconnues (COLLEY and ASH, 1971), à savoir par ordre stratigraphique :

- la formation de plateau ;
- la formation du Mt Pumpan
- la formation du Mt Melkum] constituant le groupe de Robertson's Thumb ;
- la formation du Mt William ;
- la formation du Mt Rantop.

(1) : Efate Pumice Formation : ASH *et al.* (1978)

(2) : Basalt Volcanoes Formation : ASH *et al.* (1978)

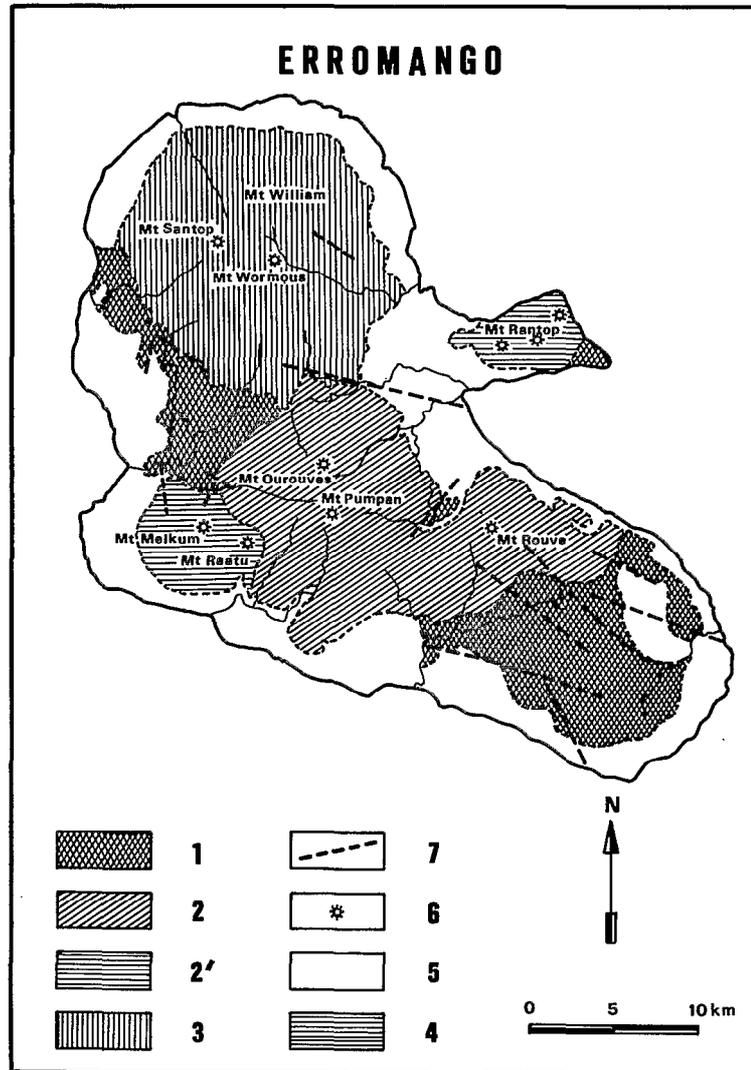


Fig. II-28 - Esquisse géologique de l'île d'Erromango (d'après COLLEY et ASH, 1971). 1 : formation de plateau ; 2 : formation du Mt Pumpan ; 2' : formation du Mt Melkum (2 et 2' forment le groupe de Robertson's Thumb) ; 3 : formation du Mt William ; 4 : formation du Mt Rantop ; 5 : dépôts récifaux et alluvionnaires ; 6 : centre d'émission ; 7 : faille.

Les tableaux II-3 et 4 résument les principales caractéristiques de ces formations ; on a figuré, en outre, dans le tableau II-5 quelques exemples de compositions chimiques représentatives.

Sans vouloir aborder ici une discussion pétrogénétique détaillée (on se reportera pour cela à COULON *et al.*, 1980 et à MARCELOT, 1980), on peut cependant souligner quelques points fondamentaux, rappelés par COLLEY et ASH (1971) :

- les volcanites d'Erromango sont en majorité basaltiques ; par comparaison, les andésites (en coulées et fragments volcanoclastiques) ne représentent qu'une faible proportion du volume total de laves émises ;
- contrairement à Vaté, on n'observe pas sur cette île de termes très acides ;
- les cumulats (plagioclasiques ou ankaramitiques) sont fréquents ;

FORMATION		TYPE PETROGRAPHIQUE	STRATIGRAPHIE	DATATIONS en M.A.
SEDIMENTAIRE	VOLCANIQUE			
Récif frangeant (récent)	. formation du Mt Rantop	. formation essentiellement pyroclastique (brèches, lapillites, tufs) avec intercalation de coulées de basaltes et d'andésites basaltiques à deux pyroxènes, concentrées surtout à la base et au sommet de la formation	RECENT	puissance totale = 820m
	. formation du Mt William	. composée, pour sa plus grande partie, de pyroclastites; . succession de brèches pyroclastiques grossières, de lapillites et de tufs, avec intercalation de brèches de coulées et de laves généralement basaltiques		
Calcaires d'Imponkor (Pléistocène)	. groupe de Robertson's Thumb - formation du Mt Melkum	. dépôts pyroclastiques à la base (puissance minimale : 300m); coulées de basaltes ankaramitiques au sommet	PLEISTOCENE	puissance maximale supposée : 820m
	- formation du Mt Pumpan	. horizons pyroclastiques à la base; la majorité de cette formation est faite de coulées basaltiques		
Calcaires récifaux soulevés anciens (Plio-Pléistocène)	. formation de plateau	. dépôts épicyclastiques et pyroclastiques, associés à des coulées relativement rares (basaltes à olivine + andésites à pyroxène) . mise en place subaérienne pour l'essentiel de cette formation	PLIOCENE	puissance totale : 760m
				0.01 M.A. (1)
				1.8 M.A. (1)
				2.40 ± 0.1 (Nora River) (CARNEY and MACFARLANE, 1979)
				5.76 ± 0.59 (limite Miocène - Pliocène), âge obtenu sur un galet de conglomérat proche de la base de la série

Pour l'essentiel, les données figurant dans ce tableau sont reprises de COLLEY et ASH (1971)
(1) - Geological Time Table - VAN EYSINGA, 3d edition (1975)

Tabl. II- 3 - Formations volcaniques et sédimentaires d'Erromango.

- *basaltes ankaramitiques* :

mégaphénocristaux de clinopyroxène et olivine; mésostase le plus souvent holocristalline (environ 40 % du volume de la roche), constituée de plagioclase et clinopyroxène.

- *basaltes* ($\text{SiO}_2 < 52 \%$) :

basaltes à olivine et à olivine et clinopyroxène très fréquents sur Erromango, en coulées ou fragments pyroclastiques; phénocristaux les plus abondants (dans l'ordre) : plagioclase, clinopyroxène, olivine, opaques et parfois orthopyroxène; mésostase (40 à 50 % du volume) le plus souvent holocristalline : plagioclase et clinopyroxène abondants.

- *andésites basaltiques* ($52 \% < \text{SiO}_2 < 54 \%$) :

phénocristaux : plagioclase (\pm clinopyroxène; \pm olivine); mésostase : 50 à 60 % du volume; généralement holocristalline (plagioclase; clinopyroxène).

- *andésites* ($\text{SiO}_2 > 54 \%$) :

le plus souvent andésites à deux pyroxènes; roches très généralement vésiculaires et porphyriques (plagioclase, clinopyroxène, orthopyroxène, opaques, hornblende); la mésostase peut constituer jusqu'à 70 % du volume; elle contient souvent une proportion non négligeable de verre.

Données extraites de COLLEY et ASH (1971)

Tabl. II- 4 - Pétrographie des volcanites d'Erromango.

- il existe, enfin, une liaison intime, tant sur le terrain que du point de vue géochimique, entre les termes basaltiques et andésitiques. MARCELOT *et al.* (1979) ont pu montrer, sur l'exemple des formations de Robertson's Thumb et du Mt Rantop, que si ces deux séries volcaniques ont subi un processus de cristallisation fractionnée à partir d'un magma-parent de composition basaltique, leur genèse est cependant sensiblement différente ;

- la formation du Mt Rantop est plutôt de caractère tholéitique (plagioclases au liquidus; magnétite tardive; pigeonite en microphénocristaux; augmentation des teneurs en TiO_2 dans les premiers stades de la différenciation) ;

- la formation de Robertson's Thumb, par contre, se rapproche plutôt des séries calco-alcalines (minéraux opaques au liquidus; plagioclases tardifs; olivine rapidement instable; orthopyroxène en phénocristaux et dans la pâte; net appauvrissement en fer et titane au cours de la différenciation).

	1	2	3	4	5
SiO ₂	48.03	49.95	48.23	52.00	57.87
Al ₂ O ₃	15.66	13.19	17.26	18.34	18.43
Fe ₂ O ₃	5.64	5.16	4.44	4.26	4.01
FeO	5.03	5.61	6.70	4.60	4.01
MnO	0.24	0.14	0.16	0.13	0.20
MgO	7.40	9.72	7.16	2.85	3.55
CaO	12.85	10.24	11.94	8.88	7.00
Na ₂ O	1.80	3.05	2.05	3.46	2.49
K ₂ O	0.83	1.22	0.42	2.20	0.80
TiO ₂	0.64	0.75	0.59	0.77	0.46
P ₂ O ₅	0.17	0.22	0.08	0.31	0.16
H ₂ O ⁺	0.84	0.58	0.46	1.05	0.23
H ₂ O ⁻	1.21	0.30	0.44	0.59	0.93
TOTAL	100.34	100.13	99.93	99.44	100.14

1 - basalte ankaramitique - formation de Robertson's Thumb (MARCELOT et al., 1979)
2 - basalte à olivine - formation de plateau (ERC 234 - COLLEY and ASH, 1971, table VIII, p. 83)
3 - basalte à olivine et clinopyroxène - formation du Mt Rantop (ERC 140 - COLLEY and ASH, 1971, table XI, p.93)
4 - andésite basaltique - formation de Robertson's Thumb (ERC 846 - COLLEY and ASH, 1971, table IX, p. 88)
5 - andésite à deux pyroxènes - formation du Mt William (ERC 463 - COLLEY and ASH, 1971, table X, p. 89)

Tabl. II- 5 - Compositions chimiques représentatives des différents types pétrographiques reconnus sur Erromango.

Tanna

La mise au point la plus récente sur la géologie de Tanna (Fig.II-29) et Anatom a été publiée par CARNEY et MACFARLANE (1979). A la suite de ces auteurs, nous distinguerons successivement (Tabl. II-6) sur l'île de Tanna :

- l'unité de Green Hill, d'âge Pliocène supérieur, constituée d'émissions basaltiques subaériennes (nord de l'île), associées à des dépôts pyroclastiques basiques (est de l'île) ;
- l'unité de Tukosmeru, d'âge Pléistocène supérieur, représentée par le stratovolcan du Tukosmeru (dans la partie la plus méridionale de l'île) et par des dépôts pyroclastiques de nature andésitique (centre et nord de l'île) ;
- l'unité de Siwi (sud-est de l'île) : cette unité correspond à l'épisode volcanique le plus récent (Pléistocène terminal à actuel) qui s'est manifesté sous forme d'importants dépôts pyroclastiques accompagnés de coulées d'andésites basaltiques et d'andésites ; à cette unité appartient le volcan actif du Yasour.

Il faut noter en outre la présence sur cette île de blocs éjectés de nature grenue, interstratifiés dans les formations pyroclastiques des unités de Tukosmeru et de Siwi ; c'est, avec les xénolites de métagabbros signalés par CARNEY et MACFARLANE (1979) dans des galets d'andésite basaltique de l'île de Futuna (cf. *infra*), le seul exemple de ce type noté dans la partie sud de la chaîne des Nouvelles-Hébrides.

FORMATION		TYPE PETROGRAPHIQUE	STRATIGRAPHIE	DATATIONS
SEDIMENTAIRE	VOLCANIQUE			en M.A.
Récif soulevé (récent)	unité de SIWI	. volcan actif du Yasour : andésites	RECENT	
		. coulées d'andésites et d'andésites basaltiques		----- 0.01 (1)
		. tufs grossiers; tufs ponceux, brèches à fragments andésitiques		----- 0.23
		. "welded tufs" (subaériens)		
		. tufs lités (dépôt sous-marin)		
Calcaires récifaux soulevés (Pléistocène)	unité de TUKOSMERU	. stratovolcan du Mt Tukoşmeru : coulées basaltiques subaériennes, tufs, brèches	PLEISTOCENE SUPERIEUR	----- 0.65 ± 0.1
		. dépôts tuffacés pyroclastiques et épicyclastiques de composition andésitique		----- 1.8 (1)
Calcaires récifaux soulevés anciens (Plio-Pléistocène)	unité de GREEN HILL	. coulées basaltiques subaériennes		----- 2.45 ± 0.05
		. séquences pyroclastiques (tufs ponceux et brèches) contenant des fragments d'andésites basaltiques et d'andésites	PLIOCENE SUPERIEUR	

Données reprises de CARNEY et MACFARLANE (1979)
(1) - Geological Time Table - VAN EYSINGA, 3d edition (1975)

Tabl. II- 6 - Formations volcaniques et sédimentaires de Tanna.

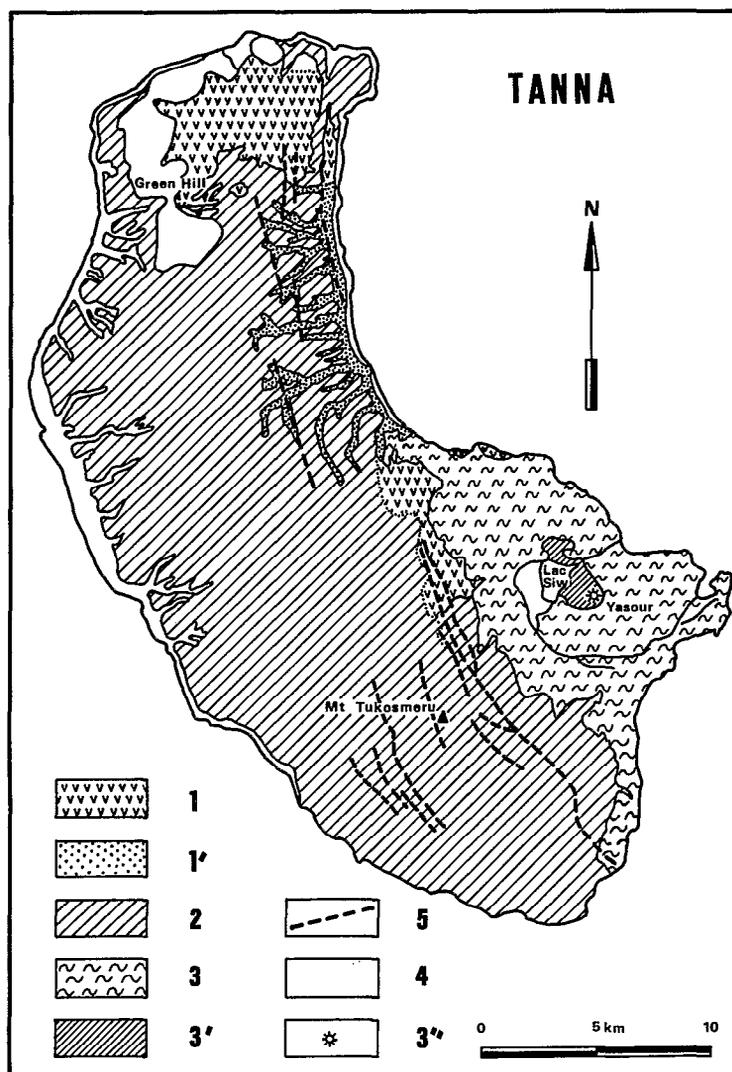


Fig. II-29 - Esquisse géologique de l'île de Tanna (d'après CARNEY et MACFARLANE, 1979).
 1 : volcanites ; 1' : pyroclastites (1 et 1' forment l'unité de Green Hill) ; 2 : unité de Tukosmeru ; 3 : pyroclastites ; 3' : cendres et coulées issues du Yasour ; 3'' : volcan actif du Yasour (3, 3' et 3'' forment l'unité de Siwi) ; 4 : dépôts récifaux et alluvionnaires ; 5 : faille.

Le tableau II-7 rassemble les principales caractéristiques pétrographiques de ces différentes roches, dont certaines compositions sont signalées dans le tableau II-8.

Du point de vue géochimique, CARNEY et MACFARLANE (1979) comparent l'ensemble des laves échantillonnées à Tanna aux séries tholéitiques d'arcs ; l'enrichissement en fer des termes volcaniques intermédiaires dans un diagramme AFM, l'évolution de la composition des différents pyroxènes, et les paragenèses minérales observées, seraient autant d'arguments en faveur d'un rattachement à la lignée tholéitique ; cependant, les teneurs en alcalins généralement élevées (surtout en ce qui concerne le potassium), l'évolution du rapport FeO^*/MgO en fonction de la silice, les teneurs en éléments-traces, enfin, incitent ces auteurs à conclure que le volcanisme de Tanna est plutôt du type calco-alcalin riche en potassium, malgré certaines affinités tholéitiques. COULON et MAURY (1980) ont tenté de préciser

ces premières conclusions, en étudiant les relations existant entre la composition de ces laves très porphyriques et l'abondance et la nature des phénocristaux. Il semble cependant, d'après ces auteurs, qu'à l'heure actuelle on ne puisse pas cerner totalement ces phénomènes, puisqu'aucun critère d'évolution minéralogique ou géochimique insensible aux phénomènes de cumulation n'a pu encore être mis en évidence.

- LAVES

Pour la plupart, ces laves présentent une texture nettement porphyrique; contrairement à Anatom, la hornblende n'apparaît jamais en phénocristaux.

- . *ankaramites* (Tukosmeru) : phénocristaux : clinopyroxène (~ 50 % du volume), olivine (~ 30 % du volume), plagioclase, opaques; mésostase : microlites de plagioclase et clinopyroxène.
- . *basaltes porphyriques* (Green Hill, Tukosmeru) : phénocristaux : plagioclase, clinopyroxène, olivine, opaques; mésostase : plagioclase, augite, (olivine), opaques.
- . *basaltes aphyriques* (Green Hill) : microphénocristaux : plagioclase zoné pour l'essentiel, clinopyroxène, olivine souvent altérée.
- . *andésites basaltiques et andésites* (Green Hill - Siwi) : phénocristaux : plagioclase zoné/ An_{40-60} (~ 30%); clinopyroxène /augite-diopside (5 %); olivine (traces); opaques (traces); mésostase : verre, microlites de plagioclase et clinopyroxène.

- BLOCS EJECTES

Ces blocs apparaissent dans les formations pyroclastiques de l'unité de Tukosmeru, et dans celles de la base de l'unité de Siwi; ce sont des fragments de gabbro, microgabbro, leucogabbro et monzonite, dans lesquels CARNEY et MACFARLANE (1979) voient les équivalents plutoniques des basaltes et andésites.

Données extraites de CARNEY et MACFARLANE (1979)

Tabl. II- 7 - Pétrographie des volcanites de Tanna.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	48.92	48.87	50.72	56.01	47.92	46.47	57.30	54.44
Al ₂ O ₃	7.32	19.97	16.19	17.66	14.22	17.14	18.47	17.66
Fe ₂ O ₃	1.72	4.10	4.20	2.01	3.68	3.34	3.04	3.03
FeO	6.30	6.45	6.55	5.70	6.85	8.05	3.55	4.45
MnO	0.16	0.21	0.19	0.16	0.19	0.20	0.17	0.16
MgO	16.70	4.34	5.21	3.26	8.02	5.50	2.69	4.01
CaO	15.60	10.47	11.09	7.17	13.02	12.28	8.30	8.72
Na ₂ O	0.83	2.60	2.48	3.75	1.85	2.10	3.10	2.60
K ₂ O	0.32	0.92	0.80	2.40	0.86	0.71	1.37	1.59
TiO ₂	0.34	0.79	0.68	0.71	0.74	0.84	0.48	0.82
P ₂ O ₅	0.08	0.19	0.16	0.42	0.20	0.15	0.19	0.29
H ₂ O ⁺	0.48	0.73	0.71	0.11	0.64	0.93	0.35	1.29
H ₂ O ⁻	0.10	0.13	0.25	0.15	0.92	0.85	0.15	0.11
TOTAL	98.87	99.77	99.23	99.51	99.11	98.56	99.16	99.17

TANNA

1. ankaramite (fragment) - unité de Tukosmeru (TAC 129 - CARNEY and MACFARLANE, 1979, Table 4, p. 44)
2. basalte porphyrique - unité de Green Hill (TAC 75 - CARNEY and MACFARLANE, 1979, Table 4, p. 44)
3. basalte aphyrique - unité de Green Hill (TAC 51 - CARNEY and MACFARLANE, 1979, Table 4, p. 44)
4. andésite (bombe éjectée du volcan Yasour) - unité de Siwi (TY2 - CARNEY and MACFARLANE, 1979, Table 4, p. 44)

ANATOM

5. ankaramite (dyke) - Inrerow Atamwan - (AYMAC 38 - CARNEY and MACFARLANE, 1979, Table 5, p. 50)
6. basalte à olivine (dyke) - Nanawarez - (AYC 28 - CARNEY and MACFARLANE, 1979, Table 5, p. 50)
7. andésite à hornblende - Inrerow Atamwan - (AYMAC 17 - CARNEY and MACFARLANE, 1979, Table 5, p. 50)

FUTUNA

8. andésite - (FMAC 55 - CARNEY and MACFARLANE, 1979, Table 5, p. 50)

Tabl. II-8 - Compositions chimiques représentatives des différents types pétrographiques reconnus sur Tanna, Anatom et Futuna.

Anatom

Hormis la présence, limitée au nord-ouest de l'île, d'un récif soulevé holocène, on n'observe sur Anatom (Fig.II-30) que des formations volcaniques et volcanoclastiques d'âge Pléistocène supérieur ("série volcanique d'Anatom"), constituées de dépôts entièrement subaériens, essentiellement représentés par des brèches pyroclastiques et épicyclastiques de composition basaltique (70 à 80 % du volume total de la série) ; les rares volcanites (sensu stricto) apparaissent sous forme d'intrusions (dykes) et de coulées, qui varient en composition depuis des ankaramites jusqu'à des andésites à hornblende, avec cependant une nette prédominance des termes basaltiques (CARNEY and MACFARLANE, 1979) (Tabl. II-9). L'ensemble de la série provient de deux centres éruptifs pléistocènes (le Inrerow Atamwan à l'ouest et le Nanawarez à l'est), qui forment aujourd'hui deux stratovolcans coalescents.

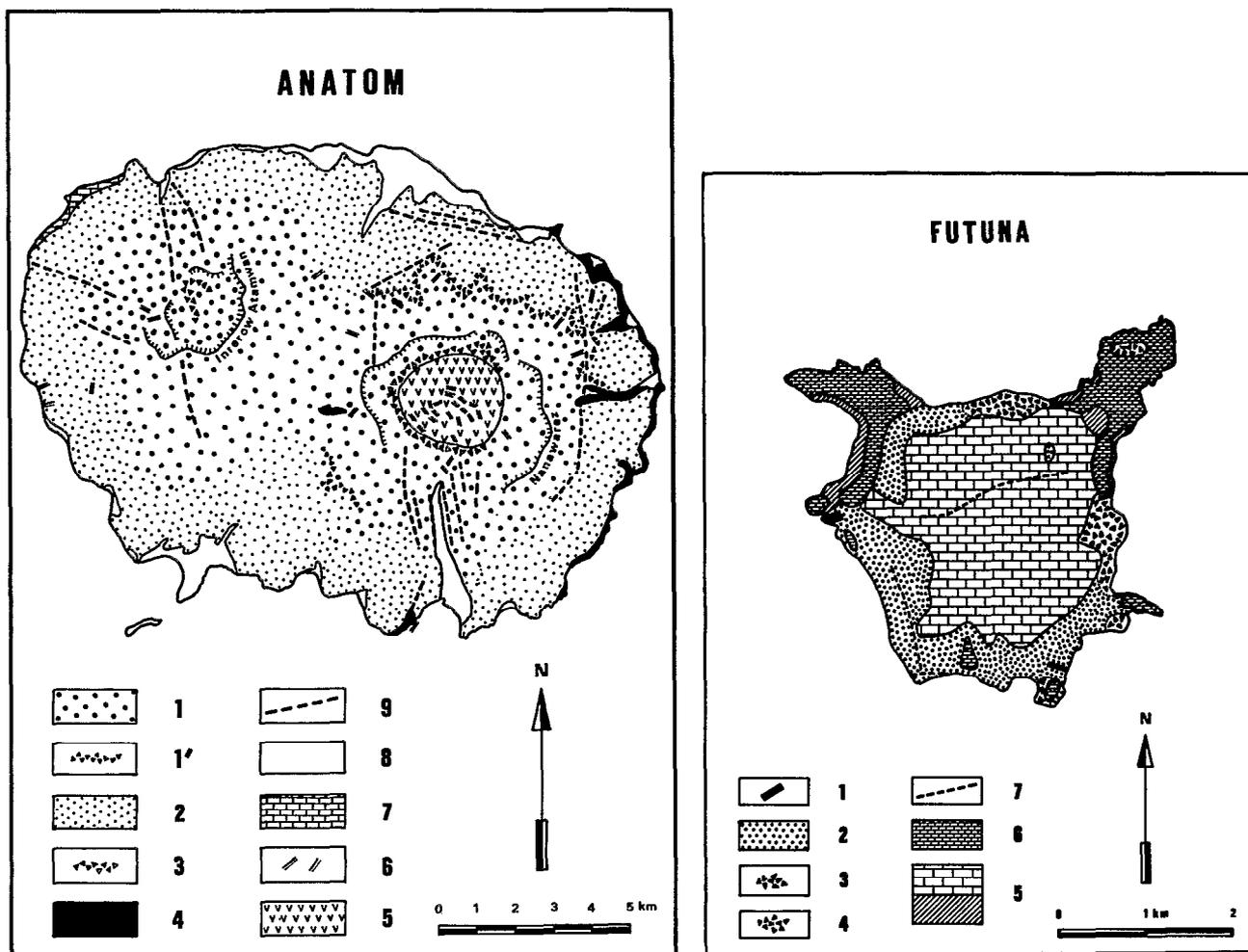


Fig. II-30 - Esquisse géologique de l'île d'Anatom et de l'île de Futuna (d'après CARNEY et MACFARLANE, 1979).

Anatom. 1 : tufs et brèches pyroclastiques, avec intercalation de coulées de basaltes et d'andésites basaltiques ; 1' : brèches pyroclastiques indurées ; 2 : brèches conglomératiques ; 3 : brèches d'événements ; 4 : complexe intrusif ; 5 : stock intrusif central ; 6 : dykes basaltiques et andésitiques (les formations de 1 à 6 constituent la "série volcanique d'Anatom") ; 7 : récif soulevé holocène ; 8 : dépôts récifaux et alluvionnaires ; 9 : faille.

Futuna. 1 : dykes d'alimentation ; 2 : tufs et laves (andésites basaltiques et andésites) ; 3 : brèches conglomératiques ; 4 : brèches ankaramitiques (les formations de 1 à 4 constituent la "série volcanique de Futuna") ; 5 : calcaires récifaux soulevés pléistocènes et dépôts associés ; 6 : calcaires récifaux soulevés holocènes ; 7 : faille.

FORMATION	TYPE PETROGRAPHIQUE	STRATIGRAPHIE
- Récif soulevé	. calcaires coralliens	HOLOCENE
	-----	----- 0.01 M.A. (1)
- "Série volcanique d'Anatom"	<ul style="list-style-type: none"> . dykes basaltiques et andésitiques; . complexe intrusif du Nanawarez (dykes basaltiques, brèches); . brèches pyroclastiques et épigéoclastiques; . tufs et brèches avec intercalation de coulées de basaltes et d'andésites basaltiques. (ces différentes formations sont sub-contemporaines).	PLEISTOCENE SUPERIEUR
	Données reprises de CARNEY et MACFARLANE (1979)	
	(1) Geological Time Table - VAN EYSINGA, 3 ^d edition (1975)	

Tabl. II- 9 - Formations volcaniques et sédimentaires d'Anatom.

On se limitera ici à une brève revue des principaux caractères pétrographiques des volcanites (Tabl. II-10), dont quelques compositions représentatives sont citées dans le tableau II-8.

Comme celles de Tanna, les volcanites d'Anatom présentent certains caractères géochimiques des séries tholéitiques (en particulier un enrichissement en fer dans les termes intermédiaires); mais la principale différence entre ces deux ensembles se situe cependant au niveau des alcalins, dont les teneurs sont, en moyenne, plus faibles à Anatom qu'à Tanna.

Futuna

On ne peut passer sous silence, dans cette revue, l'île de Futuna (Fig. II-30), bien qu'elle n'appartienne pas, en toute rigueur, à la chaîne centrale plio-quadernaire. Située à 70 km environ à l'est de l'axe volcanique récent des Nouvelles-Hébrides, à l'aplomb du bord oriental du fossé du Coriolis, cette île est constituée de formations volcaniques d'âge Pliocène supérieur, recouvertes de calcaires récifaux soulevés d'âge Pléistocène à récent (CARNEY and MACFARLANE, 1979). La "série volcanique de Futuna" est représentée par des coulées et des dykes d'andésites basaltiques et d'andésites, des brèches, des tufs, auxquels il convient d'ajouter un pointement circonscrit de brèches pyroclastiques ankaramitiques; du point de vue pétrographique, les volcanites de Futuna rappellent fortement celles d'Anatom, malgré quelques différences mineures (dans les andésites basaltiques de Futuna, par exemple, la hornblende est beaucoup moins fréquente que dans les termes équivalents d'Anatom). Il faut noter en outre, dans ces mêmes andésites basaltiques, la présence de xénolites de métagabbros, qui, du point de vue texture et minéralogie, diffèrent cependant nettement des blocs éjectés de nature grenue, signalés à Tanna dans les unités de Tukosmeru et de Siwi (cf. *supra* - Tabl. II-7).

Selon CARNEY et MACFARLANE (1979), la série volcanique de Futuna présente des caractères chimiques intermédiaires entre ceux des volcanites de Tanna et d'Anatom (Tabl. II-8). Au vu des données pétrologiques publiées par ces auteurs, il est de toute façon presque certain que le volcanisme de Futuna est essentiellement lié au fonctionnement de l'arc récent des Nouvelles-Hébrides, et que les phénomènes de distension en arrière de cet arc, responsables de l'apparition du fossé du Coriolis, n'ont

L'ensemble de ces roches est nettement porphyrique.

ANKARAMITES :

phénocristaux :

- . clinopyroxène (augite) : 5 - 35 % en volume;
- . olivine (magnésienne) : 10 - 30 %;
- . plagioclase (labrador) : < 5 %;
- . opaques : traces.

mésostase : holocristalline (plagioclase, clinopyroxène, opaques et olivine).

BASALTES : la majorité des intrusions et coulées se classent dans ce type.

phénocristaux :

- . plagioclase (labrador) : 20 à 60 % du volume total de la roche;
- . clinopyroxène (augite) : 5 - 20 %;
- . olivine : ≤ 20 %;
- . opaques.

mésostase : mêmes constituants, plus parfois un peu de verre.

ANDESITES BASALTIQUES :

phénocristaux :

- . plagioclase (labrador) : 10 - 55 % du volume total de la roche;
- . clinopyroxène (augite - diopside) : 5 - 20 %, en deux générations (microphénocristaux zonés);
- . olivine : ≤ 5%;
- . hornblende (peut constituer jusqu'à 10 % du volume total);
- . opaques;
- . orthopyroxène (hypersthène) : parfois dans le coeur des phénocristaux de clinopyroxène.

ANDESITES : limitées aux intrusions centrales des deux cratères de l'île.

phénocristaux :

- . plagioclase (labrador) : 15 - 40 %;
- . clinopyroxène (augite) : ≤ 10%;
- . hornblende (le plus souvent résorbée) : ≤ 10%;
- . orthopyroxène (hypersthène), quantitativement plus important que dans les andésites basaltiques;
- . opaques;
- . apatite.

mésostase : essentiellement vitreuse.

Données reprises de CARNEY et MACFARLANE (1979)

série magmatique \ critère	Na ₂ O + K ₂ O pour SiO ₂ = 49 %	K ₂ O pour SiO ₂ = 49%	diagramme Ne-Di-Ol-Hy-Q normatifs	diagramme AFM	minéralogie	
↑ alcalinité — croissante	"alcaline"	VATE-NORD	TANNA ERROMANGO-NORD ERROMANGO-SUD	
	"calcoalcaline"	TANNA	ERROMANGO-SUD ERROMANGO-SUD	VATE-NORD	VATE-SUD ?
		ERROMANGO-SUD	ANATOM	ERROMANGO-NORD	TANNA	ERROMANGO-NORD ?
	"tholéitique"	ERROMANGO-NORD	ERROMANGO-NORD	ERROMANGO-NORD	ANATOM	ANATOM ?
	ANATOM	VATE-NORD	TANNA	ANATOM		
		FUTUNA		
		ANATOM		
REMARQUES : VATE-NORD = Fatmalapa, Ngouna, Pelé, Mao VATE-SUD = formation ponceuse ERROMANGO-NORD = formations de Robertson's Thumb, du Mt William, du Mt Rantop ERROMANGO-SUD = formation de plateau Extrait de ROCA (1978)						

Tabl. II- 11 - Séries magmatiques (partie méridionale de la chaîne centrale).

STRATIGRAPHIE	ILE ★	TYPE PETROGRAPHIQUE	FORMATION	AGE EN M.A.	
RECENT					0.01 (1)
	TANNA	bloc basaltique dans brèche	unité de SIWI	0.23 (3)	
PLEISTOCENE	TANNA	basalte	unité de TUKOSMERU	0.65 ± 0.1 (3)	
	VATE	bloc rhyodacitique dans brèche ponceuse	formation ponceuse	1.45 ± 0.1 (5) 1.58 ± 0.5 (4)	
					1.8 (1)
PLIOCENE	FUTUNA	andésite basaltique	série volcanique de FUTUNA	1.80 ± 0.05 (3)	
	ERROMANGO	basalte	formation de plateau	2.40 ± 0.1 (3)	
	TANNA	basalte	unité de GREEN HILL	2.45 ± 0.05 (3)	
					5 (1)
MIOCENE	ERROMANGO	galet d'andésite basaltique	base de la formation de plateau	5.76 ± 0.59 (2)	
(1) : Geological Time Table - VAN EYSINGA, 3 ^d édition (1975). (2) : COLLEY and ASH (1971). (3) : CARNEY and MACFARLANE (1979) Les datations des unités de GREEN HILL et TUKOSMERU sur TANNA, ainsi que la datation de FUTUNA, sont reprises de DUGAS et al. (1977a) (4) : ASH et al. (1978) (5) : BELLON, in COULON et al. (1979) (★) : on ne dispose d'aucune datation sur les volcanites d'ANATOM					

Tabl. II- 12 - Compilation des diverses données géochronologiques disponibles sur les volcanites de la chaîne centrale (partie sud).

eu qu'une incidence mineure sur la nature et la composition de la série volcanique de cette île. Il est tentant de faire à ce propos un parallèle entre les positions structurales respectives de Futuna et de Mere Lava, dans le nord de l'archipel (Banks du sud) ; cette dernière île, en effet, de taille très réduite (16 km²), constituée d'un cône volcanique subactuel (environ 1000 m d'altitude) entièrement formé d'une succession de tufs et de coulées basaltiques (MALLICK and ASH, 1975), se situe à environ 50 km à l'ESE de Gaua (axe de la chaîne centrale plio-quadernaire) ; malgré cette position excentrée, les laves de Mere Lava sont cependant, en moyenne, chimiquement très proches de tholéïtes d'arcs pauvres en potassium. Certains basaltes de Mere Lava contiennent de plus des xénolites grenus de compositions variées (dunites, péridotites, gabbros à olivine), que MALLICK et ASH (1975) interprètent comme des cumulats précoces, et qu'on pourrait peut-être mettre en parallèle avec les xénolites de métagabbros de Futuna.

CONCLUSION

Cette revue succincte des principaux caractères pétrologiques des îles méridionales de la chaîne centrale montre à l'évidence la complexité du problème : si on tente, en effet, de préciser l'appartenance des diverses volcanites signalées sur chaque île aux séries volcaniques classiquement reconnues, on se heurte très vite à des incohérences ou des contradictions (Tabl. II-11) ; plutôt que de vouloir définir, pour l'ensemble de la chaîne centrale, une ou plusieurs tendances générales (tholéïtique, calco-alcaline, ou alcaline), il paraît plus judicieux, comme l'a montré ROCA (1978) pour les îles centrales, de rechercher - par une analyse structurale, géochronologique et pétrologique détaillée île par île - des indices de différenciation magmatique adéquats : ceux-ci doivent permettre d'une part de remonter à une composition-type du magma-parent pour chaque unité volcanique considérée, et d'autre part de justifier des rapprochements de série à série, ou d'île à île, que d'autres méthodes plus conventionnelles interdisent.

Une seconde conclusion s'impose, rappelée par de nombreux auteurs : à beaucoup de points de vue, l'arc actuel des Nouvelles-Hébrides est "a - typique" ; ainsi la proportion volumétrique des basaltes y est-elle nettement supérieure à celle des andésites, pour autant que les échantillonnages dont on dispose soient bien représentatifs de l'abondance des différents types pétrographiques en présence ; d'autre part, dans l'optique d'une étude des variations spatio-temporelles des éléments marqueurs du volcanisme, le chimisme des laves semble souvent "incohérent" (problème des alcalins - potassium en particulier -, du fer, du titane...) ; la jeunesse apparente de la chaîne centrale, enfin, (Tabl. II-12), qu'on peut légitimement relier au fonctionnement de la zone de subduction actuelle des Nouvelles-Hébrides, n'empêche cependant pas de soupçonner des processus magmatiques complexes ; il est probable en effet qu'à un schéma classique de cristallisation fractionnée se sont surimposés des phénomènes de cumulations minérales, à l'intérieur de chambres magmatiques secondaires (ROCA, 1978), et, peut-être aussi des phénomènes de contamination (problème des enclaves grenues contenues dans les laves de certaines îles du sud).

*Manuscrit remis en avril 1980
Manuscrit révisé en janvier 1981*

4**SISMIQUE RÉFRACTION : STRUCTURE DE LA CROUTE
AUX NOUVELLES-HÉBRIDES***par*

Bernard PONTOISE, Gary V. LATHAM et Abou-Bakr K. IBRAHIM

A notre connaissance, aucun travail de sismique réfraction n'a été réalisé dans cette région.

APPORTS RÉCENTS

C'est en novembre 1976 qu'ont débuté les premiers travaux de sismique réfraction aux Nouvelles-Hébrides. A cette date, la première campagne EVA II, a permis la réalisation de quatre profils, situés entre les îles de Vaté et d'Erromango. Durant la campagne EVA IV, en septembre 1977, dix nouveaux profils ont pu être implantés, cinq d'entre eux étaient destinés à compléter l'étude de la première zone, les cinq autres entamaient l'étude d'un nouveau couloir situé au sud du premier entre les îles d'Erromango et de Tanna.

Les résultats des campagnes EVA II et EVA IV ont été publiés (PONTOISE, 1977 ; IBRAHIM *et al.*, 1980). Nous les reprendrons pour les compléter par l'apport de quatre nouveaux profils effectués en novembre 1978 pendant la campagne EVA VII.

Dans la première zone, les profils de réfraction ont été implantés le long d'un profil de sismique réflexion (AUS 113) et d'un profil de gravimétrie et de bathymétrie (EVA 646). Dans la deuxième zone, ils sont répartis sur un profil de réflexion (MOBIL 246) et de bathymétrie-gravimétrie (EVA 656).

La figure II-31 montre la situation géographique de tous les profils de réfraction. Entre la plaque plongeante à l'ouest et le début du plateau Nord-Fidjien à l'est, la densité de profils est voisine de un profil pour 40 km dans les deux couloirs étudiés. Cette densité de profils est tout à fait comparable à celle dont nous disposons sur l'arc des Tonga. Une comparaison raisonnable est donc rendue possible entre ces deux structures.

DONNÉES TECHNIQUES

La nomenclature des profils est la suivante : le premier chiffre indique la campagne au cours de laquelle a été réalisé le profil. La lettre R indique qu'il s'agit d'un profil de réfraction. Vient ensuite le numéro lui-même du profil.

Pour réaliser ces profils, nous avons utilisé trois sortes de sources : canon à air de 5 litres et de 15 litres (EVA II, IV, VII), explosifs (EVA IV, VII) et Flexichoc (EVA IV). Une discussion sur les sources utilisées se trouve en annexe (voir Annexe I).

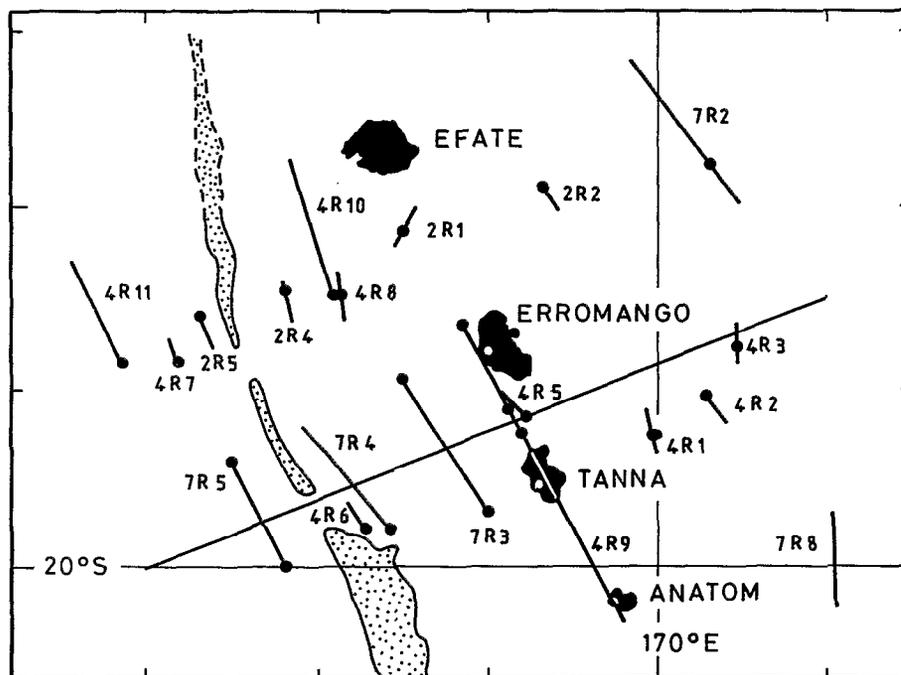


Fig. II-31 - Carte de l'implantation des profils de sismique réfraction réalisés au cours des campagnes EVA II, IV et VII. Le figuré en pointillés marque l'emplacement de la fosse (matérialisée par l'isobathe 6000 m). Chaque profil est représenté par sa ligne de tir (en trait plein) et la position de la station d'enregistrement (point noir). Le profil 4R9 situé à cheval sur Erromango, Tanna et Anatom a été réalisé avec des OBS (points noirs) et des stations terrestres (points blancs). Le plan de coupe WE utilisé sur la figure II-37 est représenté en trait plein.

Les stations d'enregistrement sont des Ocean Bottom Seismographs (O.B.S.). Ils ont été décrits par LATHAM *et al.*, (1978). Dans la plupart des cas, les gains moyens des stations sont de l'ordre de 3.10^6 à 15 Hz ce qui permet des portées satisfaisantes pour des sources de relativement faible énergie.

On trouvera en annexe une description schématique de ces appareils, ainsi qu'un exposé des techniques de dépouillement. Notons cependant que ces techniques sont basées sur les méthodes traditionnelles d'ajustement par segments et d'interprétation par modèles en couches de vitesses homogènes.

Dans le but de minimiser les perturbations dues à la topographie du fond ainsi que d'étudier isolément chaque structure majeure de l'arc, tous les profils ont été implantés dans une direction parallèle à la fosse. On s'est aussi efforcé de les implanter en quinconce entre les couloirs nord et sud de manière à pouvoir éventuellement les regrouper en une coupe synthétique générale.

Les tableaux II-13 et II-14 regroupent les données principales relatives à tous les profils de cette région. Y figurent : le nom du profil et son type (voir Annexe I) entre parenthèses, la position des stations d'enregistrement, la source utilisée, la profondeur d'immersion des stations (en km), la direction de la branche c'est-à-dire la direction entre stations et tirs, la longueur maximale de la branche puis, pour chaque unité lithologique, les vitesses apparentes (en km/s), les épaisseurs sous la station (en km) et les intercepts (en sec). Les vitesses marquées d'un astérisque sont observées soit en seconde arrivée soit sur le multiple qui leur correspond.

Nom type	Position	Source	Prof. (km)	Dir.	Long. (km)	Sédiments			Socle			Croûte			Manteau	
						V km/s	H km	τ (s)	V	H	τ	V	H	τ	V	τ
2R1 (2)	18°07.8 S 168°31.0 E	AG 5	0.81		14	1,8*	0.03	0.30	5.5	-	1.84					
						2.4	0.18	0.47								
						2.6	1.09	0.54								
						4.3	1.29	1.39								
2R2 (1)	18°02.0 S 169°26.0 E	AG 5	2.61		13	2.2*	0.12	1.28				6.0	-	2.71		
						2.7	0.43	1.52								
						3.5	1.31	1.87								
2R4 (1)	18°27.0 S 167°50.0 E	AG 5	4.32		14	1.9*	0.02	1.77	4.7	-	3.97					
						2.1*	0.60	1.98								
						4.1	3.00	3.20								
2R5 (1)	18°36.0 S 167°20.8 E	AG 5	4.83		13	2.0*	0.30	2.08	5.4	0.48	4.37					
						2.4*	1.35	2.72								
4R7 (2)	18°51.8 S 167°14.0 E	Flex.	4.31		12	2.0*	0.20	1.90	5.3	-	3.37					
						3.6	1.08	2.78								
4R8 (2)	18°28.7 S 168°09.8 E	AG 5	2.80	N	17	2.9	0.60	1.59	5.2	-	2.62					
						4.1	1.60	2.04								
4R10 (1)	18°30.8 S 168°08.0 E	Dyn.	2.86		100	-	-	-	5.1	3.91	2.95	6.1	8.06	3.91	8.1	6.15
4R11 (1)	18°51.9 S 166°53.4 E	Dyn.	4.16		75	4	2.73	2.82	-	-	-	7.0	7.76	9.1	8.1	5.3
7R2 (2)	17°46.0 S 170°20.0 E	Dyn. + AG 15	2.56	N	83	2.0*	0.55	1.13	5.3	0.85	2.30	6.7	5.75	2.57	7.81	3.58
						4.2*	0.50	2.05								
						2.0*	0.55	1.13								
				S	30	2.0*	0.55	1.13	5.2	1.55	2.30	6.3	-	2.70		
						3.9*	0.43	2.05								

Les vitesses marquées d'un astérisque sont observées soit en seconde arrivée soit sur le multiple qui leur correspond.

Tabl. II- 13 - Données de sismique réfraction - Section Efaté - Erromango

Nom type	Position	Source	Prof. (km)	Dir.	Long. (km)	Sédiments			Focle			Croûte			Manteau	
						V km/s	H km	τ (s)	V	H	τ	V	H	τ	V	τ
4R1 (2)	19°17.0 S 169°59.0 E	AG 5	2.39	N	20	2.5 3.4	0.73 2.27	1.23 1.77	5.9	-	3.13					
					16	2.1* 3.6	0.33 3.00	1.10 1.65	5.9	-	3.13					
4R2 (1)	19°05.5 S 170°17.0 E	AG 5	2.12		17	1.8* 2.4* 3.1	0.32 0.44 1.96	0.72 1.23 1.64	5.5	-	2.93					
					18	2.0* 3.2	0.48 1.22	1.21 2.05	5.3	3.64?	2.89			7.6?	4,00?	
4R3 (2)	18°47.0 S 170°30.0 E	AG 5	3.01	N	18	2.0* 3.2	0.48 1.22	1.21 2.05	5.3	3.64?	2.89				7.6?	4,00?
					6	2.0	1.48	1.26	5.0	-	3.1					
4R5 (1)	19°00.0 S 169°10.0 E	AG 5	0.97		18	2.0 3.4	0.60 2.66	0.44 1.06	5.0	-	2.28					
4R6 (2)	19°47.5 S 168°18.6 E	AG 5	5.12	N	12	2.1* 2.8 4.1	0.21 0.66 -	2.26 2.96 3.60								
					18	2.1* 2.6 3.8	0.27 1.00 -	2.30 2.85 3.83								
4R8 (2)	18°28.7 S 168°09.8 E	AG 5	2.58	N	17	2.9 4.1	0.60 1.60	1.59 2.04	5.2	-	2.62					
					18	3.2	1.39	1.67	5.3	-	2.52					
4R9	(voir Fig II-31)	Dyn.	-	-	170	-	-	-	5.0	4.11	2.28	6.6	18.5	3.48	7.9	7.08
7R3 (4)	(N) 18°57.2 S 168°30.0 E	Dyn. + AG 15	1.00	N	10	2.2* 4.5	0.2 -	0.52 0.80	-							
					95	2.4* 4.9	0.2 1.50	0.52 0.70	5.3* 5.6	0.90 5.60	0.93 1.08	6.2		2.18		
	(S) 19°42.0 S 169°03.0 E	Dyn. + AG 15	1.00	N	95	2.1 4.5* 4.9	1.25 0.62 0.86	0.46 1.65 1.80	5.5 5.8	1.95 3.82	2.01 2.30	6.9	8.15	3.45	7.7	4.40
					30	2.1* 4.4 4.7*	1.22 1.12 0.55	0.46 1.75 1.80	5.2* 5.6	1.30 -	2.01 2.60					
7R4 (1)	19°47.0 S 168°27.0 E	Dyn. + AG 15	5.30	N	82	2.5* 3.7* 4.7	0.35 0.72 8.75	2.90 3.54 3.96				7.2	6.70	7.12	8.1	8.47
7R5 (3)	(N) 19°24.8 S 167°30.9 E	Dyn.	4.80	S	72	2.0* 3.7*	0.55 0.65	2.08 3.37	5.2 5.9	1.50 3.35	3.69 4.05	7.0	5.5	4.88	8.3	6.03
					70	2.8* 4.2	0.54 1.80	2.54 3.09	5.4* -	2.08	3.75	7.0	7.63	4.46	8.3	5.81

Les vitesses marquées d'un astérisque sont observées soit en seconde arrivée soit sur le multiple qui leur correspond.

Tabl. II- 14 - Données de sismique réfraction - Section Erromango - Tanna

DESCRIPTION DES RÉSULTATS

Nous ne reviendrons pas en arrière sur la description des résultats des profils des campagnes EVA II et EVA IV, et nous nous contenterons de présenter les profils réalisés durant la campagne EVA VII. Ils sont au nombre de quatre. Le premier (7R2) est situé sur le plateau Nord-Fidjien, le second (7R3) au niveau de l'arc frontal, le troisième (7R4) pratiquement en fond de fosse et le dernier (7R5) sur la plaque plongeante en avant de la fosse. Deux de ces profils sont inversés, les deux autres sont à une seule station d'enregistrement. Prenons ces profils un à un.

Le profil 7R2

Il a été implanté sur le plateau Nord-Fidjien, en arrière de l'arc, dans une région où l'âge présumé du plateau, calculé à partir des anomalies magnétiques observées, devrait se situer entre 5 et 10 M.A.. Ce profil est du type 2 c'est-à-dire avec une seule station et une ligne de tir à débordement. On ne peut donc prétendre mesurer des vitesses vraies pour les couches profondes. La topographie du fond n'est pas tourmentée puisqu'elle reste entre 2500 et 3000 mètres tout au long de la ligne de tir. Les tirs de dynamite ont été alternés avec des tirs au canon à air de 15 litres. La portée maximale du profil est de 83 km dans la direction nord. La figure II-32 (A) montre l'hodochrone obtenue pour ce profil. Notons que cette hodochrone, comme les suivantes, est établie en temps réduit ($t - \Delta / V_r$) avec une vitesse de réduction de 6 km/s. Les vitesses des couches sédimentaires superficielles ne sont pas observées en première arrivée mais la relativement haute densité des tirs permet de bonnes corrélations pour la détermination de ces vitesses en seconde arrivée. Sur la figure II-32 (B) sont représentés les modèles en vitesse répondant aux hodochrones observées. Les modèles HN et HS sont les modèles en vitesses apparentes dans l'hypothèse des couches homogènes, planes et horizontales pour les branches nord et sud du profil. Le modèle en couches homogènes planes inclinées est dessiné sur cette figure. Les pendages des couches sont indiqués en degrés.

Il est à noter que l'énergie des ondes réfractées sur ce profil est beaucoup plus faible, à puissance de source et distance égales, que pour la plupart des profils situés en dehors de cette zone. Ceci serait, bien que l'estimation ne soit que qualitative, l'indication d'une croûte à plus faible facteur de qualité que les régions de l'arc ou en avant de l'arc.

Le profil 7R3

C'est un profil destiné à préciser la structure superficielle et intermédiaire de l'arc frontal. Il a été réalisé avec deux stations et une ligne de tir à débordement de 8 km pour la station nord et de 30 km pour la station sud. La topographie du fond est calme puisqu'elle ne varie qu'entre 750 m et 1000 m sur les 130 km de longueur totale de la ligne de tir. Ici encore la cadence des tirs est de 1 tir toutes les 5 minutes avec alternance de tirs à la dynamite et de tirs au canon à air de 15 litres. La figure II-33 (A) représente les hodochrones obtenues pour les stations sud et nord et la figure II-33 (B) le modèle en vitesse correspondant à ces hodochrones. Pour la station sud, les pendages et les vitesses vraies des couches superficielles (1 à 5 km de profondeur) sont bien déterminés et tout à fait compatibles avec les modèles en couches horizontales HS1 et HN1. Pour ce qui concerne la station nord, le débordement de 8 km s'avère tout à fait insuffisant pour déterminer le modèle en couches inclinées au-delà de 1.5 km de profondeur.

Les vitesses apparentes 5.61 km/s et 5.84 km/s observées sous la station sud fournissent une vitesse vraie de 5.72 km/s. Sur l'hodochrone de la station nord, cette vitesse n'est observée que par une seule vitesse apparente 5.60 km/s qui correspond très vraisemblablement à un pendage constant ascendant vers le nord et voisin de 1°5. La vitesse vraie de la couche à 6.53 km/s est obtenue à partir des vitesses apparentes observées sur les hodochrones des stations nord et sud. Les rais correspondant à ces vitesses apparentes ont un trajet commun, sur une cinquantaine de kilomètres, au centre du profil. Le pendage ainsi déterminé est vraisemblablement le pendage le plus représentatif du modèle et il indique une ascendance de 2° vers le nord. La vitesse apparente 7.75 km/s observée sur l'hodochrone de la station nord n'est pas définie avec beaucoup de précision mais si son niveau, sous la station nord, est voisin de 20 km et si on confère à cet interface le même pendage que les couches plus superficielles, alors son niveau sous la station sud est proche de 22 km.

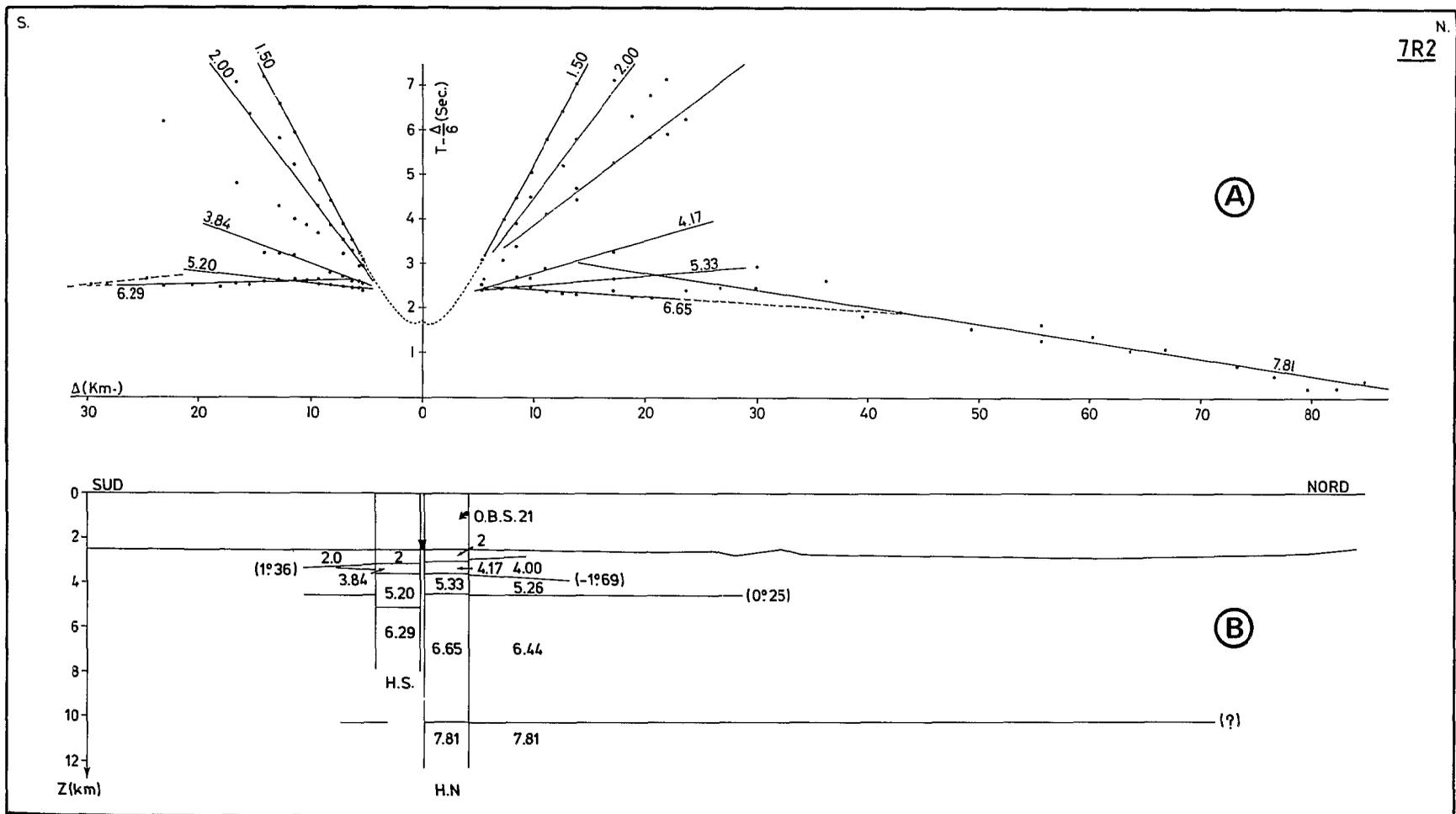


Fig. II-32 - A : Hodochrone, en temps réduit, du profil 7R2. B : modèles correspondants.

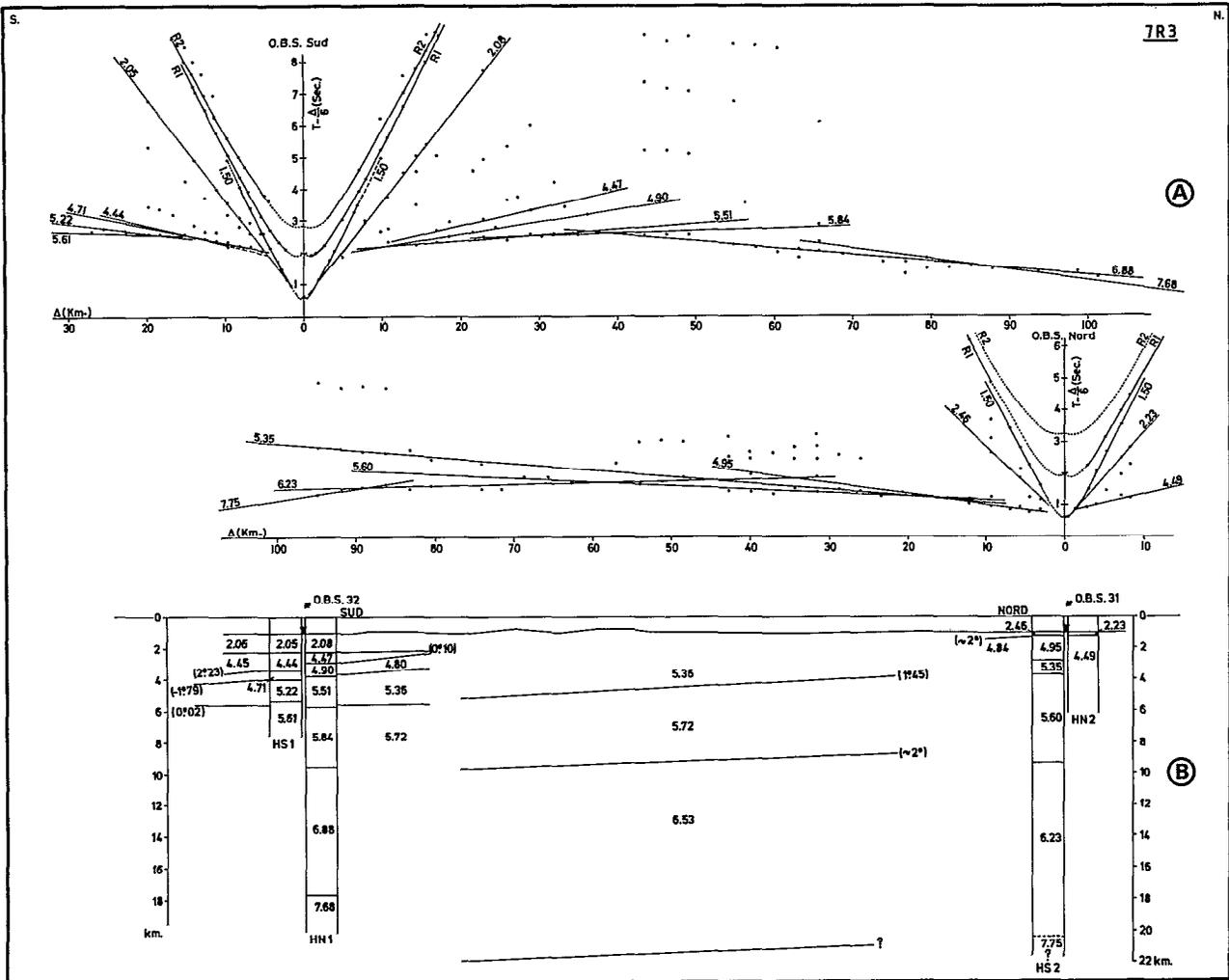


Fig. II-33 - A : Hodochrones, en temps réduit, du profil 7R3. B : modèles correspondants.

Le profil 7R4

Il a été implanté sur le prisme d'accrétion pour en étudier la structure mais cependant assez près de la fosse pour tenter de préciser la géométrie de la plaque plongeante sous le prisme d'accrétion. Ce profil n'a malheureusement pu être inversé puisque une des deux stations n'a pas fonctionné correctement. Seule la station sud a enregistré les tirs et fourni des résultats. La profondeur d'eau n'a pas permis au canon à air de 15 litres de donner de bons résultats ce qui fait que ce profil est principalement bâti sur une ligne de tir à cadence de 1 tir toutes les 10 minutes. La topographie du fond présente des reliefs de 1500 m pour une profondeur moyenne de 5000 m. Cependant, après corrections, la corrélation entre relief topographique et hodochrones est supprimée.

L'hodochrone obtenue (Fig. II-34 A) présente des décrochements sur ses branches qui sont presque tous de sens positif c'est-à-dire correspondant à des vitesses apparentes très faibles pendant la durée du décrochement. Ces sauts positifs sur l'hodochrone peuvent être interprétés par la présence de couches à moindre vitesse bien que les zones d'ombre qui leur correspondraient ne soient pas observées (ceci pourrait à la rigueur s'expliquer par l'espacement des tirs). A cette interprétation par couches à

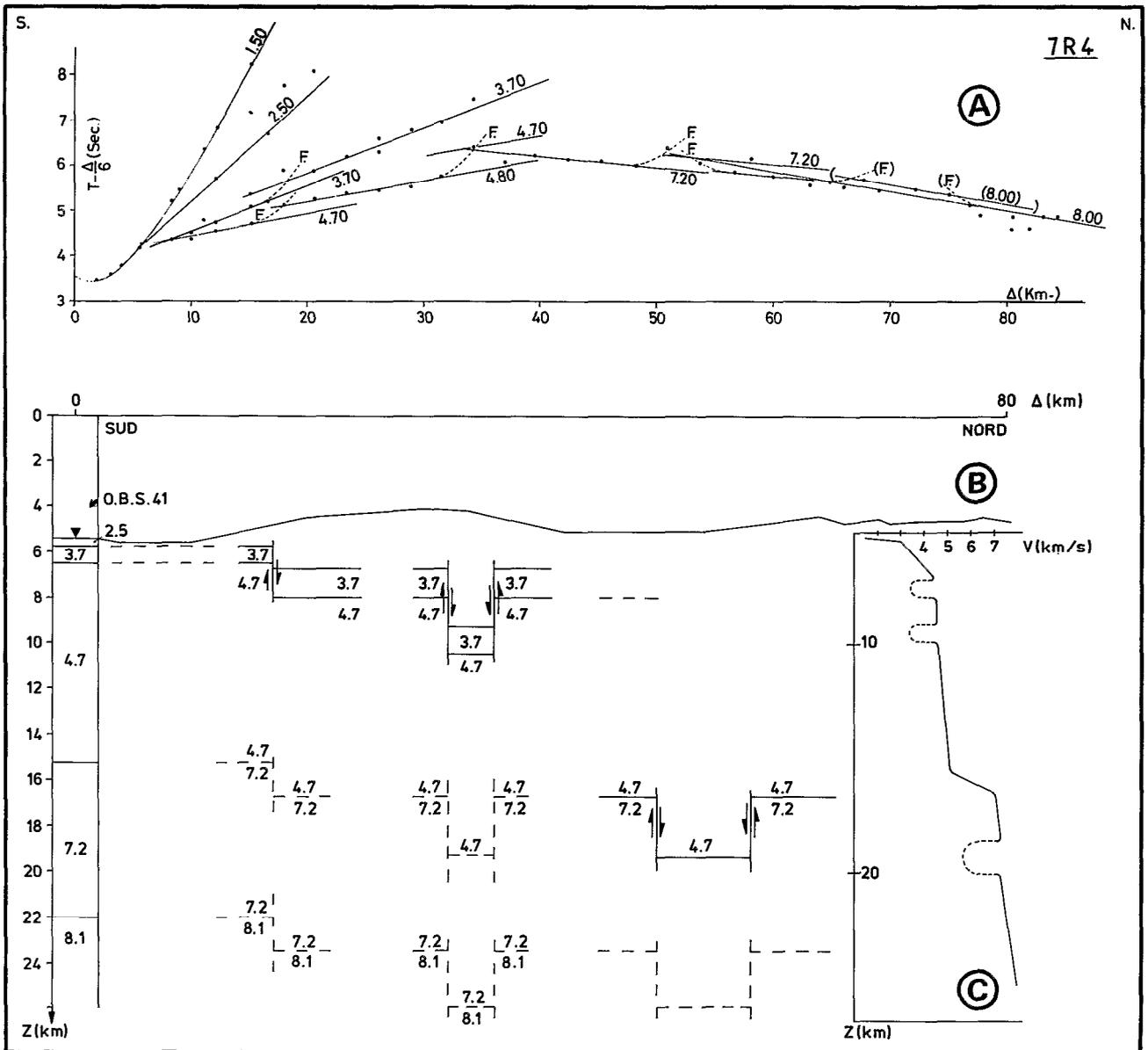


Fig. II-34 - A : Hodochrone, en temps réduit, du profil 7R4. B et C : modèles correspondants.

moins vite, dont nous donnons quand même, sur la figure II-34 (C), une solution possible, nous préférons l'interprétation où des failles verticales sont responsables de ces décrochements. Cette solution a l'avantage de pouvoir expliquer aussi les sauts négatifs sur les branches de l'hodochrone. En effet, ces sauts négatifs, c'est-à-dire correspondant localement à des vitesses apparentes très élevées ne peuvent être expliqués que par des failles que les rais descendent (voir Annexe I). De plus, un tel modèle provoque des perturbations dans les amplitudes des signaux observés mais non pas des zones d'ombre (que nous n'observons pas d'ailleurs). Nous donnons, figure II-34 (B) un modèle de vitesse présentant des failles aux interfaces à partir d'un modèle de vitesses apparentes en couches horizontales homogènes et planes sous la station. En traits interrompus figurent les failles qui pourraient affecter certains interfaces mais qui ne sont pas observées directement sur l'hodochrone. Le jeu vertical de ces décrochements est compris entre 1 km et 2.5 km. Il est évident qu'un profil inverse aurait définitivement levé l'indétermination entre modèle faillé et couches à moindre vitesse puisque le comportement de l'hodochrone est inversé si le trajet du rai est inversé sur la faille.

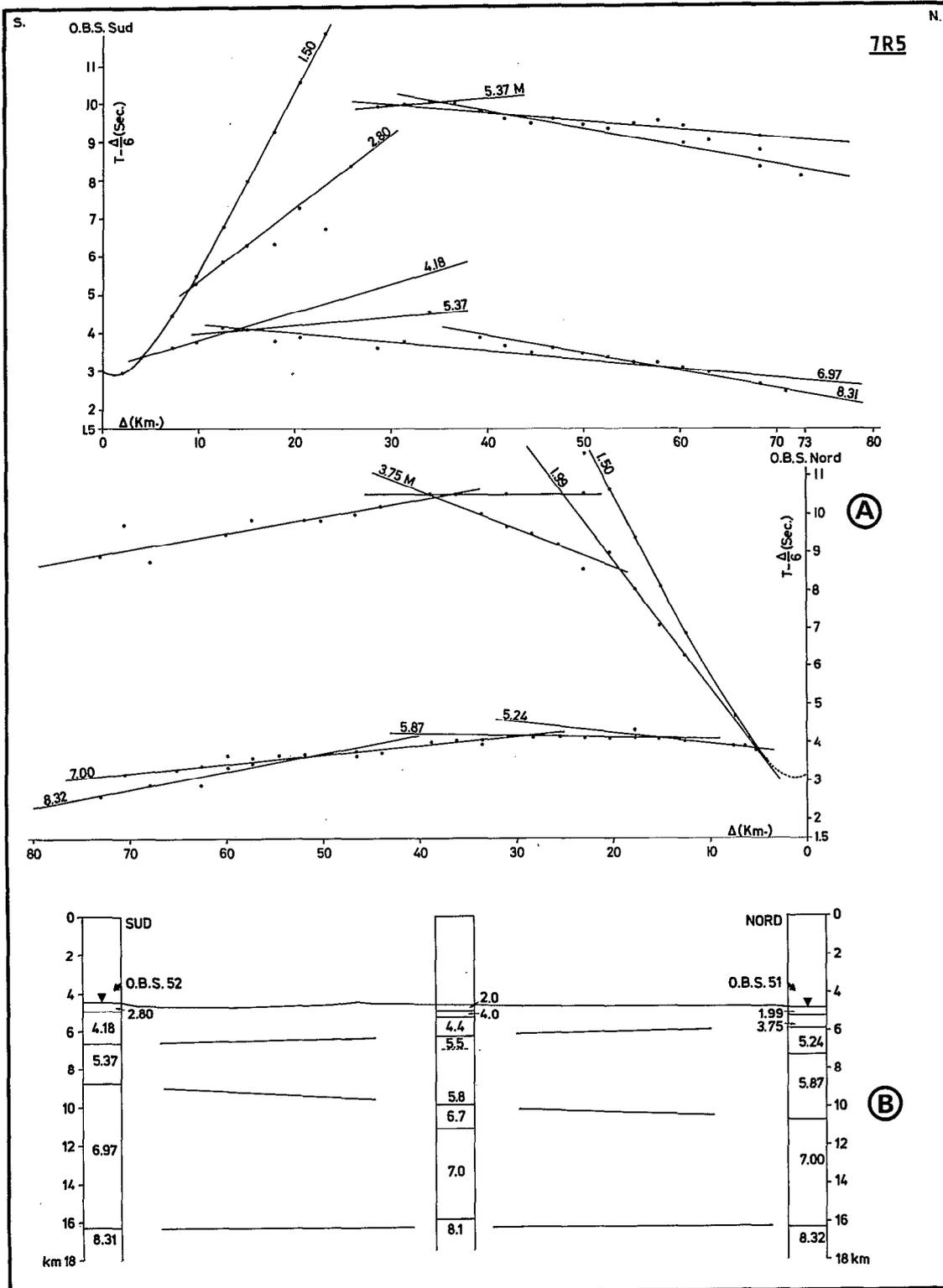


Fig. II-35 - A: Hodochrones, en temps réduit, du profil 7R5. B: modèles correspondants.

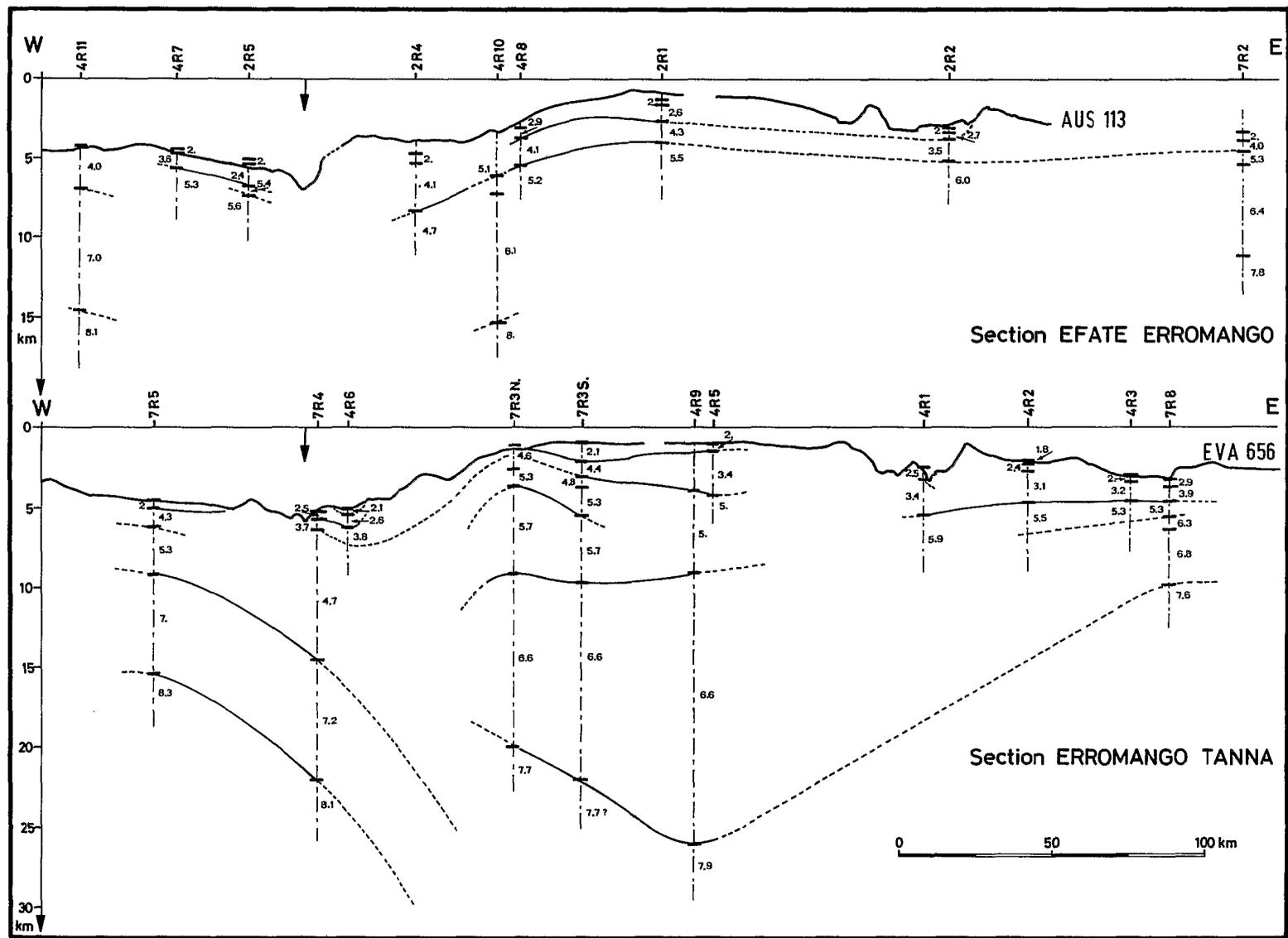


Fig. II-36 - Coupes structurales des deux couloirs étudiés.

Le profil 7R5

Situé en avant de la fosse, à une quarantaine de kilomètres de celle-ci, ce profil est destiné à étudier la structure de la croûte plongeante. C'est un profil à deux stations mais dont la ligne de tir ne présente pas de débordement. La cadence de tir est de 1 tir toutes les 10 minutes excepté à proximité de la station nord où des petites charges ont été intercalées. La topographie du fond de la mer ne présente pas d'accidents majeurs le long du profil et la profondeur varie entre 4400 m et 4800 m.

La figure II-35 (A) représente l'hodochrone obtenue pour ce profil et pour chaque station. Sur la figure II-35 (B) sont représentés les modèles répondant aux observations. La différence entre les structures superficielles des stations nord et sud peut s'expliquer par la relativement faible densité de tirs qui fait que chaque branche d'hodochrone n'est pas déterminée par un grand nombre de points d'une part et d'autre part par le fait que la station nord se situe dans une petite dépression alors que la station sud est, elle, sur un relief. Cette différence entre les structures superficielles fait que le modèle en couches inclinées est difficile à obtenir. On a tracé, au centre de la figure II-35 (B) un modèle moyen obtenu en superposant les temps d'arrivée des stations nord et sud après les avoir ramenés à une même profondeur moyenne. Les hodochrones nord et sud sont tout à fait compatibles entre eux ce qui indiquerait que les différences observées entre nord et sud ne sont pas réelles mais dues à la faible densité des tirs. Toujours est-il que l'épaisseur totale de la croûte est relativement bien déterminée. La vitesse du Moho est observée dans de bonnes conditions d'inversion et n'indique aucun pendage notable. Sur ce profil apparaît nettement le manque des deux facteurs essentiels qui sont : une haute densité de tirs à proximité des stations et un recouvrement de la ligne de tir.

Le profil 7R8

On peut mentionner ici ce profil situé sur le plateau Nord-Fidjien, en arrière de l'arc, et au sud du couloir sud. Une présentation de ce profil est faite dans le chapitre traitant du plateau Nord-Fidjien. Notons qu'il est très proche, dans ses grandes lignes, du profil 7R2.

DISCUSSION DES RÉSULTATS

Sur la figure II-36 on présente les deux coupes structurales obtenues à partir de tous les sondages de réfraction dans les couloirs nord et sud. Ces deux coupes sont réalisées par projection orthogonale des sondages sur la bathymétrie des profils AUS 113 pour la section nord et EVA 656 pour la section sud. La densité d'information disponible sur les deux coupes est très différente dans la mesure où la section nord ne possède que trois sondages de grande pénétration. Si on excepte les différences entre les structures superficielles, rien n'empêche cependant de regrouper ces deux coupes en un schéma structural général. Un tel schéma est représenté sur la figure II-37. Ce sont les sondages nord qui ont été projetés dans la section sud (le sondage 4R11 projeté est la combinaison du 4R10-4R8). D'autre part, le sondage 4R11 est géographiquement situé à 80 km de la fosse mais éloigné aussi des îles Loyauté. Après projection sur le schéma général, il se retrouve très près des îles Loyauté et on peut alors se poser des questions quant à sa signification réelle.

Reprenons la description de l'arc unité par unité d'ouest en est. Les faits marquants sont :

- L'épaisseur de la croûte portée par la lithosphère plongeante. En effet, comparativement à la croûte océanique standard (SHOR *et al.*, 1969) et mise à part la couche sédimentaire, toutes les autres unités lithologiques sont plus épaisses que la croûte standard.

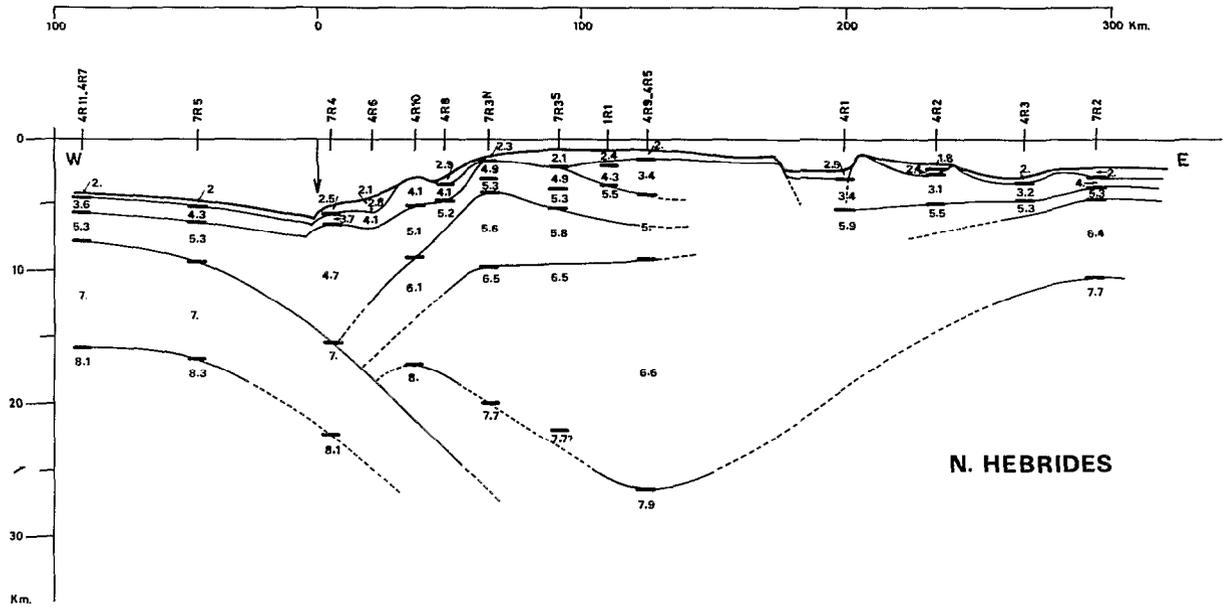


Fig. II-37 - Coupe synthétique à travers les Nouvelles-Hébrides.

- L'épaisseur de la couche relativement peu rapide et d'aspect tourmenté qui constitue le prisme d'accrétion.
- La présence, en avant de la zone de Benioff, d'une remontée de matière à vitesse élevée (7.7 km/s - 8 km/s) visible sur deux profils (4R10 et 7R3).
- La remontée de toutes les couches au niveau de l'arc frontal.
- L'épaisseur importante de la croûte au niveau de l'arc insulaire.
- Les caractéristiques des profils du plateau Nord-Fidjien qui sont en bon accord avec l'hypothèse d'une croûte jeune surmontant un manteau anormal.
- La très pauvre définition des structures profondes du fossé arrière arc nécessite un bon profil de réfraction (type explosifs composé) si la gravimétrie ne permet pas de lever le doute sur la nature de cette structure.

5

ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES ET STRUCTURE DE LA ZONE DE SUBDUCTION DES NOUVELLES-HÉBRIDES

par Jean-Yves COLLOT et Alexander MALAHOFF

INTRODUCTION - TRAVAUX ANTÉRIEURS ET IMPLANTATION DES PROFILS

L'étude de la structure du système arc-fosse des Nouvelles-Hébrides, ainsi que de son évolution dans le temps, a nécessité, en complément des autres méthodes géophysiques, l'acquisition de données gravimétriques. Nous envisageons ici une étude préliminaire des données recueillies lors des campagnes EVA VI et VII.

Dans une première partie nous présenterons le cadre gravimétrique régional ainsi qu'un aperçu des travaux déjà réalisés dans cette région. L'analyse qualitative des données fera l'objet de la deuxième partie. Dans une troisième partie nous proposerons deux interprétations possibles des données gravimétriques en termes de structure de croûte et de manteau supérieur calées sur les données de la sismique réfraction.

Cadre gravimétrique régional

Dans un premier temps, nous tenterons de définir l'environnement gravimétrique régional des Nouvelles-Hébrides en l'insérant dans le cadre du S.W. Pacifique.

Considéré depuis l'Asie du Sud-Est jusqu'à la fosse des Tonga, le Pacifique S.W. est une zone où les géodésiens et gravimétriciens ont décelé, grâce aux premières études du géoïde, dérivées des données de gravimétrie de surface puis des données satellite, l'existence d'un fort bombement positif du géoïde. Centré sur la Nouvelle-Guinée, il est caractérisé par une très grande longueur d'onde et une amplitude maximum voisine de 70 m (RAPP, 1969 ; GAPOSCHKIN and LAMBECK, 1971). Cette anomalie du géoïde évaluée en mètres exprime l'amplitude de la déformation de l'équipotentielle surface des océans, par rapport à un ellipsoïde de référence. Cette anomalie ainsi que l'anomalie à l'air libre évaluée en milligals par rapport au même ellipsoïde ne sont que deux représentations mathématiques d'un même phénomène : le champ gravifique newtonien. Les anomalies de ce champ sont produites par la répartition hétérogène de masses dans le sous-sol. Du point de vue interprétatif, nous pourrions noter que ce bombement du géoïde se corréle assez bien avec les zones de convergence de plaques dans cette région du globe.

Les données récentes d'altimétrie du satellite GEOS 3 (voir chap. VIII) ont permis de préciser considérablement l'allure de l'anomalie du géoïde et notamment de mettre en évidence des anomalies de courtes longueurs d'onde (quelques centaines de kilomètres). Deux maximums principaux se distinguent : l'un, centré sur la mer de Bismarck (Nouvelle - Guinée) atteint + 85 m, l'autre légèrement plus bas (+ 71 m) est localisé immédiatement à l'est des îles Vaté, Erromango et Tanna ; il affecte pratiquement tout le plateau Nord-Fidjien (une discussion sur la précision de ces données est envisagée dans le chapitre VIII). Sur la zone plateau Nord-Loyauté, arc des Nouvelles-Hébrides, le niveau moyen du géoïde est très élevé, et se situe en moyenne à + 65 m au dessus de l'ellipsoïde de référence (Fig. II-38). Les volcans se situent sur la courbe + 70 m alors que la fosse des Nouvelles-Hébrides est caractérisée au large de Vaté, Erromango, par une dépression d'environ 5 m par rapport au niveau moyen. Un gradient assez fort, soulignant la pente interne de la fosse est observé tout le long de l'arc au-delà de la région des îles Hunter et Matthew vers 175° E. L'anomalie du géoïde coïncidant avec la fosse, ainsi que le gradient caractérisant le flanc interne de la fosse s'interrompent au niveau des îles Mallicolo - Santo et de la zone d'Entrecasteaux. Cette anomalie orientée grossièrement N-S se retrouve au-delà de l'île Santo où elle s'élargit vers le nord. Dans la région sud de l'arc les courbes de niveau du géoïde orientées approximativement E-W dessinent une gouttière de très faible amplitude qui suit la fosse jusque vers 175° E. Remarquons que la largeur et la profondeur de la fosse diminuent d'ouest en est (HALUNEN, 1979) ; il se peut alors que la limite du filtre passe-bas lié à la méthode de restitution altimétrique soit atteinte vers 175° E. Il apparaît assez clairement que ces anomalies du géoïde de courte longueur d'onde ($1/2\lambda \sim 200$ km) sont en corrélation avec la topographie ; elles ne semblent pas présenter de liaisons génétiques directes avec le phénomène de subduction étant donné qu'une subduction active est mise en évidence par la sismologie sous les îles Santo et Mallicolo.

Les anomalies à l'air libre moyennées par degré carré après inversion du géoïde altimétrique sont données sur la figure VIII-25, avec une précision de 6 à 12 mgal (RAPP, 1977). Moyennées sur 5° elles donnent un résultat très similaire aux valeurs annoncées par LERCH *et al.* (1977) ; le niveau gravimétrique régional moyen est de l'ordre de + 25 mgal sur la zone qui nous intéresse ici.

Levés et études gravimétriques antérieurs

Depuis l'après guerre, un certain nombre de mesures gravimétriques ont été effectuées sur la région des Nouvelles-Hébrides, tant à bord de sous-marins qu'à bord de navires de surface.

- Dès 1948 le sous-marin U.S.S. CAPITAINE réalisa à l'aide d'un pendule des mesures ponctuelles dans la partie nord de l'archipel des Nouvelles-Hébrides (WORZEL, 1965).

- L'existence de fortes anomalies de la gravité suggérées par les anomalies du géoïde mises en évidence sur la région des îles Salomon justifia l'expédition MONSOON de 1960 au cours de laquelle le R.V. ARGO réalisa des mesures gravimétriques continues dans toute la région des îles Salomon y compris le nord des Nouvelle-Hébrides (ROSE *et al.*, 1968).

- En 1967 l'expédition NOVA à bord du R.V. ARGO utilisant un gravimètre LaCoste et Romberg monté sur une plate-forme à la Cardan, réalisa un profil recoupant l'arc des Nouvelles-Hébrides au sud de l'île Vaté (SOLOMON and BIEHLER, 1969).

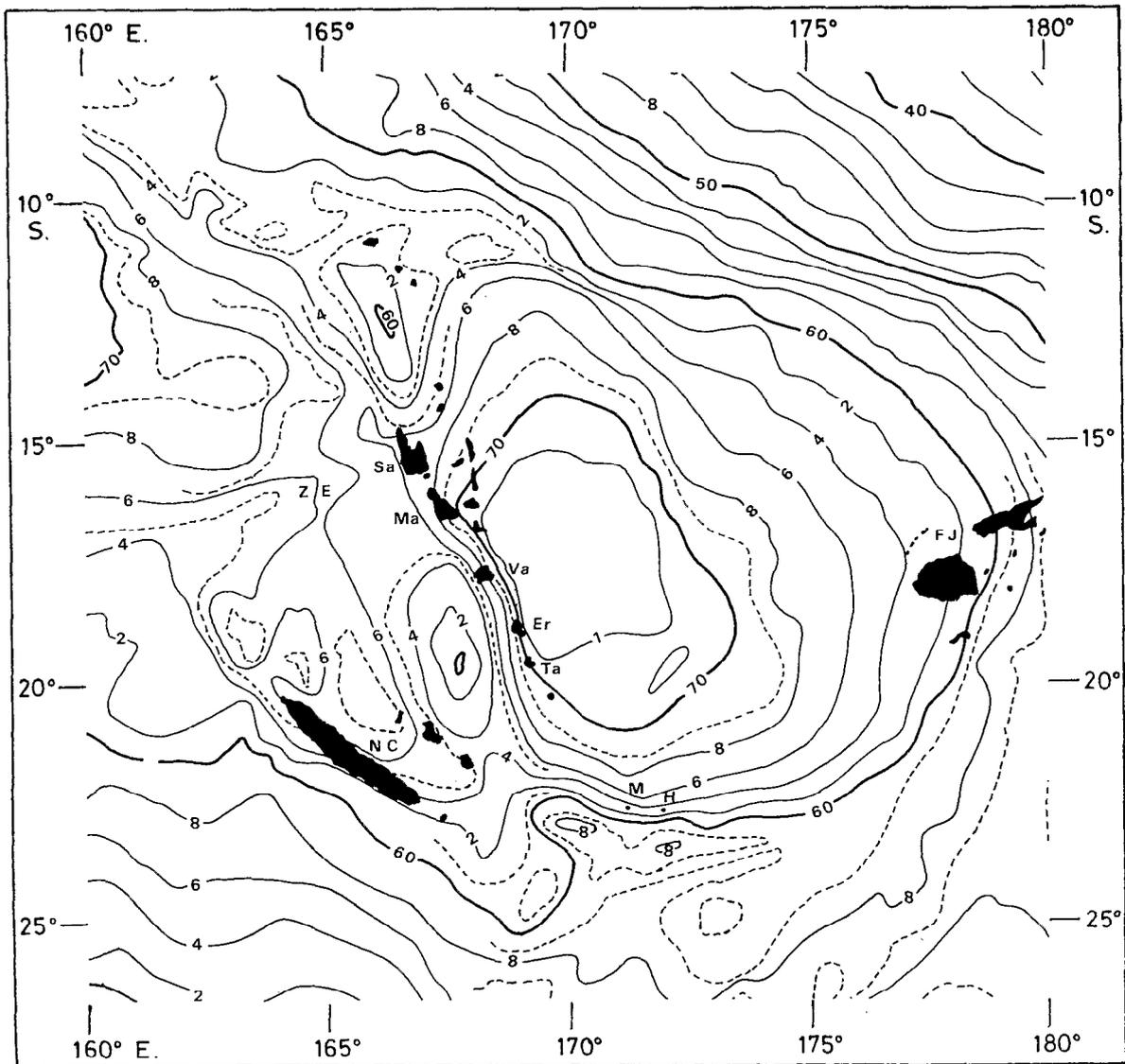


Fig. II-38 - Géométrie altimétrique (GEOS 3) exprimée en mètres. ZE = Zone d'Entrecasteaux; Sa = Santo; Ma = Mallicolo; Va = Vaté; Er = Erromango; Ta = Tanna; M = Matthew; H = Hunter; NC = Nouvelle-Calédonie; FJ = Fidji.

- En 1967, l'Université d'Hawaï réalisa en accord avec le Geological Survey des Nouvelles-Hébrides, les cartes gravimétriques et magnétiques de la plupart des îles de l'archipel des Nouvelles-Hébrides (MALAHOFF, 1970).

- En 1971, le R.V. CHAIN équipé d'un gravimètre à corde vibrante effectua une série de profils sur l'ensemble des Nouvelles-Hébrides (LUYENDYK *et al.*, 1974).

- En 1971, le R.V. VITYAZ utilisant un gravimètre Graf-Askania monté sur une plate-forme stabilisée, réalisa deux profils dans la région Sud-Hébrides (KOGAN, 1976).

Il semble que l'expédition NOVA (1967) réalisée par le Massachusetts Institute of Technology et la Scripps Institution of Oceanography fut la première campagne comportant des installations destinées à enregistrer la gravité en continu, dont le but était d'étudier scientifiquement la zone de convergence de plaques des Nouvelles-Hébrides. Nous reviendrons ultérieurement sur le modèle gravimétrique proposé par SOLOMON et BIEHLER (1969). D'autre part, COLLOT et MISSEGUE (1977b) ont proposé un modèle de structure crustale pour la région comprise entre la Nouvelle-Calédonie et les Nouvelles-Hébrides.

Implantation des profils gravimétriques

Jusqu'en 1976, aucune mesure de réfraction profonde de qualité n'avait été réalisée sur l'arc des Nouvelles-Hébrides. C'est au cours des campagnes EVA II et IV que les premiers profils de sismique réfraction utilisant les O.B.S. ont été réalisés dans la région où le système arc-fosse est le plus typique. Au même titre que ceux de la campagne EVA VII, ils ont été implantés sur les meilleurs profils de sismique réflexion multitraces. C'est vers cette époque que les données d'altimétrie du satellite GEOS 3 ont permis de visualiser avec une précision correcte l'anomalie du géoïde de cette région. Il devenait par conséquent important d'effectuer des mesures de gravimétrie marine pour d'une part, étudier les forts gradients situés à l'est et au sud de cette anomalie (voir chap. VIII) et d'autre part pour tenter de donner une image plus complète de la structure des Nouvelles-Hébrides et de déclicer, si elle existe, l'influence gravimétrique de la plaque subductée. A ces fins, quatre grands profils ont été réalisés au cours d'EVA VI et VII dans les secteurs où d'autres données géophysiques avaient déjà été recueillies (Fig. II-39).

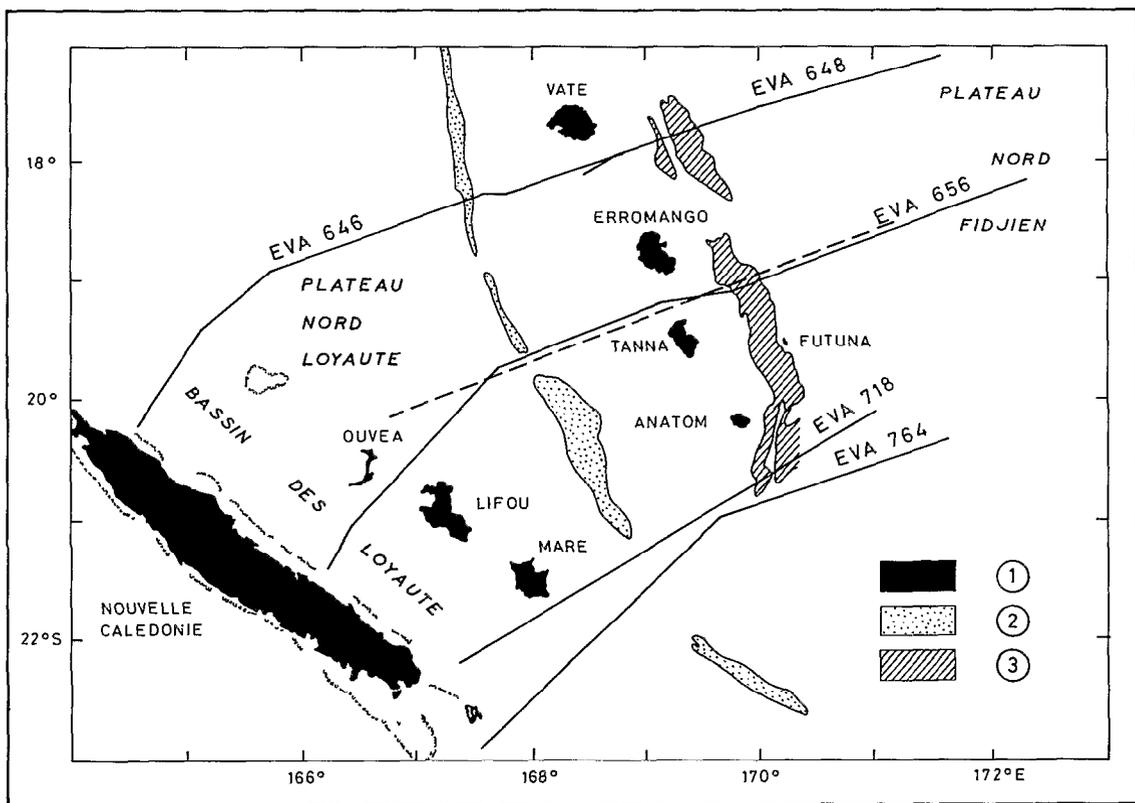


Fig. II-39 - Situation des profils gravimétrie-bathymétrie. (1) Terres émergées. (2) Fosse des Nouvelles-Hébrides - contour 6000 m. (3) Fossés arrière-arc - contour 2000 m. La ligne en pointillé indique la localisation des modèles gravimétriques discutés dans le texte.

Le matériel utilisé, la précision des résultats et le type de réduction effectué sont précisés dans l'Annexe II Gravimétrie marine. Il faut toutefois noter que l'on n'a pas tenu compte des réductions de l'effet indirect, bien connu des géodésiens, qui consiste à corriger l'anomalie à l'air libre de la différence d'altitude existant entre le géoïde et l'ellipsoïde. La valeur relative des résultats ne s'en trouve que très peu affectée puisque cet écart est relativement constant sur les profils étudiés. Compte tenu de l'élévation moyenne du géoïde estimée à + 65 m dans cette région, les anomalies à l'air libre devraient être, en valeur absolue, augmentées d'une quantité égale à $[0.3086 - (0.0419 \times 1.03)]65 = 17$ mgal pour obtenir l'anomalie gravimétrique due uniquement à la répartition des masses dans le sous-sol (CHAPMAN and BODINE, 1979).

Tous les profils ont été réalisés perpendiculairement aux grandes structures. Partant de la bordure est calédonienne, ils recoupent successivement le bassin des Loyauté, la chaîne des Loyauté, le plateau Nord-Loyauté, l'ensemble fosse, arc, fossés arrière-arc des Nouvelles-Hébrides ainsi qu'une portion du plateau Nord-Fidjien. Les données de gravimétrie et de bathymétrie sont présentées sous forme de profils projetés le long des routes suivies par le navire. Pour chacun de ces profils on a calculé l'effet gravimétrique dû à la topographie non compensée affectée d'une densité de 2.7 ; la courbe obtenue a été calée arbitrairement sur le minimum gravimétrique observé. Les profils EVA VII nécessitant un traitement supplémentaire par "cross-correlation" qui n'a pu être réalisé à ce jour, seront analysés qualitativement par rapport aux profils EVA VI en comparant leurs résiduelles. La résiduelle correspond à la différence entre l'anomalie observée et l'effet topographique calculé ; il s'agit en fait de l'anomalie de Bouguer définie à une constante près.

ANALYSE QUALITATIVE DES PROFILS

Nous envisagerons la description des profils par unité structurale.

La plaque plongeante : le plateau Nord-Loyauté

Recoupé par le profil EVA 646 dans une zone où sa profondeur est celle d'un bassin océanique, le plateau ou bassin Nord-Loyauté est caractérisé par une anomalie à l'air libre de + 30 à + 40 mgal (Fig. II-40). Celle-ci diminue vers l'ouest pour atteindre environ - 20 mgal dans le bassin des Loyauté. Cette décroissance souligne une anomalie d'assez grande longueur d'onde qui ne semble pas être causée par un épaissement important de la croûte (cf. les sondages réfraction 7 R5 et 4 R11 ; Fig. II-36 et II-37).

L'analyse de cette anomalie nécessite de replacer cette région de la plaque Australienne dans le contexte géodynamique d'une zone de subduction. Avant de plonger sous un arc, la lithosphère se déforme comme une plaque rigide élastique et engendre un bombement topographique, non compensé en profondeur, d'assez grande longueur d'onde et de faible amplitude ; ce bombement induit une anomalie gravimétrique de quelque 7 à 9.5 mgal par 100 m de déformation verticale (WATTS and TALWANI, 1974). De nombreux exemples pris sur le pourtour du Pacifique montrent que cette anomalie existe et qu'elle peut être pratiquement expliquée par cet effet topographique (WATTS and TALWANI, 1974). Dans le cas particulier de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides les paramètres de la déformation ont été évalués à partir de l'élévation des atolls loyaltiens en fonction de leur distance à la fosse (DUBOIS *et al.*, 1973 a, 1974 a, 1975 b, 1977 b). Dans la région de Lifou, Maré, l'amplitude de la déformation est de l'ordre de 140 m, son influence se fait sentir sur environ 250 km. L'amplitude maximum de l'anomalie gravimétrique due à cette déformation est donc théoriquement voisine de 12 mgal. Son gradient latéral est de 8 mgal / 100 km. L'examen de l'anomalie observée sur EVA 646 indique un gradient positif vers l'est proche de 20 mgal / 100 km visible sur 300 km de long (Fig. II-40). Le maximum atteint sur le plateau (+ 43 mgal) se situe à 100 km de l'axe de la fosse. Les profils bathymétriques présentés ne permettent pas de visualiser le bombement topographique ; ils souligneraient plutôt une morphologie en escalier dont les marches sont délimitées par des failles normales (voir chap. II-2). Par conséquent l'effet gravifique dû à la topographie non compensée (Fig. II-40) ne se corréle pas avec l'anomalie observée. De plus les profils de sismique réflexion (voir chap. II-2) se prêtent difficilement à la mise en évidence du bombement au niveau du socle acoustique. Néanmoins, dans le modèle de déformation lithosphérique, deux interfaces sont importants par leurs contrastes de densité. Le premier est l'interface eau-croûte, le second l'interface croûte-manteau.

Le premier est incontestablement le plus important puisqu'il induit une anomalie de 7 mgal par 100 m de déformation verticale pour $\Delta\rho = 1.7$; comme nous l'avons vu, ce premier interface, c'est-à-dire le fond de la mer ne présente pas de bombement apparent sur nos profils. Si le bombement de la croûte est masqué par une mince couche de sédiment, l'interface le plus important devient l'interface eau-sédiment. Étant donné la bathymétrie du profil EVA 646-648 on ne peut obtenir une anomalie gravimétrique corrélable avec la déflexion topographique observée plus au sud par DUBOIS *et al.* (1973 a, 1974 a, 1975 b, 1977 b).

Le 2ème interface situé au niveau du Moho peut induire une anomalie de 2 mgal par 100 m de déformation verticale pour $\Delta\rho = 0.4$. Bien que la sismique réfraction ne puisse pas donner le Moho

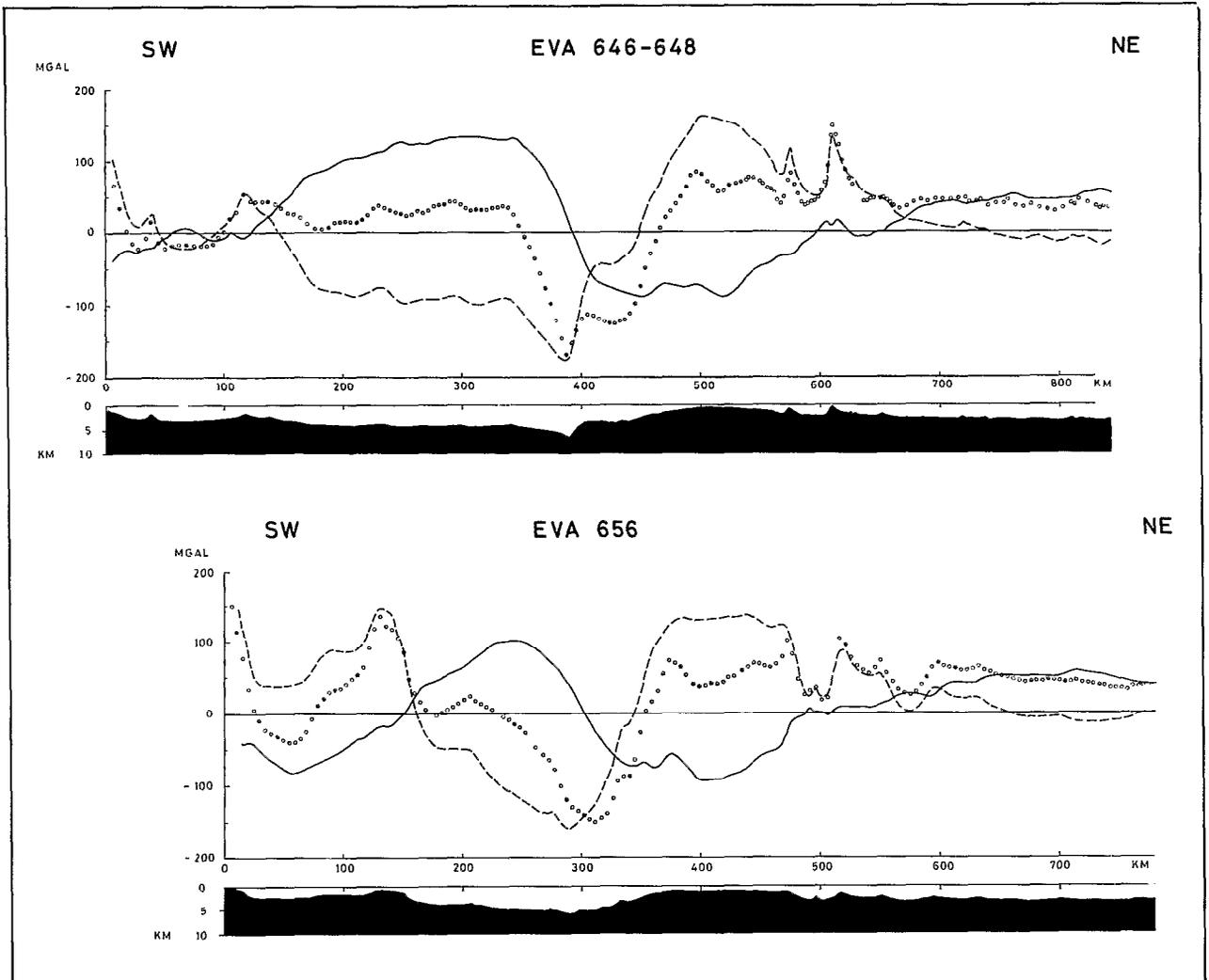


Fig. II-40 - Bathymétrie et anomalies à l'air libre des profils EVA 646-648 et EVA 656. Les petits cercles indiquent l'anomalie à l'air libre observée. Le tireté représente l'effet gravimétrique de la topographie non compensée ; il est calé arbitrairement sur le minimum gravimétrique observé. Le trait continu représente l'anomalie résiduelle : elle correspond à l'anomalie de Bouguer définie à une constante près.

avec une telle précision, on peut imaginer que la déformation affecte le Moho. Compte tenu des paramètres de déformation définis sur les atolls, l'anomalie gravimétrique créée peut atteindre un maximum de 4 mgal à environ 100 km de l'axe de la fosse. On rappellera que le maximum gravimétrique observé sur le plateau Nord-Loyauté (+ 43 mgal) se situe effectivement à environ 100 km à l'ouest de la fosse ; il faut toutefois remarquer qu'il se situe sur une anomalie de courte longueur d'onde se corrélant parfaitement avec un accident topographique.

Bien qu'il soit difficile de conclure à l'existence gravimétrique du bombement, il apparaît clairement que son effet gravifique n'est pas la composante majeure de l'anomalie observée.

En première approximation cette absence de corrélation laisse supposer que le plateau Nord-Loyauté est relativement bien compensé. En effet, bien que le bombement de la lithosphère ne soit pas verticalement compensé, il semble raisonnable de considérer que la profondeur de 4200 m atteinte régionalement par cette lithosphère océanique âgée de quelques 50 M.A. soit voisine de sa profondeur d'équilibre. Dans cette hypothèse les valeurs positives observées sur le plateau Nord-Loyauté indiquent que cet équilibre serait atteint à un niveau gravimétrique élevé. La carte des anomalies à l'air libre déduite du géoïde (LERCH *et al.*, 1977) indique pour cette région un niveau régional de l'ordre de + 20 à + 25 mgal présentant un gradient extrêmement faible positif vers le N.E. ; ce gradient ne

s'inverse qu'à partir de la longitude 176° E ; il s'accroît au niveau de la fosse du Vityaz ou de Tonga. Dans notre travail nous négligerons les causes liées à cette anomalie de très grande longueur d'onde et de très faible gradient dont l'étude sort du cadre de cet ouvrage. Les observations précédentes n'expliquent pas le gradient positif mesuré sur le plateau Nord-Loyauté. Dans ces conditions si nous considérons qu'une faible partie du gradient observé peut être expliquée par le bombement de la lithosphère, deux hypothèses peuvent être envisagées pour tenter d'expliquer la plus grande partie du gradient : l'influence de la plaque subductée sous les Nouvelles-Hébrides et le réajustement isostatique de l'ensemble Nouvelle-Calédonie, chaîne des Loyauté. Seule la première hypothèse sera abordée dans la troisième partie de cet exposé.

Un autre point qui peut être noté sur ces profils est la limite occidentale du plateau Nord-Loyauté ; elle est soulignée par un brutal changement de pente de la résiduelle pratiquement visible sur les 4 profils présentés (Fig. II-40 et II-41).

Sur le profil EVA 656 le plateau Nord-Loyauté, déjà bien réduit en extension indique une anomalie fortement influencée par la fosse des Nouvelles-Hébrides et par la chaîne des Loyauté ; elle atteint + 25 mgal à mi-distance de la chaîne des Loyauté et de la fosse.

Dans la région sud, le profil EVA 718 montre localement une résiduelle très semblable mais d'amplitude beaucoup plus faible que sur les profils nord ; ceci souligne la quasi-disparition du plateau Nord-Loyauté qui semble alors être limité uniquement au flanc externe de la fosse. Au sud de Maré, l'anomalie observée indique un maximum de + 108 mgal dû à la densité élevée des roches supposées volcaniques qui constituent la chaîne des Loyauté. L'étroite corrélation observée entre l'effet gravimétrique de la topographie non compensée et l'anomalie observée, souligne l'état de sous-compensation verticale dans lequel se trouve la chaîne des Loyauté. Les mêmes caractéristiques se retrouvent sur EVA 764.

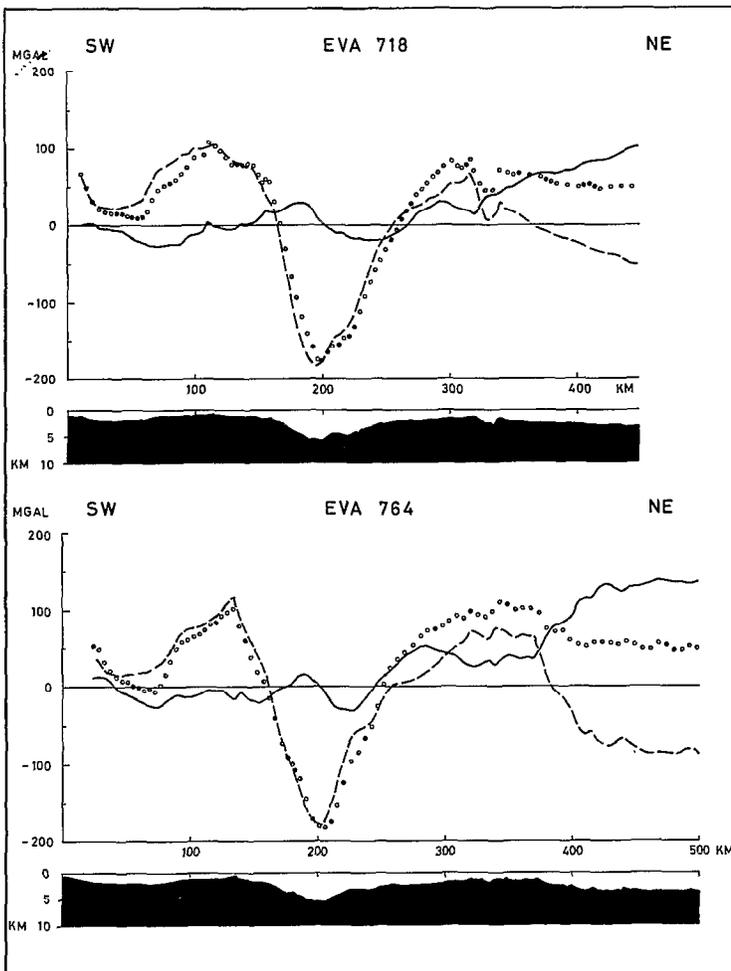


Fig. II-41 - Bathymétrie et anomalies à l'air libre des profils EVA 718 et EVA 764. Même légende que la figure II-40.

La fosse

Au sud de Vaté l'anomalie à l'air libre atteint -169 mgal sur EVA 646 pour une profondeur maximum de 6680 m ; elle se corréle relativement bien avec le point le plus bas de la fosse. Morphologiquement le flanc externe est très raide et régulier alors que le flanc interne présente une plate-forme dont la profondeur est inférieure à celle de la plaque plongeante ; elle est caractérisée par une anomalie de -114 mgal indiquant l'existence d'un important déficit de masse sous le flanc interne de la fosse. L'absence de décalage latéral entre le minimum gravimétrique observé et le fond de la fosse peut être due à l'existence très locale de cette plate-forme.

Sur le profil EVA 656, l'anomalie de fond de fosse atteint -149 mgal pour une profondeur maximum de 5760 m; elle est décalée d'environ 18 km à l'est de la fosse. Ce décalage met l'accent sur la dissymétrie caractérisant la répartition latérale de densité de part et d'autre de la fosse. On notera que la morphologie dissymétrique de la fosse n'induit pas de décalage significatif entre la position du fond de fosse et le minimum de l'anomalie créé par la topographie.

Sur EVA 718 et EVA 764 le fond de la fosse est caractérisé par des anomalies atteignant respectivement -177 mgal et -181 mgal pour des profondeurs maximums de 5830 m et 5700 m; le décalage entre les minimums gravimétrique et bathymétrique est très faible. La présence des Loyauté au voisinage immédiat de la fosse induit l'aspect symétrique de l'anomalie, et semble compenser latéralement le décalage vers l'est, du minimum gravimétrique par rapport au minimum bathymétrique, observé sur EVA 656. Le plateau Nord-Loyauté ayant disparu, l'amplitude de l'anomalie peut être pratiquement entièrement expliquée par la morphologie ; ceci indique que cette zone regroupant la chaîne des Loyauté et la fosse est largement sous-compensée. Tout se passe comme si la compensation était tout à fait globale et l'écorce rigide.

L'arc et les fossés arrière-arc

L'arc est généralement caractérisé par un niveau gravimétrique élevé, néanmoins les résiduelles indiquent sur EVA 646 et EVA 656 (Fig. II-40) l'existence d'un déficit de masse par rapport au plateau Nord-Loyauté, localisé sous l'arc et créant une anomalie d'environ 200 mgal. En prenant pour référence le plateau Nord-Fidjien, cette même anomalie est discernable sur tous les profils, et atteint une amplitude relative voisine de 100 mgal, tout en étant légèrement plus faible sur les profils sud. EVA 646 et EVA 656 sont localement très similaires. Le "fore horst" apparaît très clairement caractérisé par une anomalie, atteignant respectivement $+85$ et $+74$ mgal et soulignant l'existence d'un excès de masse peu profond. L'anomalie résiduelle correspondante semble être double, ce qui laisse envisager une structure dense plus complexe formant la partie supérieure du flanc interne. L'analyse morphologique de l'arc (voir chap. II-2) indique qu'il est fortement réduit au niveau des profils sud (Fig. II-41). La résiduelle de ces profils souligne, à la partie supérieure du flanc interne de la fosse, l'existence d'une anomalie qui pourrait correspondre à l'anomalie double déjà signalée plus haut.

Les fossés arrière-arc présentent une anomalie caractéristique en étroite corrélation avec la topographie laissant sous entendre qu'ils ne sont pas localement compensés en profondeur. C'est sur la bordure est des fossés que se situe la plus forte anomalie enregistrée sur ces profils : $+146$ mgal (EVA 646) et $+104$ mgal (EVA 656). Encore visible sur EVA 718 le fossé a complètement disparu sur EVA 764. La liaison arc, plateau Nord-Fidjien se fait morphologiquement et gravimétriquement de façon assez régulière, sauf sur le profil EVA 764 où la rupture de pente est très brutale. Sur EVA 656 une dépression secondaire de quelques 40 mgal d'amplitude apparaît en arrière des fossés.

La résiduelle du plateau Nord-Fidjien analysée relativement à celle du plateau Nord-Loyauté indique l'existence d'un important déficit de masse localisé sous le plateau Nord-Fidjien déjà signalé par SOLOMON et BIEHLER (1969).

STRUCTURE DE LA ZONE DE CONVERGENCE DES NOUVELLES-HÉBRIDES

(Région comprise entre les îles Erromango et Tanna)

Introduction

Un premier modèle de densité, intégrant uniquement les grands traits structuraux de l'ensemble plateau Nord-Loyauté, arc des Nouvelles-Hébrides et plateau Nord-Fidjien a été élaboré par SOLOMON et BIEHLER (1969) à partir des données gravimétriques NOVA et de quelques données de réfraction provenant de la région de Hunter (SHOR *et al.*, 1971) (Fig. II-42). Supposant l'existence d'une croûte d'environ 6 km d'épaisseur sous le plateau Nord-Loyauté, ce modèle met en évidence un déficit de masse localisé sous le plateau Nord-Fidjien se traduisant par un contraste de densité minimum de 0.03 réparti jusqu'à 100 km de profondeur, entre les manteaux situés de part et d'autre de la subduction. Ce modèle met aussi l'accent sur la structure profonde de la croûte des Nouvelles-Hébrides à laquelle il attribue une racine double. Ce schéma a conduit LUYENDYK *et al.* (1974) à interpréter le fossé arrière-arc existant au sud-est de Vaté comme un possible bassin inter-arc très jeune formé à partir d'une expansion de type océanique.

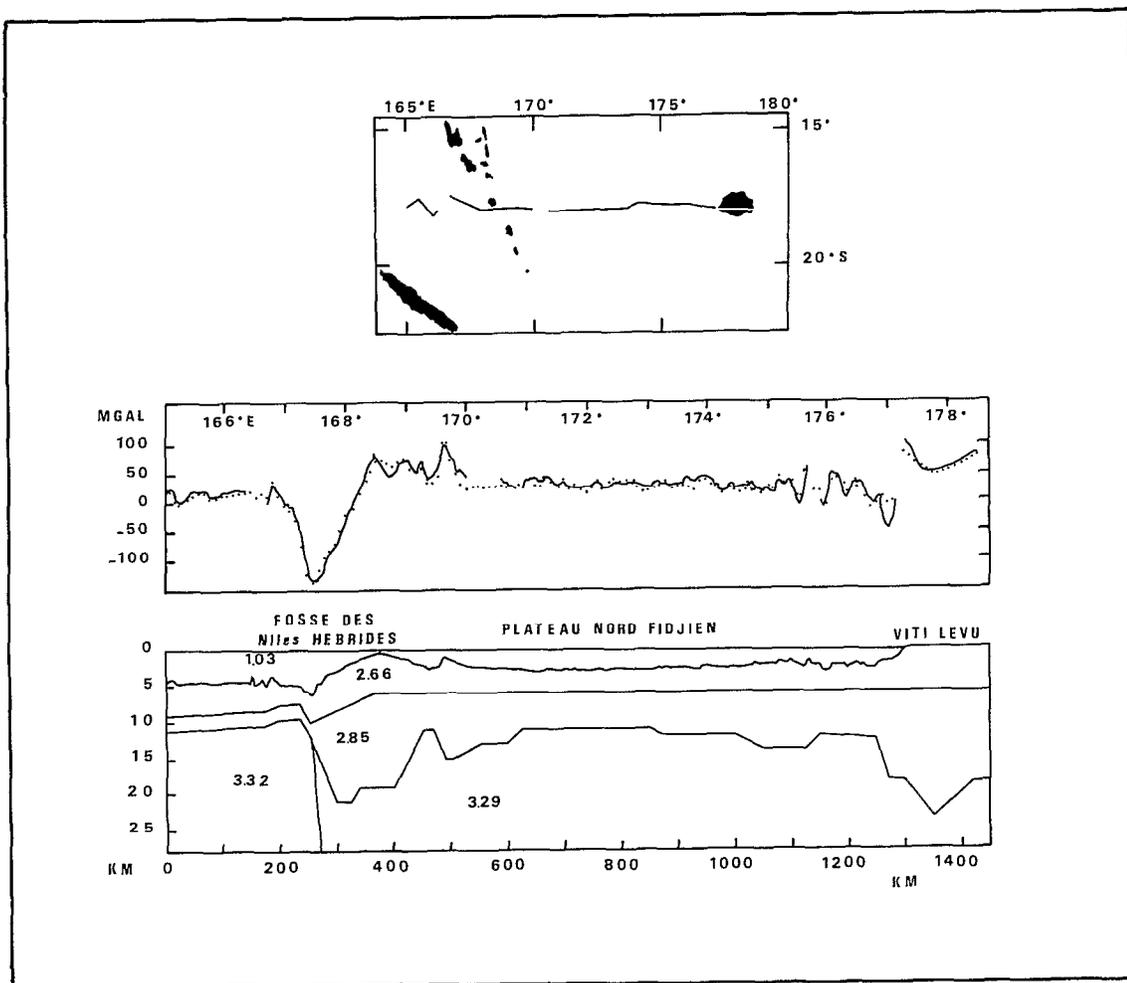


Fig. II-42 - Modèle gravimétrique de la région Nouvelles-Hébrides, plateau Nord-Fidjien d'après SOLOMON et BIEHLER (1969). Le trait continu indique l'anomalie à l'air libre observée, le pointillé indique l'anomalie calculée. On notera l'épaississement de la croûte et l'existence d'une racine double sous l'arc ainsi que le déficit relatif de masse localisé sous le plateau Nord-Fidjien.

Disposant de données de réfraction plus nombreuses sur la même zone géographique, nous allons construire deux modèles de distribution de densité. Le premier (modèle A) basé sur les données de réfraction tient compte des anomalies créées par des perturbations situées dans la partie supérieure de la lithosphère, et d'une anomalie d'origine plus profonde et de grande longueur d'onde, dont on montrera que la cause peut être la lithosphère subductée. A titre de comparaison dans un deuxième modèle plus classique (modèle B) on considérera que toutes les causes d'anomalies sont situées uniquement dans la partie supérieure de la lithosphère. Les profondeurs d'équilibre afférentes aux structures crustales de ces modèles sont discutées ci-dessous.

Conditions imposées et précision de la méthode

Pour ce faire, la structure allongée des Nouvelles-Hébrides permet d'utiliser en première approximation un modèle bidimensionnel ; le calcul des anomalies est effectué selon la méthode de TALWANI *et al.* (1959) adaptée sur ordinateur H.P. 9845 (MISSEGUE, 1979). En fait, la structure présente dans le détail des variations longitudinales mises en évidence par la morphologie et par la sismique réfraction.

Considérant que le plateau Nord-Loyauté est en équilibre isostatique régional et que le plateau Nord-Fidjien est un bassin marginal ayant lui aussi atteint son équilibre, nous pouvons évaluer la profondeur d'équilibre commune à ces deux unités structurales en nous inspirant des structures crustales connues par la sismique réfraction aux extrémités des modèles et en affectant aux différentes couches les densités déduites de la courbe expérimentale de LUDWIG *et al.* (1970).

Pour l'étude des modèles, nous disposons de 8 grands profils de sismique réfraction et de 11 profils courts (IBRAHIM *et al.*, 1980 ; voir aussi chap. II-4 ; leur localisation est indiquée sur la figure II-31). Les modèles gravimétriques construits à partir du profil de bathymétrie gravimétrie EVA 656 (Fig. II-39) utilisent les données de réfraction provenant des abords immédiats de ce profil. De façon générale les données de la sismique réfraction indiquent des structures crustales et des vitesses dans le manteau supérieur très différentes de part et d'autre de l'arc des Nouvelles-Hébrides (voir chap. II, Fig. II-37). En effet, la plaque plongeante porte une croûte de type océanique épaisse reposant sur un manteau normal de vitesse 8,2 km/s, pour lequel la densité de 3.33 a été retenue. La croûte du plateau Nord-Fidjien, de type océanique, est plus fine que celle de la plaque plongeante; elle recouvre un milieu caractérisé par des vitesses de 7,6 à 7,7 km/s pour lequel une densité de 3.15 a été adoptée. Ceci souligne l'existence d'un déficit de masse relatif localisé sous le plateau Nord-Fidjien. Ce résultat est en accord avec les données de flux de chaleur (SCLATER and MENARD, 1967 ; SCLATER *et al.*, 1972 b) ainsi qu'avec l'existence d'une zone à faible vitesse et à atténuation des ondes (DUBOIS *et al.*, 1973 b ; BARAZANGI *et al.*, 1974 ; voir aussi chapitre VIII).

Le calcul des colonnes de masse situées aux extrémités des modèles indique que la différence de charge entre les colonnes devient minime lorsque l'on tient compte des structures s'étendant jusqu'à environ 40 km de profondeur. Par conséquent la profondeur d'équilibre théorique se situe vers 40 km ; en fait ce calcul suppose que le contraste de densité existant entre les manteaux ne varie pas entre 20 et 40 km de profondeur. Une légère variation de la densité du manteau peut très bien amener la profondeur d'équilibre vers 45 km ; néanmoins nous adopterons la profondeur de 40 km comme profondeur d'équilibre entre les deux plateaux. Les courbes d'anomalie de masse montrent que cette hypothèse est correcte en regard de l'amplitude des anomalies liées à la zone de subduction. Une colonne standard de 35 km d'épaisseur ayant une densité moyenne de 2.84, reposant sur un milieu de densité 3.33 est utilisée comme structure de référence dans le calcul des anomalies.

Nous rappellerons que la précision obtenue sur la position des réfracteurs profonds est de l'ordre de 1 km ; ceci se traduit en gravimétrie par une erreur d'environ 16 mgal pour un contraste de densité de 0.4. D'autre part la relation vitesse - densité de NAFE et DRAKE (1957 a), puis de LUDWIG *et al.*, (1970) est obtenue statistiquement à partir d'un nuage de points expérimentaux ; en milieu océanique ou continental calme, la précision obtenue sur les densités, partant d'une vitesse donnée est de l'ordre de 0.05. Ces observations donneront une idée de la précision que l'on peut attendre de l'ajustement des modèles de distribution de densité.

Modèle A

Ce modèle est présenté sur la figure II-43. Les principales différences relatives aux structures crustales et à la densité des manteaux supérieurs situés de part et d'autre des Nouvelles-Hébrides ont été soulignées dans le paragraphe précédent. Cependant la structure de vitesse, assez bien connue jusque vers 25 à 30 km de profondeur, indique une augmentation latérale de la vitesse moyenne du manteau lorsque, partant du plateau Nord-Fidjien, on se rapproche de l'arc. En effet la moyenne des vitesses observées dans le manteau situé sous l'arceste de 7,9 km/s alors que sous la bordure du plateau Nord-Fidjien la moyenne serait environ 7,7 km/s. Par conséquent, des variations latérales de densité peuvent aussi intervenir et nous considérons que la densité du manteau supérieur situé sous l'arc est légèrement plus forte (3.20) que sous le plateau Nord-Fidjien (3.15). On notera que la limite verticale figurée en pointillé sur le modèle (Fig. II-43) symbolise une variation latérale de densité dans le manteau situé à l'est de la zone de subduction et non une limite de type Moho.

Les restrictions imposées par les données de réfraction mettent en évidence :

- l'existence d'un contraste de densité de l'ordre de 0.13 entre les manteaux supérieurs situés de part et d'autre de la fosse (il pourrait atteindre 0.18 au niveau du plateau Nord-Fidjien),
- et l'existence d'une anomalie résiduelle de grande longueur d'onde et d'amplitude voisine de 80 mgal (courbe 3 sur la Fig. II-43 a).

Comme nous l'avons vu précédemment, une anomalie à l'air libre de grande longueur d'onde peut aussi être reconnue sur le profil EVA 646-648. Son flanc ouest, à l'aplomb de la plaque plongeante, indique un gradient de 20 mgal/100 km sur le plateau Nord-Loyauté. Plus loin vers l'est, l'étude de la partie orientale de ce profil et des autres profils E-W recoupant le plateau Nord-Fidjien (voir chap. VIII) souligne l'existence d'un faible gradient négatif (-5 mgal/100 km sur le plateau), qui peut être rattaché à cette même anomalie. A grande distance, elle est indépendante de la topographie excepté dans la région arrière-arc, caractérisée par un gradient élevé. Si on considère la nature océanique et l'âge récent du plateau Nord-Fidjien, il semble raisonnable d'envisager que ce plateau est régionalement en équilibre. La topographie ne peut donc expliquer l'anomalie observée. D'autre part, la structure crustale du plateau Nord-Fidjien définie par la sismique réfraction (voir chap. VIII) ne permet pas de rendre compte simplement du gradient régional observé. Par conséquent, cette anomalie dont les flancs ouest et est sont respectivement reconnus sur les plateaux Nord-Loyauté et Nord-Fidjien (profil EVA 646-648) ne semble pas être induite par des causes superficielles.

Si les perturbations créées par la chaîne des Loyauté et la fosse masquent en grande partie le flanc ouest de cette anomalie sur le profil EVA 656, la modélisation des structures caractéristiques de la partie supérieure de la lithosphère, met en évidence une résiduelle de grande longueur d'onde dont l'origine est forcément plus profonde. Ses caractéristiques sont sensiblement identiques à celles de l'anomalie observée sur EVA 646-648.

Quelles sont les causes pouvant être à l'origine de cette anomalie ?

Si on exclut un effet systématique d'anisotropie de vitesse lié à l'état de contrainte, il est peu probable que l'erreur afférente aux données de la sismique réfraction et à la méthode de modélisation gravimétrique puisse induire une résiduelle d'une telle amplitude ayant cette allure.

Comme nous l'avons montré dans le paragraphe précédent, le bombement de la lithosphère plongeante avant sa subduction ne produit localement qu'une anomalie de très faible amplitude comparée à celle de l'anomalie de grande longueur d'onde observée sur le plateau Nord-Loyauté au niveau du profil EVA 646 (Fig. II-40). Par conséquent, ce phénomène ne peut contribuer à expliquer l'anomalie que de façon minime. Ces observations nous amènent à envisager comme autre origine possible, des causes plus profondes liées à des variations de densité dans le manteau. Comme le souligne WORZEL (1976), il ne semble pas justifié de faire varier arbitrairement la densité à l'intérieur du manteau sans que cela ne repose sur des données si les anomalies observées peuvent être expliquées de façon adéquate par les seules structures crustales, elles mêmes contraintes par d'autres données. Dans le cas particulier des Nouvelles-Hébrides, la structure de la partie supérieure de la lithosphère, relativement bien "contrainte" par les données de réfraction, ne permet pas de rendre compte totalement de l'anomalie mesurée. Nous serons donc amenés dans le modèle A à faire varier la densité dans le manteau. Dans le modèle B, nous montrerons quelle interprétation des données de réfraction nous devons faire, afin d'expliquer la plus grande partie de l'anomalie observée, par des variations des structures constituant la partie supérieure de la lithosphère. Dans ce premier modèle (modèle A), nous

testerons par conséquent l'hypothèse de la variation latérale de densité dans le manteau en lui donnant pour cause la lithosphère Australo-indienne subductée sous l'arc des Nouvelles-Hébrides.

Plusieurs auteurs ont montré sur des zones de subduction très différentes, le rôle gravifique joué par un corps dense plongeant sous les arcs insulaires. MORGAN (1965) explique l'existence de la fosse de Porto Rico par la présence d'un corps dense plongeant dans un liquide visqueux. Cette étude, récemment reprise par MOLNAR (1977) et replacée dans le contexte de la tectonique des plaques, explique la fosse de Porto Rico et le bombement de la lithosphère par la présence en profondeur d'une lithosphère dense, inclinée, résultant d'une subduction aujourd'hui figée et dont l'effet gravimétrique serait de l'ordre de 100 mgal.

HATHERTON (1970), GROW (1973), GROW et BOWIN (1975) mettent en évidence l'effet gravimétrique de la lithosphère subductée respectivement au niveau de la fosse d'Hikurangi en Nouvelle-Zélande, de la fosse des Aléoutiennes et de la fosse du Chili.

WATTS et TALWANI (1974) discutent aussi cet effet sur l'arc des Aléoutiennes dans une région où le bombement de la lithosphère avant sa subduction est extrêmement net (il peut atteindre 700 m) et produit une assez forte anomalie (+ 55 mgal). Ils concluent que si la lithosphère subductée a un effet gravifique et qu'elle n'est pas compensée en profondeur, son contraste de densité moyen ne peut pas être supérieur à 0.04 ; par conséquent, dans cette région, cet effet est bien inférieur à celui produit par le bombement de la lithosphère. Dans une étude sur les anomalies gravimétriques de la région Sud Japon, SEGAWA et TOMODA (1976) traitent des anomalies de masse dans le manteau supérieur au niveau des arcs du Japon et d'Izu-Bonin, en tenant compte de l'effet gravimétrique des lithosphères subductées.

Toutes ces études sont basées sur la mise en évidence par la sismologie d'une lithosphère plongeante, froide, caractérisée par un facteur Q élevé (OLIVER and ISACKS, 1967), qui doit par conséquent être plus dense que l'asthénosphère environnante (OXBURGH and TURCOTTE, 1970). Si la géométrie de la lithosphère subductée peut être en partie appréhendée par la sismologie, il n'en va pas de même pour la distribution interne des densités. Les modèles thermiques proposés (MINEAR and TOKSÖZ, 1970 ; GRIGGS, 1972 ; TOKSÖZ *et al.*, 1971) indiquent une répartition des isothermes assez complexe dont le dessin dépend essentiellement de l'angle de plongement de la plaque, de son épaisseur, de la vitesse de subduction, de la conductivité thermique et des différentes sources de chaleur. Les densités qui pourraient être déduites de ces modèles dépendent principalement de la température, de la pression,

Fig. II-43 - Modèle (A) - Anomalies à l'air libre et structures de la zone de convergence des Nouvelles-Hébrides. De haut en bas :

(a)- Anomalies observées et calculées

- | | | |
|---|---|--|
| (1) anomalies observées | } | tenant compte des structures comprises entre 0 et 40 km. |
| (2) anomalies calculées | | |
| (3) anomalie résiduelle 1 | | |
| (4) anomalie gravimétrique théorique due à la lithosphère subductée $\Delta\rho = 0.06$ | } | tenant compte des masses jusqu'à 300 km de profondeur ; |
| (5) anomalie calculée | | |
| (6) anomalie résiduelle 2 | | |

(b)- Modèle de distribution de densité à l'intérieur de la croûte et du manteau supérieur 0-40 km (échelle exagérée)

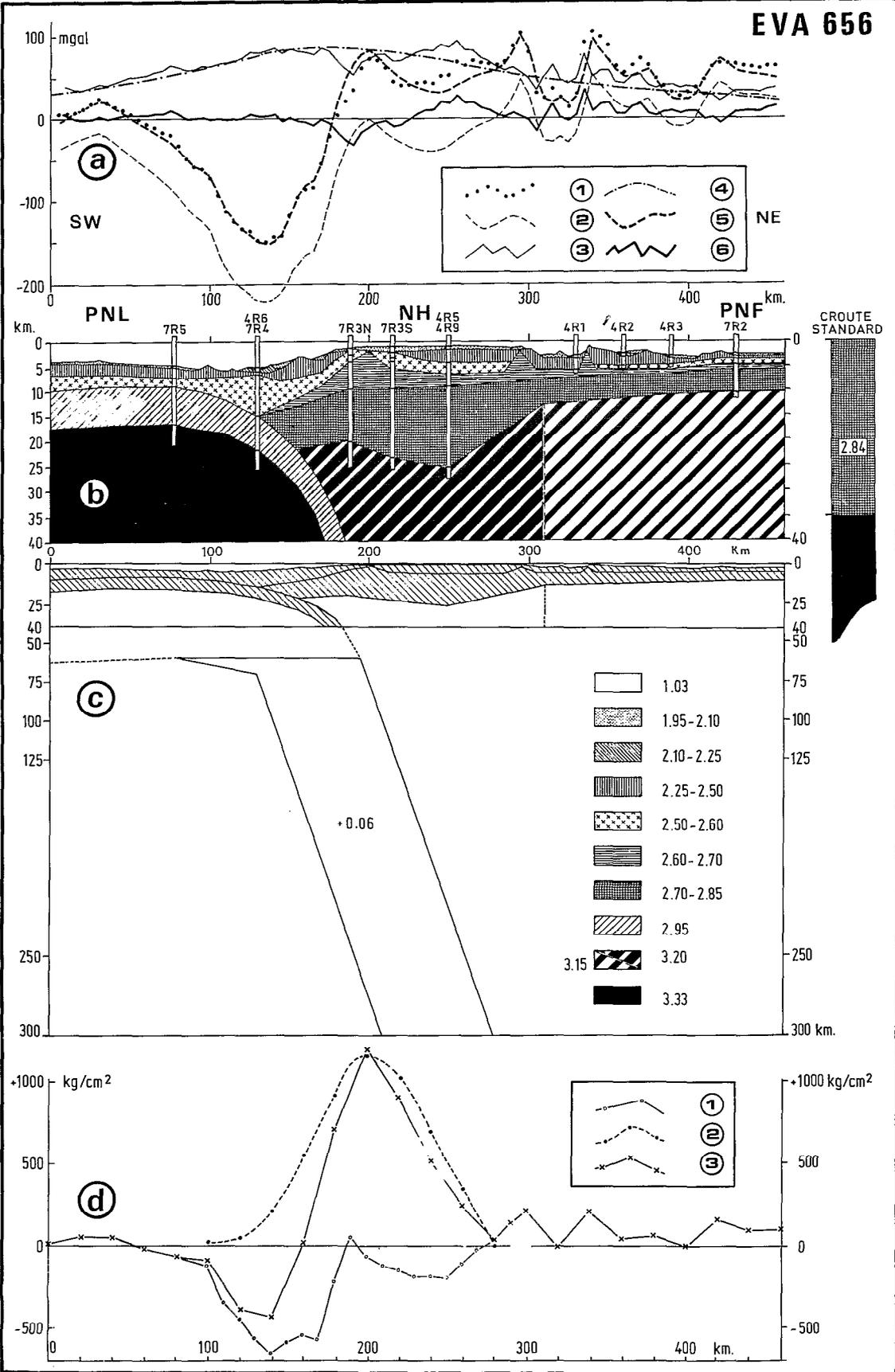
Les principaux sondages réfraction sont reportés sur ce modèle, les vitesses sont données sur la figure II-36 (ce chapitre), la position des sondages réfraction sur la fig. II-31 (ce chapitre) et la position de la coupe sur la fig. II-39. La limite verticale dessinée entre les milieux de densité 3.15 et 3.20 symbolise une variation latérale de densité dans le manteau. PNL = Plateau Nord-Loyauté; NH = arc des Nouvelles-Hébrides; PNF = Plateau Nord-Fidjien.

(c)- Structure de la croûte et du manteau supérieur jusqu'à 300 km - échelle horizontale = échelle verticale.

(d)- Anomalies de masse

- (1) croûte et manteau supérieur jusqu'à 65 km
- (2) manteau supérieur de 65 à 300 km
- (3) somme des 2 courbes précédentes.

EVA 656



des changements de phase et de la nature des matériaux. Par conséquent, l'évaluation des contrastes de densité en deux dimensions à l'intérieur de la plaque subductée reste un problème difficile auquel GROW et BOWIN (1975) ont tenté de donner une solution.

Dans le cas des Nouvelles-Hébrides et du plateau Nord-Fidjien qui lui est adjacent, la structure profonde régionale apparaît très complexe (SCLATER *et al.*, 1972 b ; DUBOIS *et al.*, 1973 b ; BARAZANGI *et al.*, 1974 ; voir aussi chap. VIII). Nous envisageons néanmoins volontairement dans cette première étude un modèle simple de lithosphère d'environ 65 km d'épaisseur (DUBOIS, 1971) plongeant localement dans un milieu homogène jusqu'à 300 km, sous un angle de 70°, défini par l'enveloppe des séismes intermédiaires et profonds (PASCAL *et al.*, 1978 ; voir aussi chap. II-6). Cette lithosphère sera supposée non compensée en profondeur, et caractérisée par un contraste de densité uniforme sur toute sa section. Nous sommes conscients de la faiblesse de ces hypothèses en regard de la singularité des structures profondes que sont la plaque subductée et le manteau supérieur situé sous le plateau Nord-Fidjien. Cependant l'état actuel des connaissances ne nous permet pas de mieux détailler ces structures.

La figure II-44 indique, pour comparaison, l'anomalie gravimétrique observée sur EVA 646-648 et l'effet gravimétrique théorique de la plaque subductée affectée des contrastes de densité + 0.05 et + 0.07. On remarque un bon accord entre les gradients calculé et observé sur le plateau Nord-Loyauté ; des perturbations secondaires interviennent dans la région Nouvelle-Calédonie et Loyauté. Sur le plateau Nord-Fidjien, l'anomalie observée se corréle avec la topographie sur la zone proche de l'arc, par contre lorsqu'on s'éloigne vers l'est, la corrélation disparaît et le gradient négatif vers l'est subsiste. Si l'on considère que la topographie est régionalement compensée, le gradient est de l'ordre de — 15 mgal/300 km. Il peut être comparé à celui créé dans cette même région par le modèle théorique de lithosphère subductée. La différence de niveau relatif existant entre ces anomalies est due à la structure particulière du plateau Nord-Fidjien qui est abordée dans le chapitre VIII.

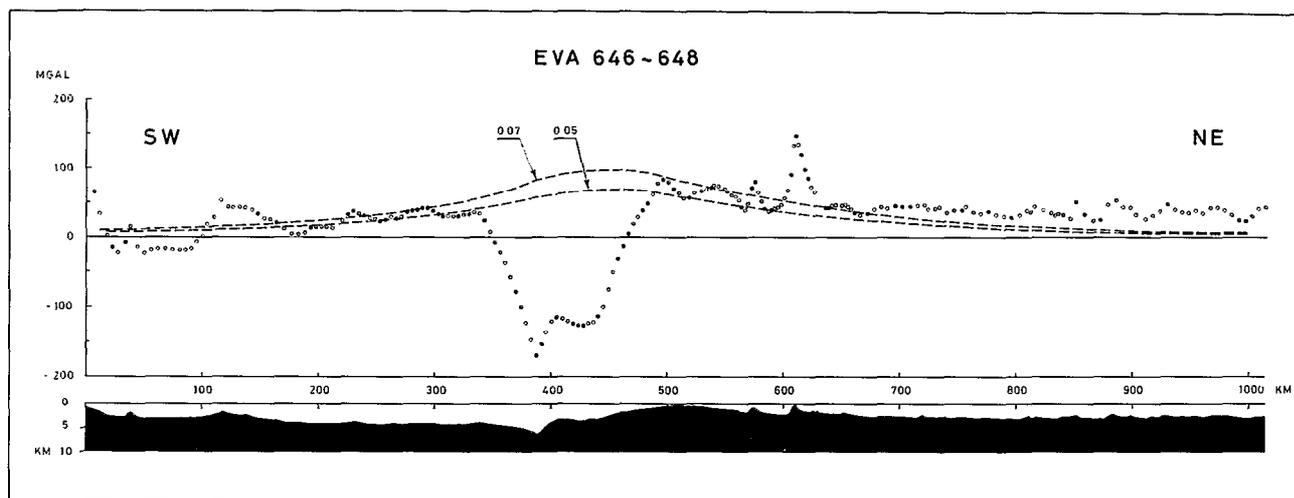


Fig. II-44 - Bathymétrie et anomalie à l'air libre des profils EVA 646-648. On remarquera une bonne coïncidence entre les gradients observés sur l'anomalie à l'air libre EVA 646-648 (petits cercles) et les gradients de l'anomalie calculée due à la lithosphère subductée (tireté) pour les contrastes de densité $\Delta\rho = 0.05$ et $\Delta\rho = 0.07$.

La résiduelle 1 (courbe 3, Fig. II-43 a) obtenue par application des données de réfraction au profil EVA 656 est aussi en accord acceptable avec l'anomalie théorique de la même plaque subductée (courbe 4, Fig II-43 a), pour un contraste de densité de 0.06. Si cette plaque est quelque peu compensée en profondeur, son contraste de densité réel sera plus élevé. L'effet gravimétrique total c'est-à-dire celui dû à la partie supérieure de la lithosphère augmenté de celui dû à la lithosphère subductée (courbe 5, Fig II-43 a), est en bon accord avec les données. La deuxième résiduelle ainsi obtenue (courbe 6, Fig II-43 a) présente localement des irrégularités d'assez courtes longueurs d'onde n'excédant pas 25 mgal,

traduisant des variations superficielles de structure, des imperfections dans le choix des densités ou bien la présence des îles volcaniques à proximité du profil étudié. Ce modèle présente des structures répondant relativement bien aux anomalies observées ; la lithosphère subductée, ainsi mise en évidence, apparaît régionalement en déséquilibre isostatique au moins partiel. Son effet gravifique est néanmoins très localement perturbé par l'effet des structures crustales de faible densité situées entre la fosse et l'arc. Ces déficits de masse se manifestent par :

- la signature morphologique de la subduction c'est-à-dire la fosse qui atteint localement 5800 à 6000 m de profondeur ;
- l'existence au niveau de la fosse d'une grande épaisseur de matériau de faible densité ;
- l'épaississement de la croûte à l'aplomb de l'arc ;
- l'apparition d'un déficit de masse dans le manteau supérieur situé sous l'arc.

Compte tenu des hypothèses faites il apparaît, à la lumière des récentes données de réfraction et de gravimétrie, que le bombement de la lithosphère avant la subduction ne peut expliquer qu'une faible partie de l'anomalie observée, et que la lithosphère subductée sous l'arc des Nouvelles-Hébrides dans la région d'Erromango peut être appréhendée gravimétriquement ; elle pourrait alors se comporter comme un corps dense caractérisé par un contraste de densité apparent moyen de l'ordre de 0.06, induisant une anomalie gravimétrique d'environ 80 mgal et de longueur d'onde voisine de 1 000 km. Dans ces conditions, la lithosphère subductée rend compte d'une grande partie des gradients observés.

On pourra évaluer la force verticale par unité de largeur due à cet excès de masse, à partir de la géométrie de la plaque subductée et de son contraste de densité moyen. Elle a pour valeur 1.8×10^{15} dyn/cm. Ce résultat montre qu'elle est du même ordre de grandeur que la force verticale utilisée par DUBOIS *et al.* (1977 b) ($P_b = 1.35 \times 10^{15}$ dyn/cm) pour rendre compte du bombement lithosphérique observé en avant de la fosse des Nouvelles-Hébrides. Cette force est compatible avec l'existence des séismes intermédiaires et profonds dont l'axe des tensions est orienté suivant le sens du mouvement de la plaque (PASCAL *et al.*, 1978). Ces considérations nous amènent à penser que la lithosphère subductée pourrait avoir un rôle non négligeable dans le mécanisme moteur des plaques. On notera que l'amplitude de la déformation topographique est faible et que le modèle théorique de flexure présenté par DUBOIS *et al.* (1977 b) explique la totalité de cette déformation sans avoir recours à des forces horizontales. Ces constatations traduisent une absence de compression et peuvent être corrélées avec une tectonique régionale en tension affectant la plaque située à l'est de la fosse. WATTS et TALWANI (1974) avaient suggéré une telle corrélation afin de rendre compte des faibles déformations topographiques en avant de la fosse des Mariannes, Sud Bonin et peut-être aussi des Tonga. Dans la partie centrale des Nouvelles-Hébrides, cette tectonique se manifeste par l'existence des fossés arrière-arc et la présence d'une structure en expansion : le plateau Nord-Fidjien. Dans ce contexte, la force mise en évidence dans notre modèle peut intervenir au niveau du mécanisme de déplacement des plaques en facilitant l'enfouissement de la lithosphère plongeante et en provoquant simultanément une tension de la plaque supérieure par entraînement vers le bas de la partie frontale de l'arc.

L'épaisseur moyenne de la lithosphère (65 km), ainsi que la valeur élevée de l'angle de plongement et les fortes anomalies de flux de chaleur relevées sur le plateau Nord-Fidjien laissent supposer un réchauffement rapide de la plaque en profondeur et par conséquent une diminution du contraste de densité. Compte tenu de cette hypothèse, un modèle thermique de cette zone permettant d'obtenir un contraste de densité en profondeur de 0.06 et rendant compte des anomalies de flux de chaleur observées, devrait certainement faire intervenir une vitesse de subduction élevée. Ce modèle reste à faire, néanmoins cette déduction bien que spéculative n'est pas incompatible avec la vitesse de 12 cm/an donnée par DUBOIS *et al.* (1977 b).

Selon WATTS et TALWANI (1974), l'effet gravimétrique de la plaque subductée devient négligeable devant celui dû au bombement topographique dès que l'on s'éloigne de part et d'autre de la fosse et de l'arc.

Leur étude porte sur un certain nombre de zones de convergence circumpacifiques qui présentent un bombement topographique bien développé. Les plus jeunes fonctionneraient depuis au moins 25 M.A. si on se réfère aux âges des plus anciennes roches volcaniques et plutoniques trouvées sur les arcs qui leur sont associés (DICKINSON, 1973). Dans le cas de la zone des Nouvelles-Hébrides, la faible amplitude du bombement topographique ainsi que la mise en évidence d'une anomalie à l'air libre de

grande longueur d'onde non corrélée avec l'effet gravimétrique de la topographie, nous amène à accorder une importance non négligeable à l'effet gravimétrique de la plaque subductée. L'existence de cet effet peut être corrélée avec la jeunesse de la subduction actuelle (quelques millions d'années seulement) et la vitesse de subduction élevée (environ 12 cm/ an). Ceci nous conduit à suggérer que le déséquilibre isostatique marqué de la plaque en profondeur dans la région de Tanna - Erromango, pourrait être en rapport avec l'âge récent de la subduction et la vitesse de convergence élevée. L'état de compensation isostatique d'une plaque en profondeur, pourrait être fonction de l'évolution dans le temps de la subduction.

Modèle B.

Comme nous venons de le voir dans le modèle A, l'application stricte à la modélisation gravimétrique des données de réfraction et de la relation expérimentale vitesse - densité met en évidence une anomalie résiduelle de grande longueur d'onde. Nous lui avons donné pour cause la lithosphère subductée. Or, tous les auteurs (WATTS and TALWANI, 1974 ; WORZEL, 1976 ; GROW, 1973 ; GROW and BOWIN, 1975) ne s'accordent pas sur l'importance de l'effet gravimétrique de cette lithosphère.

A titre de comparaison, nous avons donc construit un autre modèle (modèle B, Fig. II-45) dans lequel nous considérons que l'influence de la plaque subductée est négligeable et que seules les variations de structure de la partie supérieure de la lithosphère créent les anomalies observées. La profondeur de 35 km est obtenue en conservant l'équilibre entre les plateaux Nord-Loyauté et Nord-Fidjien, compte tenu des densités affectées au manteau de ce modèle. Pour réduire l'anomalie résiduelle 1, du modèle précédent (Fig. II-43 a) nous sommes amenés à augmenter légèrement les densités et, à modifier la configuration des structures profondes de l'arc et de son environnement. L'élaboration de ce modèle s'appuie sur les considérations suivantes :

- les profondeurs des différents réfracteurs données par la sismique réfraction ont été conservées,
- le sondage 4 R 10 situé plus au nord a été projeté sur la coupe étudiée (Fig. II-31, ce chapitre).

D'autre part nous avons supposé que, dans ce contexte particulier d'arc insulaire actif, la structure de vitesse observée sur les sondages 7 R 3 N-S et 4 R 9 pouvait ne pas rendre compte de la distribution réelle de la densité. Ceci nous amène à envisager une utilisation plus souple de la relation expérimentale vitesse-densité. Le modèle présenté sur la figure II-45 indique une augmentation de la densité sous le plateau Nord-Loyauté (3.4). On notera cependant la persistance d'une faible résiduelle de grande longueur d'onde au-dessus de la fosse (courbe 3, Fig. II-45). Sous l'arc nous avons remplacé la couche de densité 2.84 du modèle A par deux milieux : pour le premier milieu nous avons conservé une densité 2.84 sur une épaisseur moindre, pour le deuxième, nous avons adopté par souci de simplification la densité de 3.15 déjà retenue pour le manteau supérieur situé sous le plateau Nord-Fidjien. Ces deux milieux sont séparés en profondeur par un niveau fixé de façon à obtenir la meilleure coïncidence entre anomalies calculées et observées. De ce fait, alors qu'en sismique réfraction ces deux milieux sont expérimentalement caractérisés par une même vitesse apparente de 6.6 km/s, dans le modèle gravimétrique un contraste de densité relatif de 0.31 leur est affecté. Sur la figure 11 p. 74 de LUDWIG *et al.* (1970) l'écart entre les valeurs extrêmes des densités expérimentales obtenues pour une même vitesse de 6.6 km/s est de 0.4; par conséquent si 2.84 représente la densité moyenne, la plus forte valeur de densité déduite de ces données expérimentales pour une même vitesse de 6.6 km/s est d'environ 3.04. Dans ce contexte, la valeur adoptée pour le deuxième milieu (3.15) apparaît forte. Toutefois les conditions expérimentales qui ont présidé aux mesures de vitesse et densité ne rendent sans doute pas compte de l'ensemble des paramètres agissant sur les roches à 20 km de profondeur sous un arc insulaire actif. Par conséquent, la structure de l'arc présentée sur la figure II-45 pourra être conservée; elle souligne de toute façon la nécessité de faire intervenir qualitativement sous l'arc un excès de masse que ne laissent pas entrevoir les résultats de la sismique réfraction.

Compte tenu des hypothèses de départ, ce résultat amène quelques remarques et questions : dans ce dernier modèle, il y a pratiquement disparition de la racine compensatrice mise en évidence sous l'arc par SOLOMON et BIEHLER (1969) et par les données de réfraction. L'interprétation, en termes de distribution de densité, de la structure de vitesse caractérisant la zone située sous l'arc, peut-elle être en relation avec l'existence de matière en état de fusion partielle liée au volcanisme de l'arc ? Peut-elle aussi

être en rapport avec l'existence d'un milieu anisotrope lié au champ de contraintes ? Une étude précise de propagation des ondes sous les volcans, de même que des profils de réfraction croisés devraient permettre de lever ces indéterminations.

Dans l'état actuel des connaissances, le modèle B ainsi obtenu présente un certain nombre de points communs avec celui des Tonga (Fig. V-22, chap. V-4). Aucun de ces deux modèles ne prend en compte l'effet gravimétrique de la plaque subductée. Néanmoins la remontée du manteau sous la partie externe de l'arc, totalement hypothétique aux Tonga est localement soulignée aux Nouvelles-Hébrides par une vitesse de 8 km/s sur le sondage 4 R 10. Par contre, un milieu de densité 3.15 (remplaçant une racine plus légère), totalement hypothétique sous l'arc des Nouvelles-Hébrides est mis en évidence localement aux Tonga par une vitesse de 7,6 km/s sur les sondages 7 R 14 et C 8.

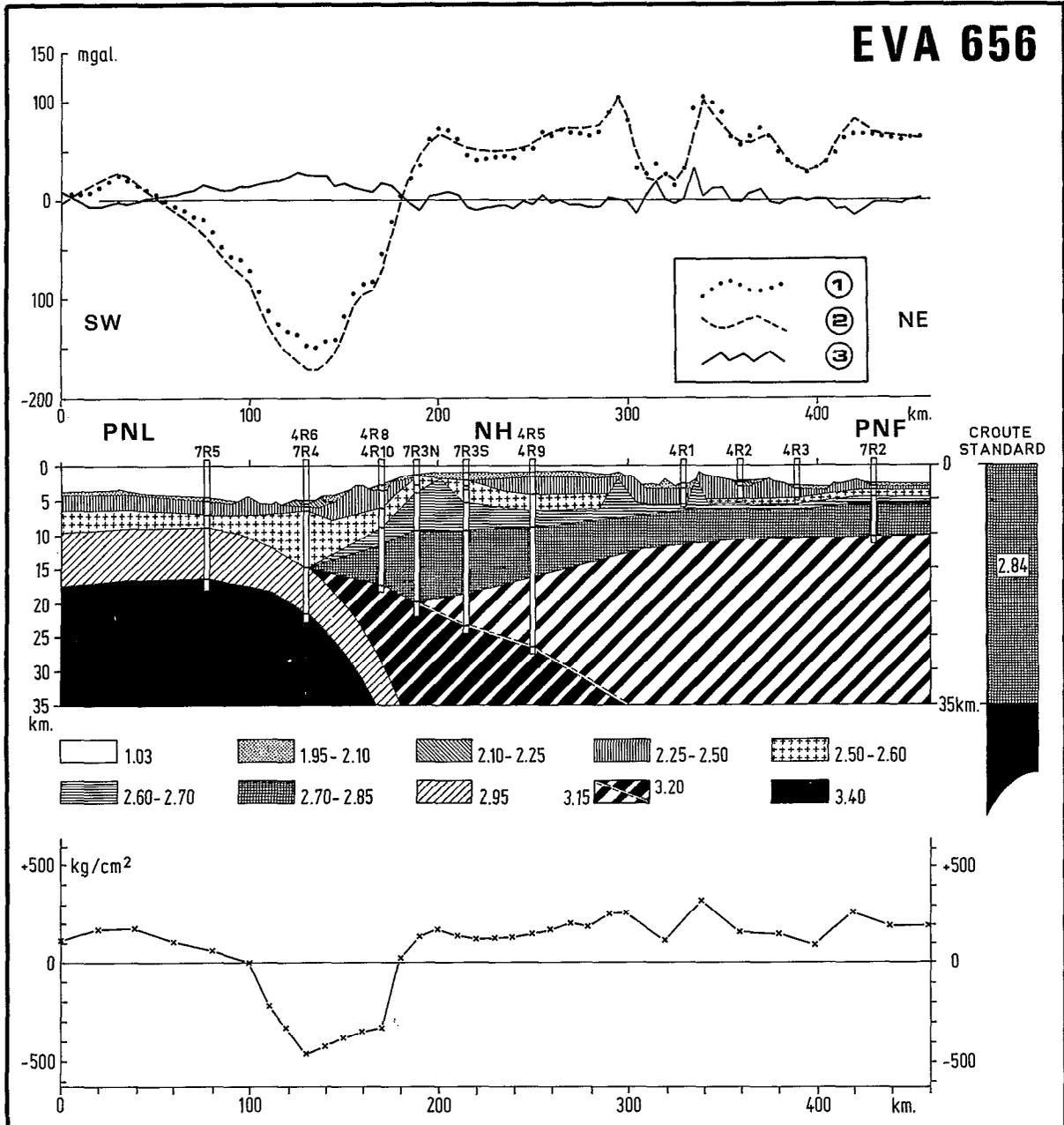


Fig. II-45 - Modèle (B) - Modèle de distribution de densité de la zone de convergence des Nouvelles-Hébrides, tenant exclusivement compte des masses comprises entre 0 et 35 km. **En haut :** (1) anomalies observées ; (2) anomalies calculées ; (3) anomalie résiduelle. **Au milieu :** Modèle de distribution de densité (échelle exagérée). **En bas :** anomalies de masse.

Structures superficielles

La structure superficielle de l'arc est identique pour les deux modèles, puisqu'elle est en grande partie basée sur les données de sismique réfraction ; la gravimétrie permet cependant de préciser quelques points supplémentaires.

Sur l'arc et les fossés arrière-arc, la structure superficielle se caractérise par des anomalies de courte longueur d'onde.

Au niveau de la fosse, et de son flanc interne, il y a accumulation de près de 10 km de matériau de densité 2.5 La structure volcanosédimentaire de l'arc apparaît sous la forme d'un ensemble d'environ 5 km d'épaisseur de densité moyenne 2.4 reposant sur un substratum de densité 2.68.

Le "fore horst" s'individualise à l'avant de l'arc comme une structure relativement dense (2.68) s'élevant à environ 4 à 5 km au dessus de son substrat. Il est souligné par une anomalie magnétique sur un grand nombre de profils transversaux (voir le chapitre II-2). Ses caractéristiques gravimétrique, magnétique et morphologique posent le problème de sa signification géologique. Représente-t-il les reliques d'une ligne volcanique primitive ayant migré vers l'arrière de l'arc ou représente-t-il des intrusions massives ou des écaillages liés plus particulièrement à la tectonique de l'arc ?

Les fossés arrière-arc apparaissent comme des dépressions localement bordées de part et d'autre par des pointements de matière assez dense apparemment intrusive n'affleurant que très rarement et caractérisés par de fortes anomalies magnétiques (DUBOIS *et al.*, 1978). L'île de Futuna témoigne de la nature volcanique de ces structures. Bien que non modélisée sur les figures II-43 et II-45 il semble qu'une intrusion du même type puisse être mise en évidence sur l'axe médian du fossé. Néanmoins la sismique réfraction (4 R 1) indique l'existence, sous le fond du fossé, de 2300 m de matériau à vitesse 3.5 km/s (densité 2.3). Remarquons que dans nos modèles cette couche a une épaisseur identique dans le fossé et sur l'arc. SOLOMON et BIEHLER (Fig. II-42) en adoptant une densité trop élevée (2.66) pour les structures superficielles, sont amenés à envisager une racine double de relativement faible épaisseur pour équilibrer leur modèle, ceci revient à introduire un amincissement de la croûte, d'environ 5 km sous le fossé arrière-arc. Dans notre modèle la structure profonde de la croûte, sous le fossé, semble a priori tout-à-fait identique à celle donnée par la réfraction sur la bordure ouest du plateau Nord-Fidjien. La dépression topographique ne semble pas compensée en profondeur, autrement dit aucune remontée importante de matière dense ne peut être mise en évidence par la gravimétrie sous le fossé arrière-arc. Les données de gravimétrie et de réfraction suggèrent que les fossés arrière-arc pourraient être le résultat d'effondrements d'une portion de l'arc volcanosédimentaire, sous l'effet d'une tectonique en tension ayant rendu possible des injections de matière plus dense le long des fractures bordières. D'autre part, l'arc en tant qu'unité morphologique, s'étend sur au moins 100 km à l'est des fossés (voir chap. II-2); dans cette région la structure plus profonde de la croûte ne reflète en rien la structure superficielle de l'arc, comme nous l'avons vu, il n'existe pas d'épaississement important de la croûte à cet endroit. Néanmoins on peut suivre dans les modèles proposés une légère inflexion vers le bas de la couche à vitesse 6.8 km/s au fur et à mesure que l'on se déplace vers l'ouest ; ce phénomène se corréle avec la charge volcanosédimentaire qui devient plus importante lorsqu'on se rapproche de la ligne volcanique. Par conséquent, il s'avère que l'arc s'individualise en tant qu'unité crustale typique entre les limites morphologiques représentées par la fosse et les fossés arrière-arc, alors que son existence morphologique se manifeste plus largement vers l'est au-delà des fossés arrière-arc. Ce résultat essentiel met en évidence la position structurale singulière des fossés arrière-arc et peut fournir une explication simple à leur origine. Ils se situent dans la zone de transition croûte océanique fine à croûte d'arc insulaire épaisse. Si on admet la genèse du plateau Nord-Fidjien par fracturation de l'arc du Vityaz puis par expansion océanique (CARNEY and MACFARLANE, 1978 ; FALVEY, 1978), il semble logique qu'une partie au moins du substratum de l'arc actuel des Nouvelles-Hébrides soit constitué par la moitié de l'arc du Vityaz qui a migré vers le sud-ouest. Dans ces conditions, il est probable que le substratum de l'arc actuel a conservé, sur sa bordure orientale, la trace de la fracturation initiale. Cette zone de transition, postérieurement soumise à un régime de contraintes en tension, se serait comportée comme une zone de faiblesse de la croûte, en s'effondrant sous l'effet de la charge volcanosédimentaire.

CONCLUSION

Les deux types de modèle que nous avons présentés sont contraints par un bon nombre de données de réfraction. Néanmoins les conditions tectoniques et géodynamiques particulières présidant à la formation et au maintien en activité d'un arc insulaire ne nous permettent pas d'employer en toute sécurité des relations vitesse-densité applicables, avec une bonne précision, en milieu océanique ou continental calme. C'est pourquoi nous avons choisi de présenter deux types de modèle bien différents dans leur conception. Notons qu'il semble difficile d'expliquer par le modèle B les gradients de l'anomalie de grande longueur d'onde observés sur le plateau Nord-Loyauté et le plateau Nord-Fidjien sans faire varier de façon importante soit l'épaisseur de la croûte, soit la densité dans le manteau. Un complément de réfraction serait souhaitable sur le plateau Nord-Loyauté. L'épaisseur crustale du plateau Nord-Fidjien diminue d'ouest en est (voir aussi chap. VIII) ; ceci ne permet pas d'expliquer le gradient décroissant vers l'est. Pour ces différentes raisons nous donnerons une préférence au modèle A qui tient compte de l'effet gravimétrique de la plaque subductée. Néanmoins les phénomènes de fusion partielle et d'anisotropie évoqués dans la discussion du modèle B peuvent aussi rendre compte partiellement et localement de l'anomalie à l'air libre observée.

Si l'initiation d'une subduction correspond à un état de déséquilibre lithosphérique et, si les structures superficielles jouent un rôle dans la compensation de la plaque subductée, nos conclusions concernant le modèle A nous amènent à suggérer que la plaque subductée en profondeur dans la région d'Erromango serait en déséquilibre et que la structure superficielle associée ne serait pas suffisamment évoluée pour jouer un rôle important dans la compensation de ce corps dense. La jeunesse de la subduction ainsi que la vitesse de convergence élevée pourraient être à l'origine de ce phénomène. Étant donné que le manteau transmet difficilement les contraintes, une compensation latérale de ce corps est difficilement envisageable en profondeur ; par contre une compensation verticale partielle y est plausible.

Bien qu'un certain nombre de points restent obscurs, les différentes données géophysiques ainsi que la simplicité des hypothèses posées ont permis de mettre en évidence une anomalie de grande longueur d'onde, attribuée globalement à la lithosphère subductée. Si une telle corrélation semble possible, il apparaît fort improbable, comme l'ont souligné WATTS et TALWANI (1975), de déduire des seules anomalies gravimétriques des détails concernant la configuration de la lithosphère subductée.

Manuscrit remis en juillet 1980

Manuscrit révisé en septembre 1980

6

SISMICITÉ DE L'ARC DES NOUVELLES-HÉBRIDES

par Rémy LOUAT, Jacques DANIEL et Bryan ISACKS

INTRODUCTION

Situation générale de la sismicité des Nouvelles-Hébrides

L'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides est le siège d'une importante sismicité superficielle et intermédiaire ; les listes de séismes disponibles sur la période 1900-1960 mentionnent, pour la région, environ 120 séismes dont la magnitude se situe, en ordre de grandeur, aux alentours de 6.5 (Mb). La récurrence que l'on peut constater entre les forts séismes superficiels semble se situer aux alentours de 40 ans, ou parfois moins. Si on prend par exemple la partie de l'arc des Nouvelles-Hébrides comprise entre les latitudes 11 et 12 degrés sud, nous trouvons des séismes importants aux années suivantes :

avant 1900, 1934, 1950, 1954, 1955, 1972 ; pour celle comprise entre 20 et 21 degrés sud, nous trouvons les séismes les plus forts à ces années-ci : avant 1900, 1920, 1923, 1935, 1950, 1953, 1957, 1960, 1961, 1972, 1976. Il ne faut pas, à partir des listes publiées, faire de bilan énergétique trop précis car les magnitudes avant les années 60 sont à prendre avec précaution. Le séisme du 20/9/1920 donné, par exemple, avec une magnitude de 8.3 (PAS) par l'USCGS (20°S, 168°E; H = 25 km) n'a pas été ressenti à Nouméa ($\Delta = 3^\circ$) alors qu'un séisme de 6.7 Mb superficiel du sud de l'arc des Hébrides, dont l'épicentre est à une distance équivalente, a été ressenti le 2 mai 1979. Quand on dépouille la presse de Nouvelle-Calédonie, on peut lire une semaine après le séisme du 20/9/1920 que les stations australiennes ont enregistré un fort séisme aux Nouvelles-Hébrides. Le fait qu'il n'ait pas été ressenti à Nouméa prouve que la magnitude n'était pas si forte, ou que la source a émis préférentiellement des ondes de longues périodes.

Une des caractéristiques de la sismicité des Nouvelles-Hébrides est qu'elle n'a pas produit de catastrophes telles que l'actualité en montre, alors que les magnitudes de certains évènements sont fortes (crise d'août 1965 à Malekula qui a soulevé une partie de l'île de 50 cm). La profondeur des foyers presque toujours supérieure à 15 km et le mécanisme des glissements (peu de hautes fréquences) nous semblent à l'origine d'un risque sismique plus faible qu'en zone continentale. Cette conclusion n'engage évidemment pas les phénomènes liés au volcanisme.

Approche scientifique récente

La sismicité liée à la région des Nouvelles-Hébrides et les sismogrammes obtenus aux stations proches ont fait l'objet de plusieurs études systématiques : SANTO (1970), DUBOIS (1971), DUBOIS *et al.* (1973b), PASCAL *et al.* (1973), PASCAL *et al.* (1978), en relocalisant des foyers de séismes par une méthode relative, et en compilant les mécanismes focaux disponibles, admettent que le mouvement de subduction s'effectue de façon uniforme et que le pendage du milieu subducté est constant le long de l'arc. Bien que les séismes superficiels traduisent, pour la plupart, le glissement relatif des plaques Australienne et Pacifique, quelques mécanismes focaux indiquent cependant que ce glissement s'accompagne de déformations à l'intérieur des plaques concernées ; mais le faible nombre d'évènements de ce type n'a pas permis de dégager les grands traits de ces mouvements internes aux plaques.

La sismicité intermédiaire (H supérieur à 100 km, profondeur à laquelle on est sûr d'avoir un mécanisme intraplaque) est interprétée par l'existence d'une lithosphère subductée ; l'angle de plongement du milieu ainsi mis en évidence passe de 60° à 100 km de profondeur à 80° à 300 km. Les mécanismes focaux à l'intérieur du milieu subducté ont pour principale propriété d'avoir l'axe des tensions dans la direction du plongement assimilée à la ligne de plus grande pente du plan de Benioff ; quelques évènements intermédiaires, en nombre plus restreint, s'interprètent mieux en introduisant des déformations différentielles à l'intérieur du milieu subducté (CHUNG and KANAMORI, 1978a). On remarque cependant que l'uniformité du phénomène de subduction, mis en évidence à grande échelle par la régularité de la sismicité intermédiaire n'est pas vérifiée dans la partie centrale de l'arc. PASCAL *et al.* (1978) voient, en effet, une anomalie dans l'absence de séismes entre 50 et 120 km de profondeur. Ce résultat étant infirmé par les déterminations provenant des réseaux locaux temporaires, on affirme la continuité du phénomène de subduction dans la partie centrale de l'arc mais sans expliquer le déficit d'énergie constaté.

Une perturbation possible du mécanisme de subduction aux Nouvelles-Hébrides viendrait de l'introduction de la zone de fracture d'Entrecasteaux. Cette perturbation se traduit morphologiquement par une absence de fosse et la présence de deux îles de grande surface : Santo et Malekula. Pour la sismicité, la subduction de la ride d'Entrecasteaux s'est manifestée par les plus grosses crises sismiques superficielles : août 1965, décembre 1973. Au même niveau nous trouvons sous l'arc une sismicité intermédiaire très intense à une profondeur de 125 km. ROCA (1978) ajoute qu'un effet de flottabilité lié à la ride empêcherait la lithosphère de plonger, ceci expliquant l'absence de séismes répertoriés en dessous de 200 km.

Pour montrer combien peuvent être délicates les conclusions liées à la présence ou à l'absence de séismes intermédiaires, nous montrons que la conclusion de ROCA est en contradiction avec la détermination ISC suivante : 28.12.73 ; 15 h 58 mn 42 s ; 14° 97 S - 167° 44 E ; H = 244 km ; 53 stations. Ces chiffres indiquent dans l'ordre la date, l'heure, la latitude, la longitude, la profondeur et le nombre de stations ayant enregistré le séisme.

Ce séisme, dont l'heure origine se place au milieu de la crise de décembre 1973 n'a, d'une part, pas été enregistré aux stations locales et on peut penser, d'autre part, que les lectures des stations les plus lointaines ont été gênées par les ondes secondaires d'autres événements liés à la crise. Il y a donc des doutes sérieux sur la profondeur du foyer de ce séisme et on peut se demander alors quelle est la démarche la plus arbitraire : ne pas tenir compte de ce séisme au nom d'une détermination douteuse ou vouloir le garder parce qu'il apporte des informations uniques ? Nous pensons que pour tirer des conclusions quant à l'existence ou à la géométrie d'une zone de Benioff quand on ne dispose que de peu d'événements sismiques, il faut, quand on le peut, analyser les données qui ont permis d'aboutir aux localisations, sinon toujours avoir en mémoire la base expérimentale dont on est parti.

Les mises en évidence du milieu subducté sous un arc insulaire ont jusqu'ici été effectuées par une approche statistique plutôt que par l'analyse d'événements individuels. Si on veut maintenant aller plus avant dans l'étude de la zone de Benioff des Nouvelles-Hébrides, il est nécessaire de sortir du cadre statistique pour donner des significations à des événements sismiques en nombre plus restreint.

Il importera cependant de toujours garder en mémoire que les remarques sur la sismicité seront liées à la validité de la période d'observation (1961-1977) supposée par hypothèse représentative. Les conclusions faites souvent à la limite de la résolution des données, n'auront de valeur scientifique que si elles sont confirmées par des observations indépendantes de la sismicité. Jusqu'ici les études portant sur la sismicité aboutissaient à une reconstitution géodynamique globale de la région étudiée ; il faut maintenant prendre en compte d'autres données pour les intégrer aux informations fournies par les séismes si on veut reconstituer l'histoire géodynamique de l'arc dans ses détails.

DÉTERMINATION DES SÉISMES DE L'ARC DES NOUVELLES-HÉBRIDES

Possibilités théoriques

La détermination des séismes reposant sur l'ajustement par une méthode de moindres carrés des temps de lecture d'ondes P répertoriés sur les stations du réseau mondial à une courbe théorique de propagation dérivée du modèle de JEFFREYS-BULLEN, une bonne répartition des stations en azimut et un échantillonnage correct de stations proches contribueront à la détermination précise des paramètres du foyer par un effet de moyenne susceptible de corriger les erreurs de lecture, les effets de stations ou les anomalies de propagation liés à un azimut particulier.

La répartition des stations sismiques autour des Nouvelles-Hébrides étant représentée sur la figure II-46, les stations régionales (Δ inférieur à 40°) apparaissent concentrées dans le sud-ouest et les stations lointaines (Δ compris entre 60° et 100°) réparties symétriquement par rapport à une direction Nord. Les stations sismologiques proches les moins fiables sont les stations fidjiennes, car les rais sismiques effectuant un trajet Hébrides-Fidji, traversent un bassin océanique actuellement en expansion (voir Chap. VIII). Les temps d'arrivée reflèteront dans ces stations, d'une part les trajets dans un milieu lent, et d'autre part l'émergence des signaux due à l'atténuation (les temps de lecture sur des ondes émergentes de très basse fréquence ont en effet tendance à être en retard). Les stations proches en avant et sur l'arc enregistrent les signaux dans de bonnes conditions excepté pour les foyers de la partie septentrionale des Nouvelles-Hébrides ; pour ces foyers, seules les ondes P des forts séismes sont alors bien enregistrées, donc lues correctement.

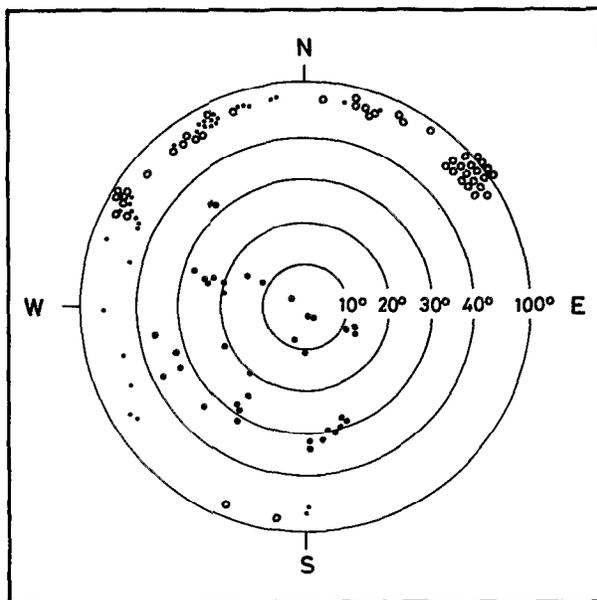


Fig. II-46 - Distribution en azimut et en distance des stations ayant contribué au calcul de l'épicentre d'un séisme du nord des Nouvelles-Hébrides. Distance épacentrale des stations Δ : inférieure à 40° (ronds noirs); entre 40° et 80° (points); supérieure à 80° (ronds blancs).

En résumé, pour la plupart des séismes des Hébrides, compte tenu de la répartition des stations proches et des atténuations constatées régionalement, on peut s'attendre à des écarts systématiques sur le calcul d'un hypocentre. Ces dérives proviennent d'une part d'écarts variant avec la distance entre les courbes de propagation réelles et les courbes dérivées des tables et d'autre part d'erreurs de lecture dues à la mauvaise qualité de la propagation. Par exemple, si les temps d'arrivée des ondes P aux stations proches sont en retard, par rapport aux tables, de 1 seconde et qu'en même temps, les stations lointaines sont en avance de la même quantité, on pourra trouver un décalage des coordonnées géographiques de l'ordre de 5 à 10 km. Une amélioration du calcul des coordonnées passerait d'abord par l'établissement de tables de propagation adaptées à la région des Nouvelles-Hébrides; ces tables devraient tenir compte des magnitudes pour les stations des Nouvelles-Hébrides et de Nouvelle-Calédonie.

Profondeur des séismes intermédiaires

Notre propos étant d'étudier, dans une perspective géodynamique, d'abord la forme du milieu subducté, on s'arrêtera plus particulièrement à la détermination de la profondeur des séismes, supposant, a priori, que les coordonnées géographiques sont, par rapport à celle-ci, bien connues. Dans ce cas, la détermination de la profondeur revient à ajuster une courbe dont la forme est fonction de la profondeur du foyer à l'ensemble des temps d'arrivée à chaque station dont la distance à l'épicentre est fixée. Il est à remarquer que cet ajustement détermine en même temps la profondeur et l'heure origine du séisme qui ne sont donc pas, dans le calcul, des paramètres indépendants.

On peut voir sur la figure II-47, les diverses courbes de propagation liées à des foyers de profondeurs de 200 et 600 km ramenées à la référence de $H = 33$ km. Les courbes de propagation 200 et 600 km ont, entre les distances 30 et 90°, un gradient relatif de 5 et 15 secondes. Ces dernières valeurs étant très supérieures aux déviations standards liées aux déterminations des séismes (1 à 2 secondes) on peut conclure que s'il y a un nombre suffisant de stations lointaines, le calcul des coordonnées d'un séisme séparera bien les séismes superficiels, intermédiaires et profonds.

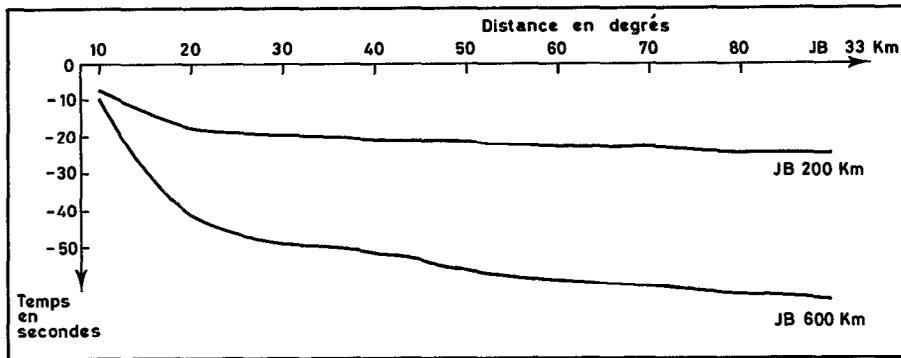


Fig. II-47 - Variation des temps de propagation en fonction de la distance épicentrale pour des séismes dont la profondeur est de 200 et 600 km par rapport à l'hodochrone d'un foyer superficiel. Les valeurs sont tirées des tables de Jeffreys-Bullen (distance 10° à 90°).

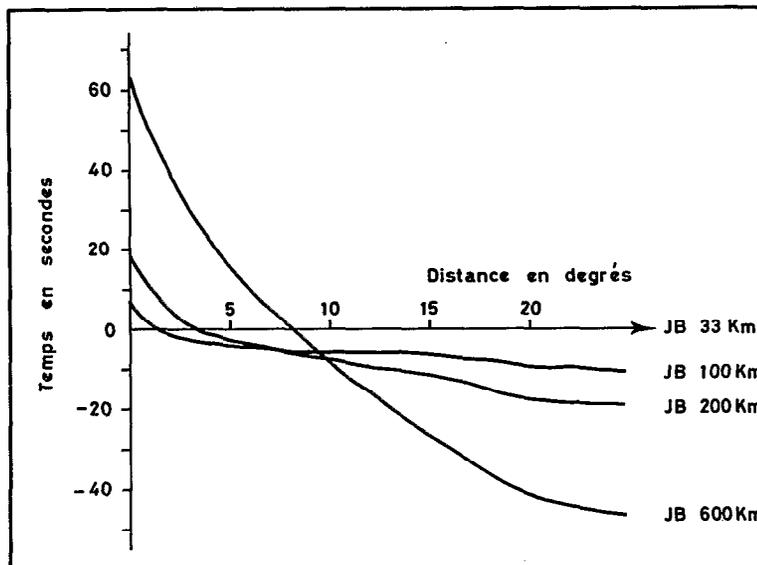


Fig. II-48 - Même légende que la figure II-47 mais les profondeurs sont de 100, 200 et 600 km et la distance de 0° à 25°.

La figure II-48 montre avec le même principe de représentation que la précédente, les courbes de propagation entre les distances 0 et 25° pour $H = 100, 200, 600$ km, par rapport à la courbe de propagation $H = 33$ km. Au vu de ces graphiques, on peut conclure que la précision sur l'évaluation de la profondeur des épicentres intermédiaires (H supérieur à 100 km) reposera plus sur un ensemble de stations bien réparties entre quelques degrés (variables avec la profondeur du foyer) et 20° que sur un ensemble de stations groupées très proches (Δ supérieur à 0 mais inférieur à la profondeur du foyer) susceptibles d'être affectées par une structure anormale profonde de type arc insulaire.

Des déterminations réelles dans les bulletins ISC sont exposées sur les figures II-49 à II-52 pour quelques séismes intermédiaires répartis sur tout l'archipel. On remarquera d'abord que la profondeur du séisme dont les temps de propagation ont été reportés sur la figure II-51 est erronée. En effet, on peut déduire que l'allure des temps d'arrivée assigne à la profondeur du foyer une valeur comprise entre 140 et 150 km, au lieu de $172 \pm 4,5$ km, valeur donnée par le bulletin ISC. Cet exemple montre bien que l'écart sur la profondeur donné par le bulletin : $\pm 4,5$ km est formel et qu'un traitement mathématique plus fiable utilisant les mêmes données que les bulletins, peut être trouvé. La précision sur la détermination que l'on peut déduire empiriquement du tracé des courbes II-49 à II-52, est environ du quart de l'espace compris entre deux courbes de propagation pour des foyers séparés de 50 km. Cette remarque revient à dire que dans le cadre du modèle JEFFREYS-BULLEN et pour un séisme dont les ondes P sont bien identifiées (remarque qui vaut pour les séismes d'une magnitude plus grande que 4,5 Mb) la précision sur la profondeur est de ± 6 km. Excepté pour le nord de l'archipel, la diminution de cet écart suppose à la fois un plus grand nombre de stations sur les Nouvelles-Hébrides mais aussi des tables de propagation plus réalistes aux distances inférieures à 30° .

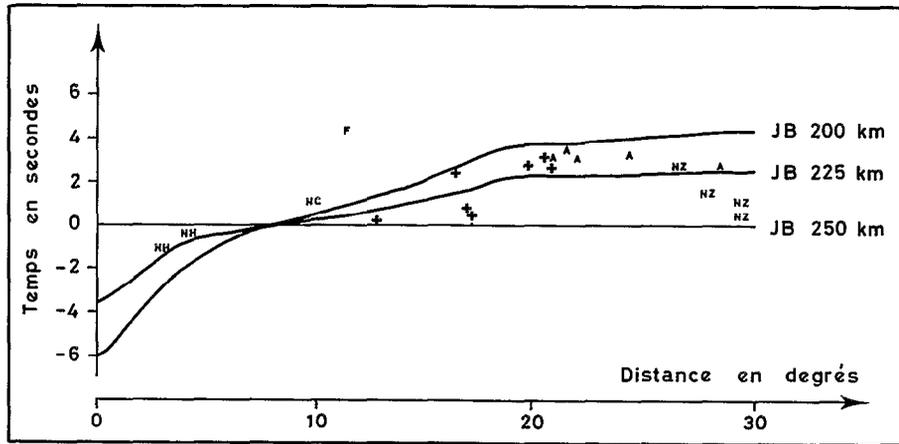


Fig. II-49 - Exemple de détermination par l'ISC avec la même représentation que celle des figures II-47 et 48 du séisme du 12/06/72 ; 00 h 45 ; $12^\circ 37' S - 167^\circ 06' E$; $H = 230 \text{ km} \pm 3,6$; $H_p = 232 \text{ km}$; NH, NC, F, A, NZ : stations néo-hébridaises, néo-calédoniennes, fidjiennes, australiennes et néo-zélandaises.

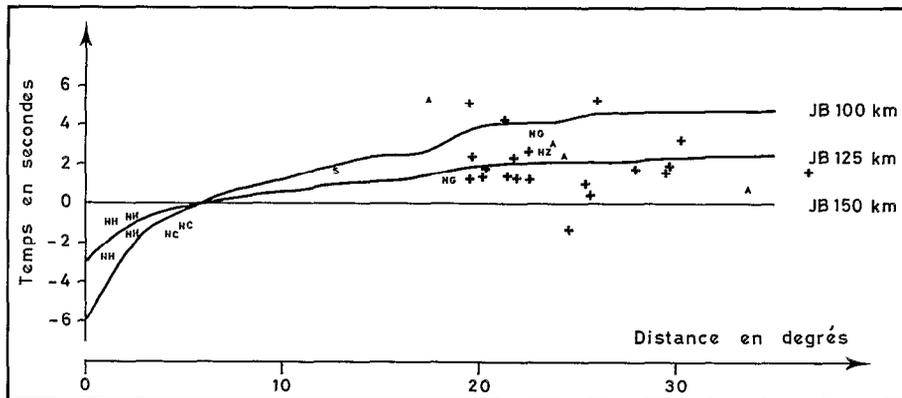


Fig. II-50 - Exemple de détermination par l'ISC du séisme du 19/06/76 ; 07 h 38 ; $18^\circ 70' S - 168^\circ 29' E$; $H = 125 \text{ km}$; S, NG : stations des Salomon et de Nouvelle-Guinée.

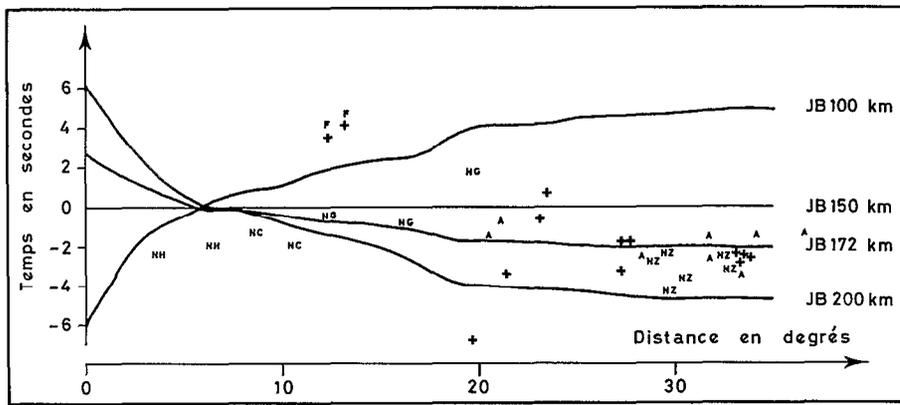


Fig. II-51 - Exemple de détermination du séisme du 31/05/77 ; 14 h 48 ; $11^{\circ} 88' S - 166^{\circ} 39' E$; $H = 172 \text{ km} \pm 4.5$; $H_{pP} = 138 \text{ km}$. Sur cette figure on peut voir que les stations fidjiennes ont faussé la détermination du paramètre H. La répartition des stations NH, NC montre que la profondeur est, dans le cadre du modèle, proche de 150 km. En effet, l'erreur sur la profondeur a entraîné un décalage de -2 secondes sur l'heure origine.

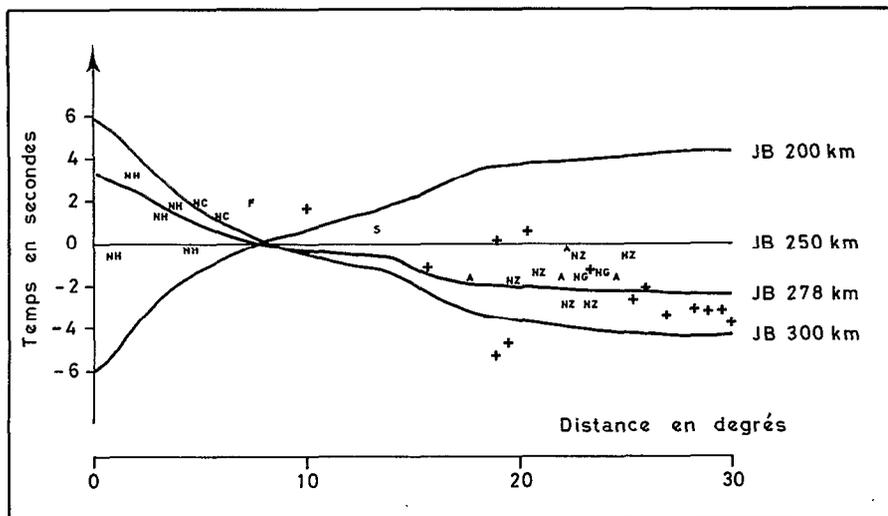


Fig. II-52 - Exemple de détermination par l'ISC du séisme du 09/03/74 ; 17 h 41 ; $19^{\circ} 03' S - 169^{\circ} 66' E$; $H = 278 \text{ km} \pm 2.3$. Sur cet exemple on peut voir qu'il est préférable d'avoir, pour les stations proches, un réseau disséminé plutôt qu'une forte concentration de stations à une distance très proche.

La figure II-53 tracée à l'aide des figures II-49 à II-52 et des résidus aux stations de NOU, KOU et PVC pour les séismes de magnitude supérieure à 5 donne une idée des écarts existant par rapport aux tables pour les séismes des Hébrides dont la profondeur du foyer est comprise entre 200 et 250 km. La partie positive de l'O—C observée à 6° correspond à la station de KOU : il y a sans doute à l'est de la station une partie du manteau supérieur qui atténue et ralentit les ondes directes. Cette région anormale du manteau est assez localisée et se confondrait avec la région proche de l'atoll Beautemps-Beaupré au nord des îles Loyauté. Le fort gradient négatif observé entre 24° et 30° (3 secondes) se retrouve dans d'autres études (POUPINET, 1977). La valeur de celui-ci cependant est environ 3 fois plus

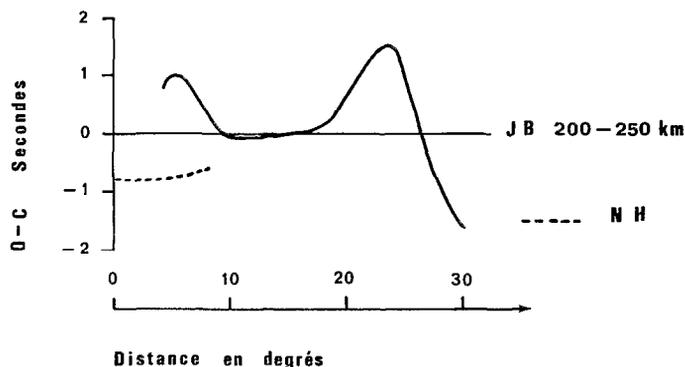


Fig. II-53 - Correction expérimentale moyenne des temps d'arrivée aux stations régionales par rapport aux tables de Jeffreys-Bullen pour un séisme des Nouvelles-Hébrides dont le foyer est compris entre 200 et 250 km.

forte pour la région du sud-ouest Pacifique comme si on trouvait vers 1700 km de profondeur (point le plus bas des rais pour $H = 250$ km et $\Delta = 28^\circ$) un matériau de très forte vitesse. Cette observation pourrait expliquer l'anomalie positive du géoïde que l'on observe par satellite sur le sud-ouest Pacifique et dont la longueur d'onde est de l'ordre de 4000 km.

L'existence de 5 stations sismologiques permanentes sur l'archipel des Nouvelles-Hébrides et en Nouvelle-Calédonie donne au calcul du paramètre de profondeur des séismes intermédiaires situés dans la région des Nouvelles-Hébrides, une bonne précision (± 6 km). L'incertitude est plus forte cependant pour les séismes situés au nord des îles Torrès. L'amélioration du calcul des profondeurs aux Nouvelles-Hébrides demanderait une station supplémentaire aux îles Santa Cruz, une meilleure couverture de stations pour les distances comprises entre 10° et 20° , des tables de propagation spécifiques à l'arc des Nouvelles-Hébrides, ou une meilleure connaissance des structures sous l'arc pour aborder les techniques de "Ray tracing".

Localisation des séismes des Nouvelles-Hébrides par une méthode relative (J.H.D. ; PASCAL *et al.*, 1978)

Séismes superficiels

La base première des déterminations étant la lecture des temps d'arrivée d'ondes P et venant de souligner l'importance des temps lus aux stations proches, il est utile de rappeler que les séismes des Hébrides de faible magnitude situés au nord de l'île de Santo sont très mal enregistrés aux stations de NOU, KOU, PVC et LUG pour les séismes les plus au nord de l'arc (effet de zone d'ombre ou atténuation). Quand on sait que NOU, PVC et LUG ont été utilisées par PASCAL *et al.* (1978) pour redéterminer les séismes des Hébrides, on peut penser que les lectures, donc les déterminations effectuées sur les forts et les faibles séismes ne sont pas toujours équivalentes (Fig. II-54). Comme nous l'avons montré sur la figure II-46, la répartition en azimut des stations sismiques n'est pas excellente autour des Nouvelles-Hébrides ; à l'ouest en effet, PASCAL *et al.* (1978) n'ont pu retenir que les stations américaines COL, BMO, UBO et ALB situées à 95° de distance des Hébrides. Les fortes amplifications utilisées ne doivent pas empêcher des différences d'appréciation sur les lectures d'ondes P provenant de séismes de magnitudes plus ou moins fortes.

Prenons comme exemple le séisme superficiel du 6 septembre 1964 ressenti "Mercalli 6" à la station de Port-Vila. Cet événement a fait l'objet de quatre déterminations :

ISC : 03 h 27 mn 48.9 s ; $17^\circ 86$ S - $168^\circ 27$ E ; $H = 33$ km ; $M_b = 4.7$; $SD = 2.27$; $NS = 32$.

PASCAL *et al.* (1978) : 03 h 27 mn 46.2 s ; $17^\circ 88$ S - $168^\circ 36$ E ; $H = 6$ km.

NOU : 03 h 27 mn 44.5 s ; $17^\circ 80$ S - $168^\circ 40$ E.

USGS : 03 h 27 mn 47.9 s ; $17^\circ 80$ S - $168^\circ 20$ E ; $H = 33$ km ; $M_b = 4.8$.

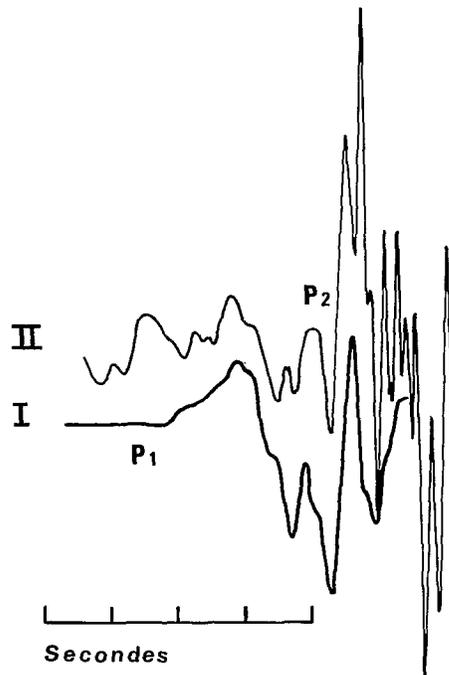


Fig. II-54 - Enregistrement magnétique à la station de Nouméa ($T_p = 10$ secondes, Amortissement Critique) de deux séismes de la crise près de l'île Vaté du 17 août 78 à 13 h. L'évènement I est le séisme principal ($M_b : 5,5$), l'évènement II une réplique. P_1 et P_2 sont les temps de lecture fournis aux bulletins. Les amplifications utilisées pour les deux évènements ont été choisies pour pouvoir corréler les arrivées hautes fréquences. Le but de cette figure n'est pas de donner une différence quantitative entre les temps de lecture P_1 et P_2 , mais de montrer qu'il y a des problèmes de corrélation aux stations proches entre les lectures d'ondes P provenant de forts et de faibles séismes.

Détermination effectuée en tenant compte de la géologie locale, des effets ressentis et du S—P des répliques à la station de Port-Vila : $17^{\circ} 82$ S - $168^{\circ} 32$ E, H inférieur à 15 km.

On constate d'abord que les coordonnées géographiques fournies par les bulletins sont relativement bonnes, ensuite que l'heure origine fournie par l'ISC n'est pas correcte car l'heure d'arrivée à la station de Port-Vila 03 h 27 mn 47.5 s est antérieure à l'heure d'origine. Ceci appelle quelques remarques :

- 1ère interprétation : le modèle de JEFFREYS-BULLEN exagère la vitesse de propagation des ondes sismiques sous les Hébrides et les heures d'origine sont décalées positivement par cet effet de vitesse. Cette interprétation est de prime abord peu probable dans la mesure où le modèle de JEFFREYS-BULLEN adapté à une structure continentale est considéré comme lent et où on trouve sous les Hébrides une lithosphère subductée où la vitesse des ondes de volume est rapide (PASCAL *et al.*, 1973).

- 2ème interprétation : le modèle de vitesse n'apporte pas de biais sur l'origine mais les stations lointaines n'ont pas lu l'onde P mais une onde secondaire telle que pP ou sP, dans ce cas-là, l'heure origine à cause d'un ensemble de lectures trop tardives est décalée positivement. Dans cette optique les temps d'arrivée aux stations proches doivent présenter un résidu fortement négatif, ce qui est vérifié ici : PVC : — 3 s ; LUG : — 3.5 s ; OUA : — 1.5 s ; KOU : — 2.6 s ; NOU : — 3.5 s.

Dans ce cas également, les résidus aux stations lointaines sont de bons tests pour la qualité des lectures de l'onde P effectuées pour les séismes des Nouvelles-Hébrides. SPA : — 2.6 s ; COL : — 3.3 s ont des résidus qui semblent corrects. UBO : + 0.1 s ; BMO : + 1.0 s sont par contre des stations où les lectures sont douteuses. On notera que les stations MAT, WEL, SBA, ALB utilisées par PASCAL *et al.* (1978) dans le JHD n'ont pas fourni au bulletin ISC le temps de lecture.

Le séisme de référence utilisé par PASCAL *et al.* (1978) pour déterminer cet événement a pour coordonnées profondeur et heure d'origine :

JHD : 17° 62 S - 168° 04 E ; 29 km ; 03 h 18 mn 28.9 s

ISC : 17° 66 S - 167° 96 E ; 35 km ; 03 h 18 mn 27.9 s

Les résidus aux stations données par l'ISC sont :

PVC : + 0.6 ; LUG : — 0.4 ; KOU : — 2.8 ; NOU : — 2.3 ; SPA : — 0.5

CTA : — 0.3 ; COL : — 1.4 ; BMO : — 0.4 ; UBO : — 0.1

On peut alors faire dans l'optique de JHD, la remarque suivante : la localisation étant bien effectuée, si l'heure origine est pour le séisme du 6 septembre 1964 en retard de 3 secondes, l'avance à la station de Nouméa devrait être, compte tenu du séisme de référence :

$O - C \text{ NOU} = -2.3 \text{ (séisme de référence)} + (-3) = -5.3 \text{ secondes}$, le résidu donné par le bulletin est de — 3.5 secondes.

Une des meilleures façons de surmonter cette contradiction serait, comme nous l'avons déjà dit, de postuler la non-équivalence des lectures entre les forts et les faibles séismes. Si les deux secondes déduites de la figure II-54 sont retirées sur le sismogramme de la station de NOU, on trouvera $O - C = -3.3$ secondes au lieu des — 5.3 secondes déduites auparavant. Ce calcul simple serait en faveur de la variabilité des temps d'arrivée d'ondes P avec la magnitude du séisme. Cependant, n'ayant pas les résultats complets des déterminations JHD, nous ne donnons ce résultat qu'à titre indicatif. Le point le plus important à noter est que, malgré des lectures aux stations lointaines sur des ondes P de faible amplitude, l'ISC et le JHD ont localisé l'épicentre géographiquement avec une précision absolue de 10 km.

Notons au passage que, pour le séisme considéré, l'heure origine donnée par le JHD est irréaliste aussi car elle suppose que la vitesse des ondes P entre l'épicentre et la station de Port-Vila se situe autour de 14 km/s. Si la localisation du séisme est correcte et si l'heure origine est trop tardive, il faut admettre que les stations lointaines ont bien lu l'onde P, donc que le manteau supérieur sous les Nouvelles-Hébrides, y compris le milieu subducté, se comporte comme un milieu très lent ; cette remarque serait en accord avec CHOUDHURY *et al.* (1975) mais en totale contradiction avec ce qui est admis, les lithosphères subductées sont des régions où la vitesse de propagation des ondes de volume est plus rapide que celle décrite par les tables pour la profondeur considérée.

Séismes intermédiaires

Une comparaison des déterminations JHD, ISC est un bon test sur les méthodes servant à déterminer les coordonnées des séismes. On peut, en effet, voir leur influence sur les coordonnées calculées à partir des mêmes données de base : des lectures d'arrivées d'ondes P. La figure II-55 montre, pour des séismes déterminés par l'ISC et PASCAL *et al.* (1978), en abscisse, les profondeurs données par l'ISC, et en ordonnée, les corrections apportées par le JHD en latitude, longitude, heure origine et profondeur. Nous avons choisi les séismes du sud des Hébrides, car les stations proches NOU et PVC enregistrent les ondes P dans de bonnes conditions.

On s'aperçoit sur cette figure que les corrections apportées par le JHD sont organisées en fonction de la profondeur et que ces corrections passent toutes à 170 km et 250 km par la valeur moyenne trouvée quand on prend en compte le graphe sur toute la profondeur. Une autre rédaction pourrait être : à supposer que les déterminations JHD soient bonnes, les déterminations de l'ISC faites indépendamment les unes des autres sont les meilleures aux profondeurs de 170 km et 160 km et les plus mauvaises à 220 km. Cette dernière rédaction conduit à considérer l'influence du JHD comme non satisfaisante, le biais apporté pourrait venir de la non-représentativité des modèles standards dans la zone de Benioff. Il y aurait dans le milieu subducté des écarts à grande échelle par rapport aux

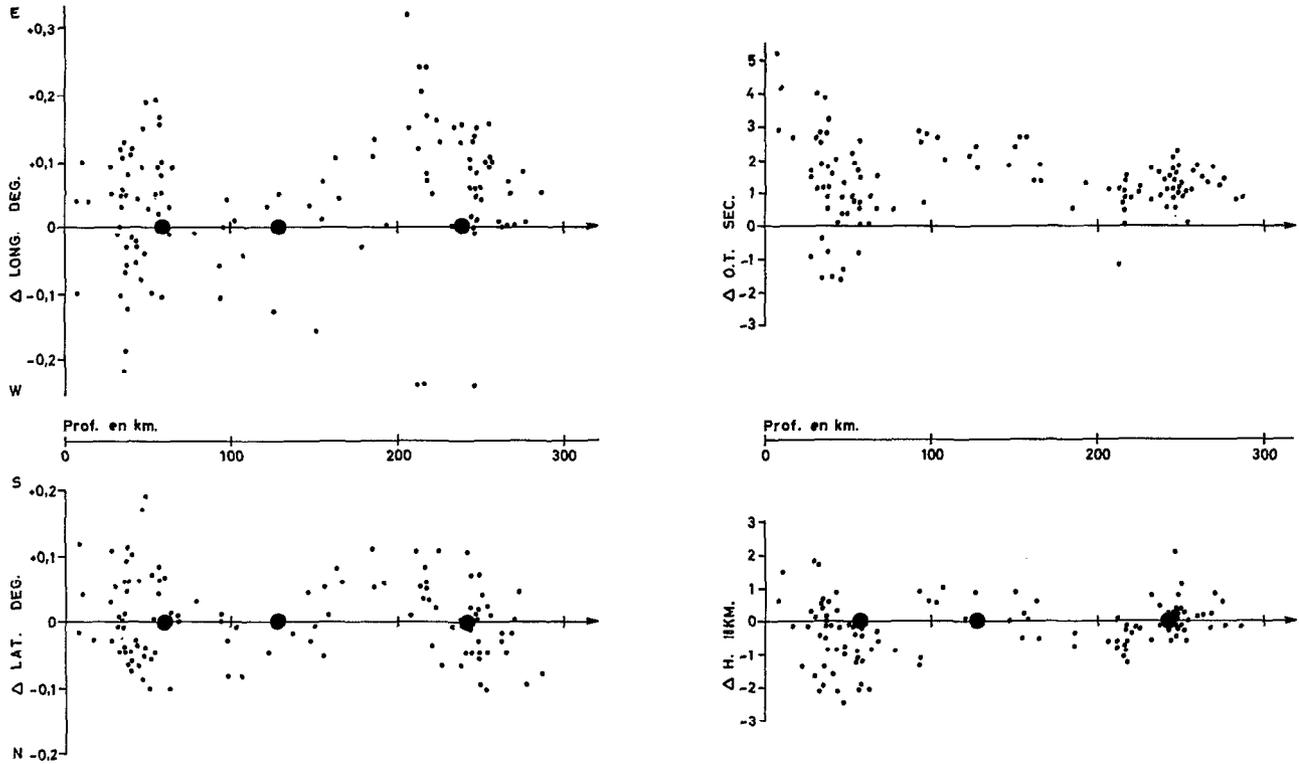


Fig. II-55 - Corrections JHD/ISC en fonction de la profondeur, des séismes fournis par l'ISC. Les événements sont tirés de PASCAL *et al.* (1978). Les graphiques représentent les écarts en longitude, latitude, temps origine et profondeur. Les pastilles noires en abscisses sont les événements de référence utilisés par le JHD. On remarquera qu'en longitude la valeur moyenne des corrections n'est pas nulle, que pour les autres paramètres, il y a organisation des corrections avec la profondeur quand elle est plus forte que 100 km et qu'il y a une discontinuité dans la correction ΔH aux profondeurs proches de 100 km quand on change d'évènement de référence.

modèles standards. En toute rigueur, les écarts ne permettent pas de dire lequel des deux systèmes de localisation est le meilleur. Cependant, dire que les erreurs de déterminations de l'ISC sont organisées avec la profondeur suppose des variations de vitesse cohérentes dans tout le milieu autour des Nouvelles-Hébrides alors que pour expliquer l'organisation des erreurs avec le JHD, la non-représentativité du modèle standard dans le plan de Benioff suffit car les corrections augmentent avec l'éloignement du séisme de référence. On peut remarquer aussi, sur la figure II-55, qu'il y a une discontinuité dans les corrections de profondeurs apportées par le JHD pour les séismes dont la profondeur du foyer se situe autour de 100 km. En effet, si le séisme de référence est superficiel $\Delta H = -10$ km et si la référence est le séisme intermédiaire $\Delta H = +10$ km. On remarque de plus, que pour les séismes du nord des Hébrides (Fig. II-56) les corrections sont de $+20$ km pour les foyers dont la profondeur est supérieure à 200 km. Dans les deux cas, le modèle standard nous semble en cause, car les différences de temps de parcours séismes stations (dT/dh) quand on fait varier la profondeur sont fonction de la vitesse dans le milieu proche du séisme qui est ici la zone de Benioff. Dans notre interprétation, autour de 250 km de profondeur la vitesse dans le milieu subducté est plus grande que celle prévue par le modèle d'HERRIN. De même, autour de 130 km la vitesse dans le milieu subducté est plus faible que celle prédite par les modèles.

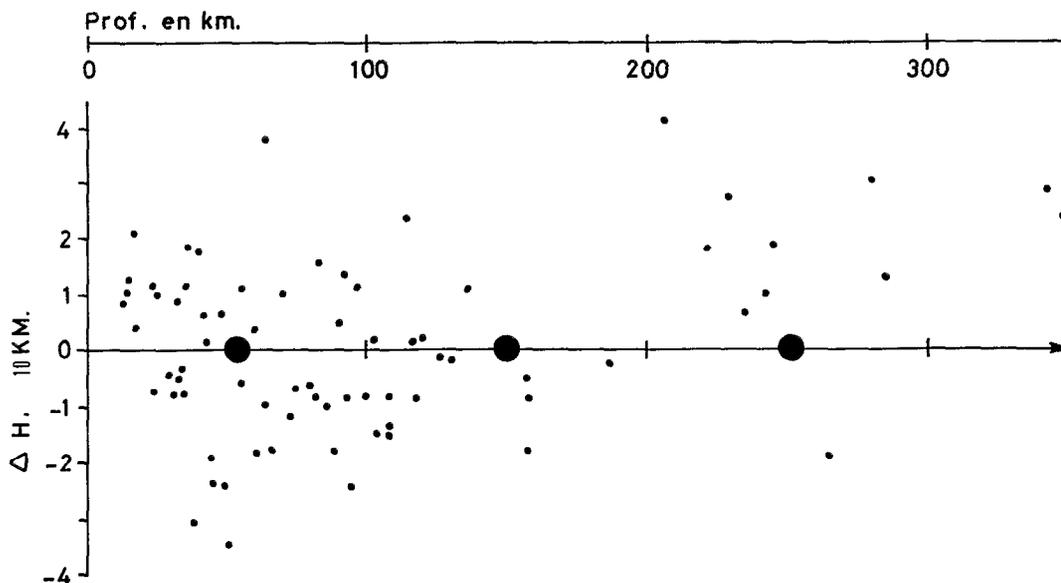


Fig. II-56 - Correction de profondeur JHD/ISC en fonction de la profondeur ISC pour les évènements tirés de PASCAL *et al.* (1978). Région A (Nord-Hébrides). A partir de 200 km on remarquera que le JHD déplace systématiquement les foyers vers le bas.

SISMICITÉ SUPERFICIELLE

Représentation géographique

La sismicité superficielle telle que montrée par les épicentres et corrélée avec la sismicité intermédiaire sur la figure II-57 se présente grossièrement comme un nuage de points qui recouvre de façon continue une bande de 80 km de large à l'est de la fosse. De part et d'autre de cette bande, des foyers épars tracent une sismicité en avant et en arrière de l'arc liée à des mouvements internes à la plaque Australienne et à la courbure de la plaque Pacifique. Le fait le plus marquant de la sismicité superficielle est qu'elle s'ordonne suivant le mouvement de subduction. Il n'y a pas sur la plaque Pacifique de direction induite obliquement à la direction de convergence par les foyers sismiques, de même, en avant de l'arc les foyers superficiels suivent l'axe de la fosse.

Excepté les mécanismes de chevauchement il n'y a pas de mécanismes focaux superficiels (PASCAL *et al.*, 1978) qui traduisent soit des mouvements cohérents au niveau de l'arc des Hébrides, soit des contraintes internes à une plaque que l'on pourrait corréler localement avec des structures visibles en surface. Cette remarque est importante pour la recherche de modèles rhéologiques décrivant la zone de subduction en surface. En avant de l'arc et par rapport à celui-ci, la plaque Australienne doit être considérée longitudinalement comme un tout car on ne peut mettre en évidence de foyers sismiques superficiels qui traduisent un découplage en avant de la limite des plaques Indo-australienne et Pacifique. Cette propriété est valable au niveau de la ride d'Entrecasteaux.

Une interprétation possible de la figure II-57 a été esquissée sur le schéma de la figure II-58. Dans cette interprétation, on postule que le phénomène le plus marquant à grande échelle est la courbure de la plaque Australienne qui, d'horizontale au niveau de la fosse, devient un peu plus loin (200 km),

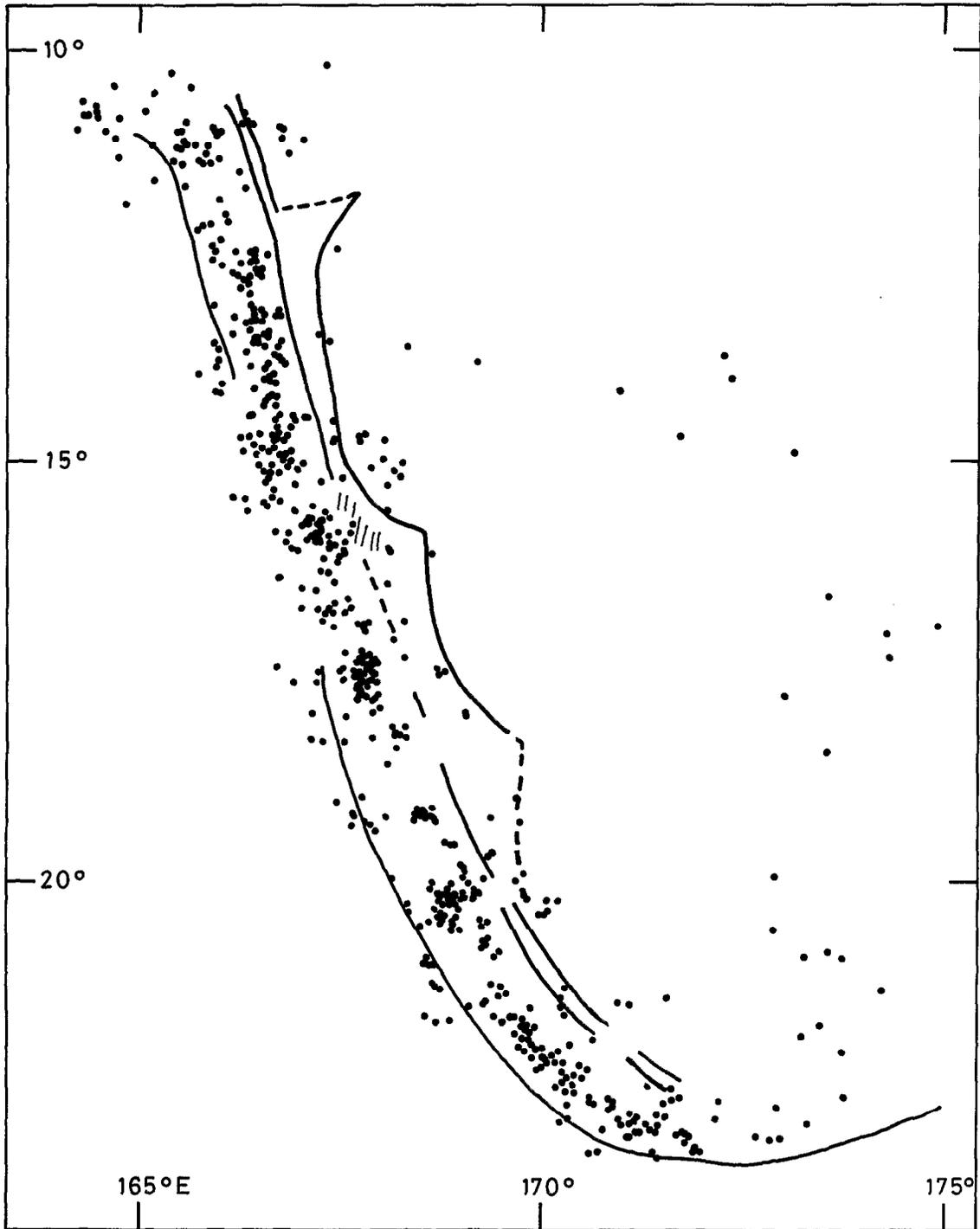


Fig. II-57 - Sismicité superficielle (ISC, nombre de stations égal ou supérieur à 50). On a représenté à l'ouest l'axe de la fosse, à l'est la trace en surface de l'extrémité du plan de Benioff, et au centre la trace de la ligne de niveau 130 km de ce plan.

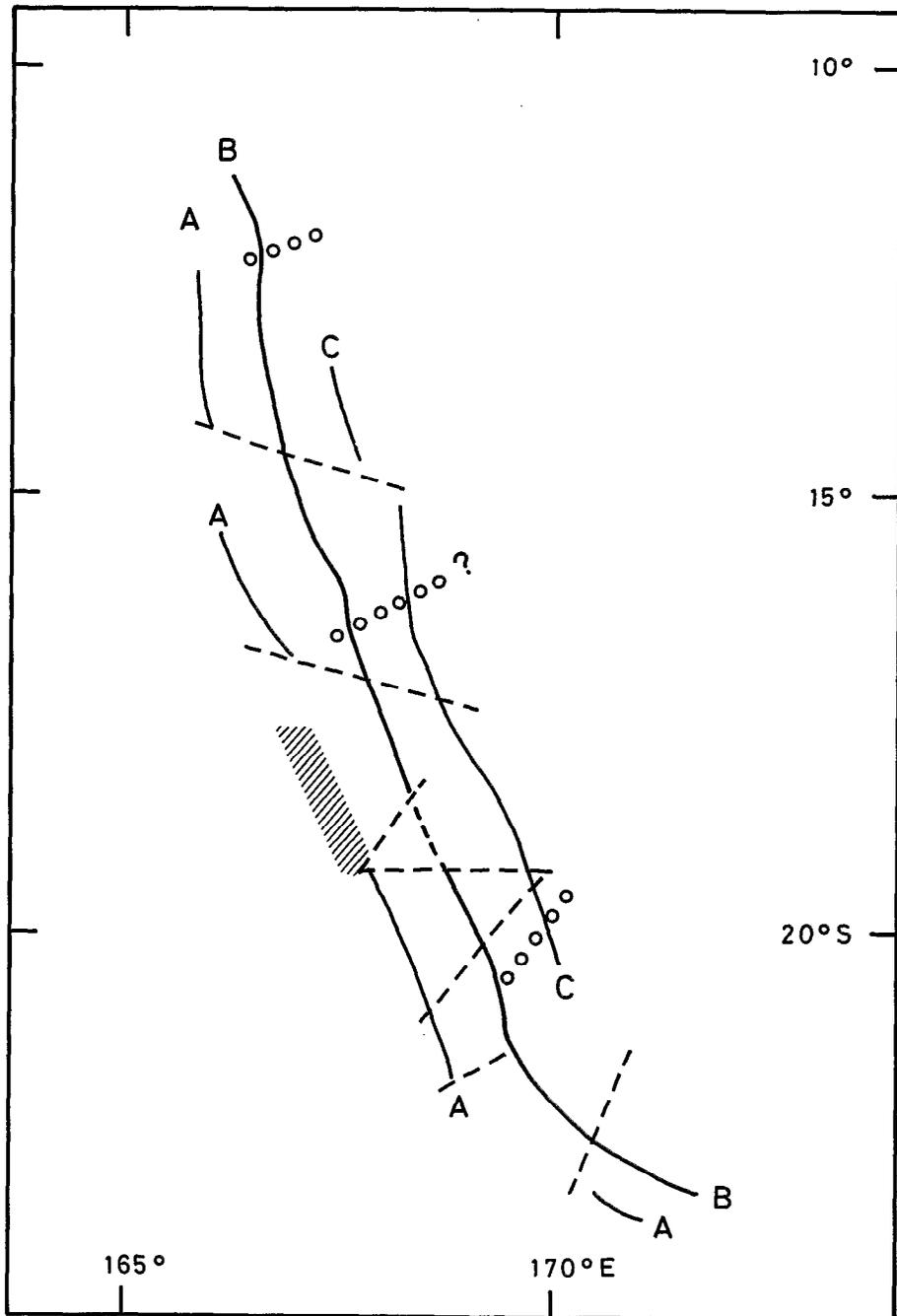


Fig. II-58 - Interprétation schématique de la sismicité superficielle. A : sismicité en avant de la fosse (les hachures caractérisent une zone de sismicité diffuse); B : sismicité sous l'arc; C : sismicité arrière arc ; ooo : discontinuités principales du plan de Benioff ; -- : principaux décrochements en surface.

proche de la verticale. On distinguera (Fig. II-58) quatre sismicités qui s'orienteront, par hypothèse, parallèlement à cette courbure ou perpendiculairement pour la dernière. La sismicité A, conséquence de la déformation de la plaque plongeante près de la fosse, la sismicité B, liée soit au contact entre les plaques, soit à la courbure de la plaque Pacifique qui est à l'endroit où elle est indiquée sur la figure II-58 la plus intense, la sismicité C traduisant des contraintes à 180 km à l'est de la fosse souvent liées à la présence d'un fossé d'effondrement, la quatrième sismicité est associée à des décrochements des lignes A, B et C. On remarque que la ligne A est la plus discontinue car la plus sensible aux décrochements obliques tandis que la ligne B se retrouve partout, excepté à 19° S où on peut noter un trou de sismicité peut-être lié au séisme de 1920 dont nous avons parlé en introduction. On notera que les perturbations les plus importantes sont de part et d'autre de la zone de fracture d'Entrecasteaux et au nord de l'île d'Anatom, là où la sismicité intermédiaire passe de 270 km à 180 km.

En conclusion, nous pourrions dire que la sismicité superficielle dérive plus de la subduction elle-même que de mécanismes de déformations intraplaques très localisées. Ces déformations semblent avoir pour origine les conditions initiales de la subduction et non des zones de faiblesse préexistantes dans la plaque Australienne. Tant que l'on ne pourra pas avoir un ensemble de séismes superficiels bien répartis sur tout l'arc, dont les mécanismes focaux et les profondeurs soient bien déterminés, toute étude sur la sismicité superficielle restera cantonnée dans les généralités, ou sur des détails faisant l'objet de réseaux temporaires.

Enregistrements de séismes superficiels sur le ZGP de Port-Vila

Sur les figures II-59 et II-60 nous avons reporté des enregistrements d'ondes P de séismes superficiels à la station verticale longue période de Port-Vila ($T_p = 15$ s ; $T_g = 60$ s : Amortissement très fort, bande passante constante entre 10 et 35 sec.). La figure II-59 présente des ondes P toujours émergentes même quand la magnitude du séisme devient forte. L'énergie des arrivées secondaires semble, par contre, augmenter avec la magnitude du séisme.

Nous voyons donc dans ce dernier fait une explication possible de la non-équivalence des lectures aux stations plus lointaines pour une onde P d'un fort et d'un faible séisme. Dans le cas d'un séisme de forte magnitude, les stations lointaines lisent la première arrivée. Quand la magnitude décroît, l'onde P se présente sous la forme d'un précurseur basse fréquence qui disparaît quand la magnitude devient faible (Fig. II-54). Les séismes que nous venons de mettre en évidence seront appelés par la suite "basse énergie" et nous les liions, vu la correspondance de quelques uns d'entre eux à des mécanismes de chevauchements, au glissement entre les plaques Pacifique et Australienne.

Sur la figure II-60 nous voyons que d'autres séismes superficiels, même de faible magnitude, sont enregistrés avec la même chaîne d'enregistrement par une onde P en forme d'impetus et, dès que la magnitude de la source augmente, l'onde P ne peut plus être suivie sur le papier photo. Ces séismes dont nous qualifierons la source de haute énergie, sont en arrière de l'arc et sur l'arc. Nous les associons à des mouvements intraplaques. En avant de la fosse, nous qualifierons les sources sismiques de moyenne énergie car sur l'enregistreur ZGP de Port-Vila, l'énergie, bien que contenue dans l'onde P, n'est pas très grande quoique la magnitude soit forte : $M_b = 5.7$ (Fig. II-60).

En résumé, nous pouvons dire que la composante ZGP de Port-Vila permet de mettre en évidence deux catégories principales de séismes superficiels : les séismes basse énergie que nous assimilerons aux mouvements relatifs des plaques et les séismes haute énergie traduisant des déformations à l'intérieur de celles-ci. Les séismes en avant de l'arc sont à part et semblent intermédiaires entre les deux catégories.

Séismes "basse énergie": modèle du cisaillement visqueux

L'existence de séismes superficiels basse énergie pourrait s'interpréter par le modèle du cisaillement visqueux (FLEITOUT, 1977).

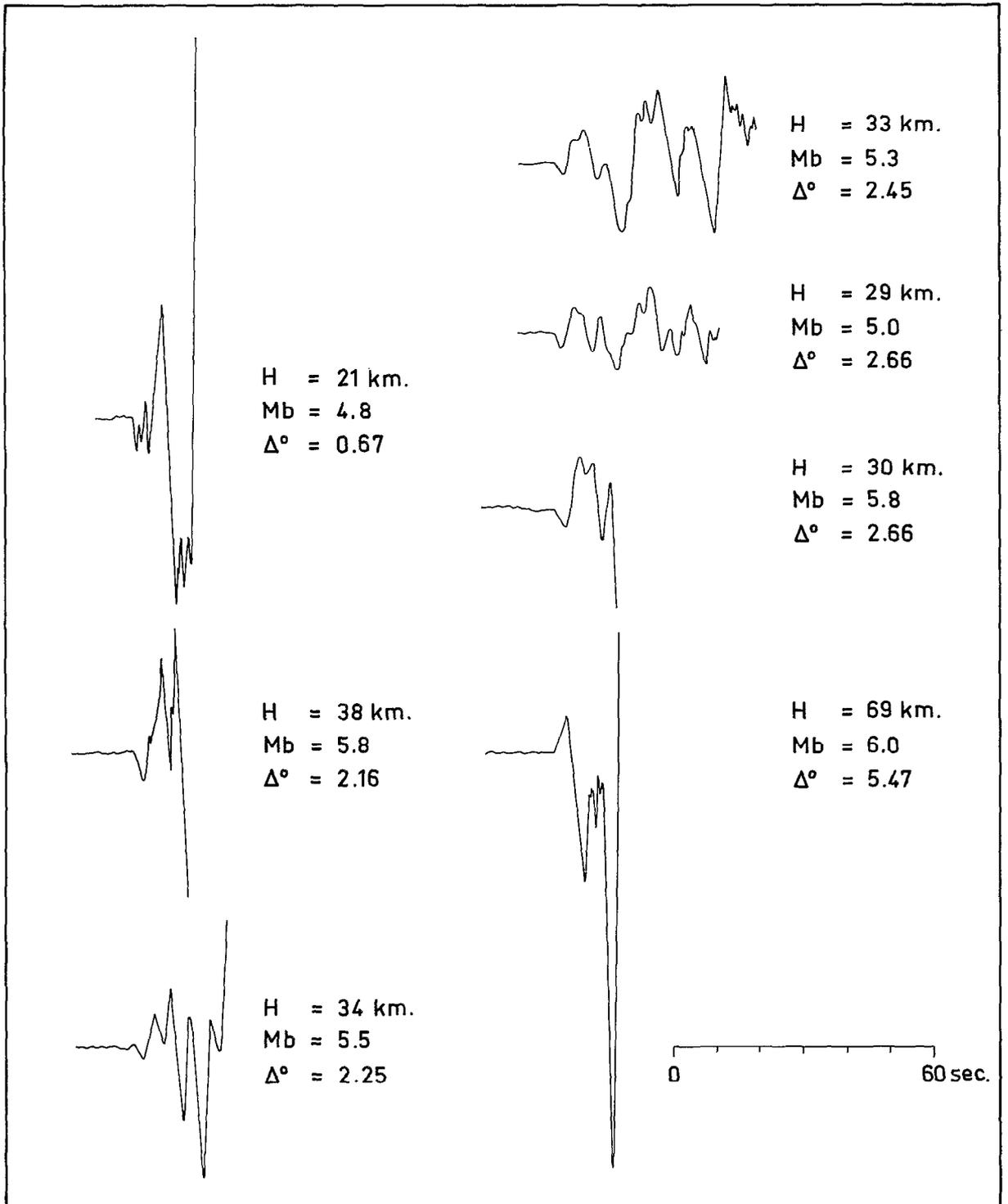


Fig. II-59 - Exemples d'enregistrements de séismes superficiels à la station ZGP de Port-Vila.

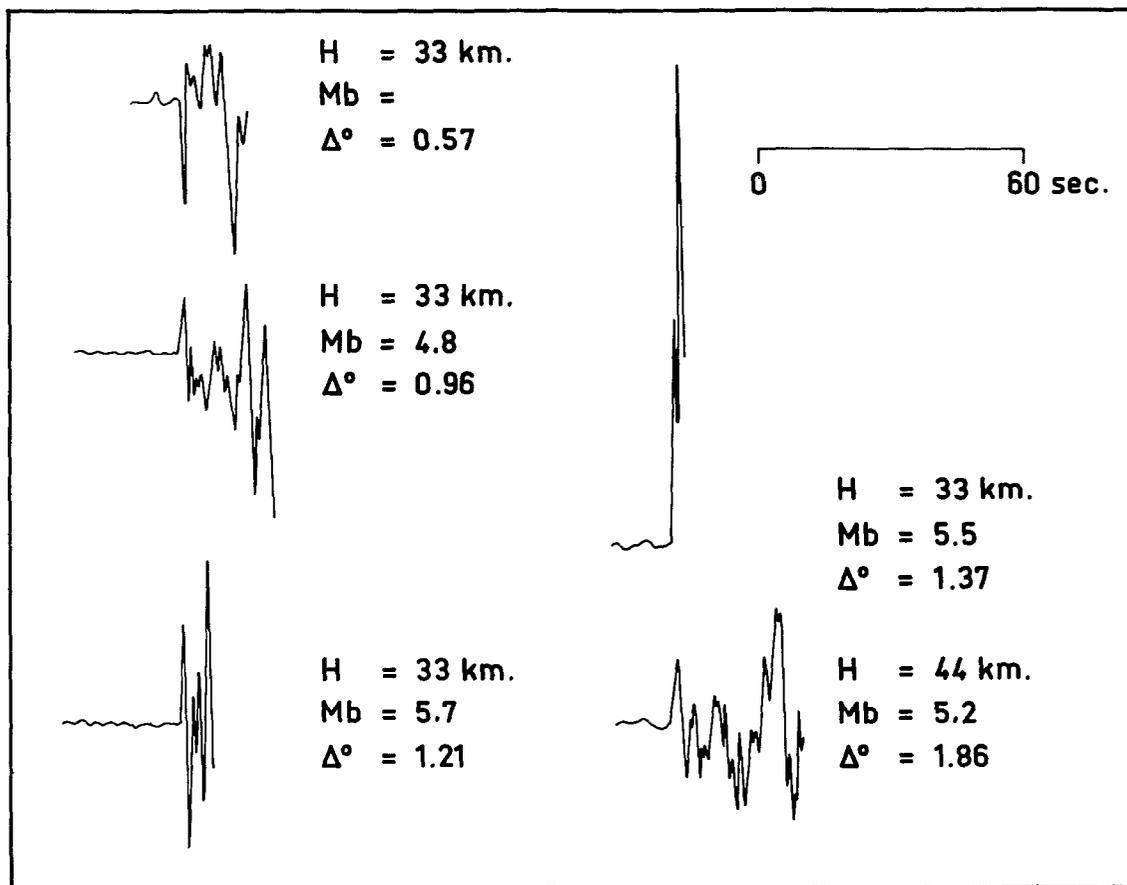


Fig. II-60 - Exemples d'enregistrements de séismes superficiels à la station ZGP de Port-Vila.

On suppose dans ce modèle qu'entre deux milieux en contact se déplaçant l'un par rapport à l'autre à une vitesse V , il existe une zone de transition où la vitesse des matériaux passe de 0 à V .

Dans ce modèle traité ici de façon purement qualitative, on assimile par hypothèse le sommet de la plaque plongeante à un demi-espace de rhéologie crustale, donc à viscosité faible, dans lequel toute la zone de transition se trouve. La plaque plongeante glisse alors sous la base de l'autre plaque supposée être un milieu formé de matériau à viscosité d'un ordre de grandeur plus élevé.

Dans ce modèle, la subduction s'effectuant par glissement visqueux ne donne, par définition, que des basses contraintes expliquant ainsi nos observations. Une importante conséquence est induite par ce modèle, le transfert de matériau de la plaque plongeante à la plaque chevauchante. En effet, si dans notre cas, la plaque Australienne plonge avec une vitesse V , la vitesse dans la partie supérieure de celle-ci passe de V à 0, une partie du matériau n'est donc pas entraînée dans le mouvement de subduction et il y a transfert de matière de la plaque Australienne à la plaque Pacifique. Ce phénomène peut expliquer l'accrétion dans l'arc et l'élargissement de celui-ci par apport constant de matériau de la plaque Australienne à la plaque Pacifique à une profondeur supérieure à 20 km. L'accrétion sera d'autant plus importante que la zone de transition est épaisse. L'épaisseur de cette zone est liée à la nature des matériaux de la partie supérieure de la plaque plongeante et aux conditions physiques existant aux contacts des plaques, par exemple la température et la pression qui peuvent être reliées au relief déjà existant sur l'arc lui-même. Dans le cadre du modèle du cisaillement visqueux, la surrection des îles Santo s'expliquerait par le fait que la ride d'Entrecasteaux est moins ductile en son sommet que le

matériau de la plaque Australienne environnante, la zone de transition est donc au contact des plaques plus épaisse entraînant un mouvement de surrection plus grand. Une condition nécessaire pour que le modèle du cisaillement visqueux tel que nous l'avons décrit soit représentatif est que le matériau ductile au sommet de la plaque subductée change de rhéologie quand il passe de la plaque Australienne à la plaque Pacifique. L'énergie dissipée au moment du séisme est-elle suffisante pour produire ce changement d'état de la matière ?

FLEITOUT (1977) conclut que le modèle du cisaillement visqueux, malgré ses imperfections, peut décrire la zone de glissement entre le manteau et la plaque plongeante ; nos observations quoique partielles tendraient à montrer qu'il peut, en étant aménagé, décrire aussi la zone de contact entre les plaques concernées par la convergence aux Nouvelles-Hébrides.

SISMICITÉ INTERMÉDIAIRE

Introduction

A l'échelle de tout l'arc, PASCAL *et al.* (1978) ont montré que la sismicité intermédiaire était plutôt en faveur de la continuité et de l'uniformité du phénomène de subduction qu'en faveur d'une histoire géodynamique complexe. Une fois la réalité du phénomène de subduction acceptée, il reste donc à explorer la possibilité de mettre en évidence des hétérogénéités à plus petite échelle dans la zone de Benioff.

Afin d'étudier sans a priori les variations possibles de la géométrie du plan de Benioff, nous avons d'abord reporté sur une carte les épacentres des séismes pour déterminer les lieux géographiques d'accumulation d'énergie sismique. Constatant que les foyers se répartissent par segments disjoints, les coupes transversales destinées à préciser la forme du plan de Benioff ont été tracées face aux principaux segments mis en évidence et non par des zones géographiques arbitrairement choisies en fonction des îles (Fig. II-61).

Coupes transversales

Le problème principal avant de tracer les coupes transversales sur une zone sismique intermédiaire est de choisir l'azimut de celles-ci. Les diverses lignes de niveau du plan de Benioff entre 16° S et 21° S dessinent en surface des directions perpendiculaires à l'azimut 70° E. Au nord de Santo, par contre, la situation est plus complexe : la ligne de niveau la plus continue (foyers à 200 km de profondeur) est d'abord perpendiculaire à l'azimut 80° E entre 14 et 12° S puis perpendiculaire à l'azimut 70° plus au nord. Comme cette même ligne de niveau semble se décomposer en plusieurs segments disjoints orientés perpendiculairement à une direction proche de 70° E, et par souci de continuité sur tout l'arc, nous avons choisi d'effectuer toutes les coupes de la zone de Benioff des Nouvelles-Hébrides en fonction d'un azimut proche de 70° E.

On retiendra de cette discussion que la géométrie du plan de Benioff est plus régulière au sud de l'île de Santo qu'au nord de celle-ci et que dans ces deux régions, le plan de Benioff n'a pas le même azimut.

Les différentes coupes orientées à 70° E (Fig. II-61) sur l'arc des Nouvelles-Hébrides et ayant pour référence deux droites pour les régions Nord et Sud-Santo sont représentées sur la figure II-62. Les deux coupes typiques sont BB' et HH'. Dans les deux cas, le pendage de l'extrémité du plan de Benioff est de 60°, valeur proche du pendage de la zone sismique intermédiaire des Kermadec. Le fait le plus remarquable caractérisant les coupes est qu'aux erreurs de localisation près, on peut toujours faire coïncider les coupes en décalant l'origine des distances horizontales. Il faut enlever les coupes proches de l'endroit où la ride d'Entrecasteaux interfère avec l'arc des Nouvelles-Hébrides et les coupes situées aux extrémités nord et sud (AA', JJ', DD', EE') de notre zone d'étude.

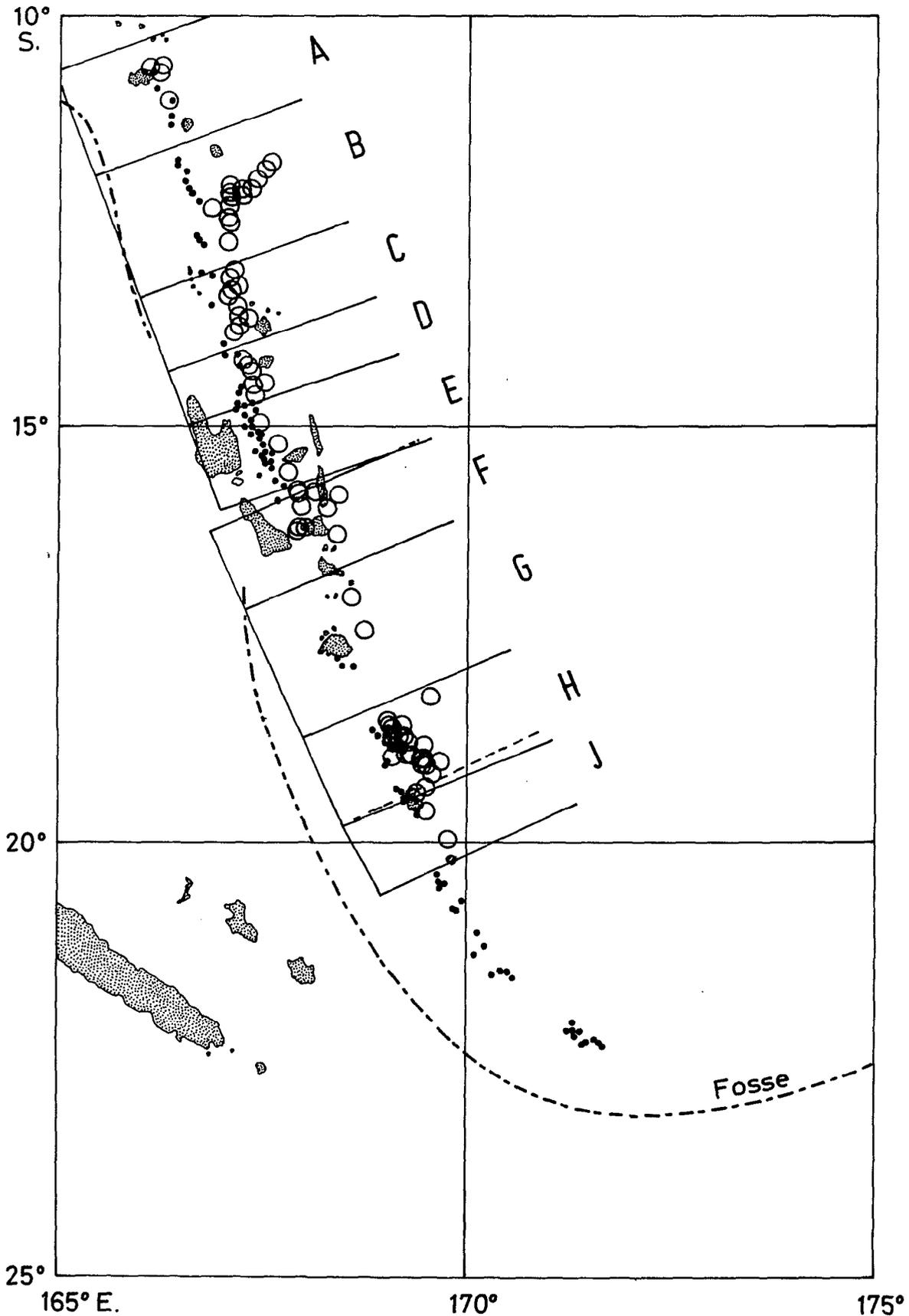


Fig. II-61 - Localisation des coupes. On a représenté les séismes intermédiaires par leur position géographique. Les points sont relatifs aux séismes compris entre 120 et 170 km de profondeur et les cercles aux séismes plus profonds que 170 km.

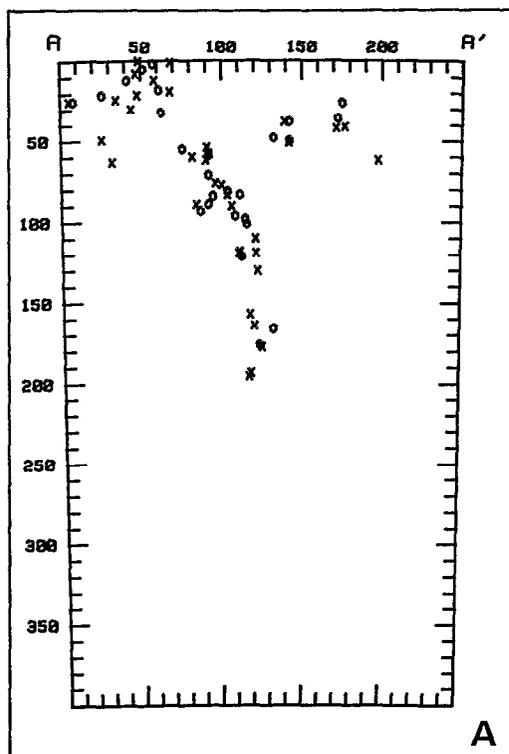


Fig. II-62 - A Coupe du plan de Benioff (voir localisation sur la Fig. II-61). Les séismes déterminés par plus de 100 stations sont représentés par des o, ceux déterminés par plus de 50 stations par des croix (x).

La forme moyenne de la zone de Benioff aux Nouvelles-Hébrides est représentée au centre de la figure II-63 ; le pendage entre 100 et 170 km est pratiquement vertical pour ensuite garder la valeur de 60° . Dans ce contexte, on peut se demander si la zone sismique représente réellement la forme du milieu subducté ou s'il y a variation de la position des séismes à l'intérieur de la lithosphère ayant plongé sous l'arc des Nouvelles-Hébrides. En se référant à l'arc des Tonga-Kermadec, arc insulaire où la distribution des séismes est monotone entre 100 et 400 km de profondeur, on peut répondre qu'aux Nouvelles-Hébrides il y a effectivement à 170 km de profondeur, changement du pendage de la lithosphère subductée car on ne voit pas pourquoi une variation de position des séismes intermédiaires des Nouvelles-Hébrides à l'intérieur de la lithosphère due probablement à l'augmentation de la pression et de la température, ne se retrouverait pas entre les niveaux 100 et 400 km aux Tonga-Kermadec où il y a aussi augmentation de la pression et de la température avec la profondeur. On peut objecter à cette remarque que les deux lithosphères subductées n'ont pas le même âge donc les mêmes propriétés, qu'il n'y a pas équivalence dans la répartition des contraintes compte tenu des longueurs de milieu subducté, ou dire que le calcul des épicentres est moins précis aux Tonga-Kermadec du fait d'une moins grande densité de stations locales. Aucun de ces arguments n'est décisif.

Si on admet le changement de pendage de la lithosphère subductée sous les Hébrides à la profondeur de 170 km, comment se comporte-t-il dynamiquement quand la subduction se poursuit ? Reste-t-il à la même profondeur ou accompagne-t-il la lithosphère dans son mouvement vers le bas ?

La discussion sur la représentativité du milieu subducté par la zone de Benioff ne débouche donc pas sur des conclusions certaines et la variation brutale de pendage à une profondeur donnée complique encore le problème. Une approche conservatrice consisterait à mettre en doute les localisations des séismes en s'appuyant par exemple sur une étude ayant pour sujet les séismes intermédiaires à l'aplomb des îles Tanna et Erromango et utilisant les données fournies par un réseau local. Cette étude, si elle ne met pas en évidence de variations de pendage, montre cependant que les déterminations ISC dans cette région sont fiables (COUDERT, 1980).

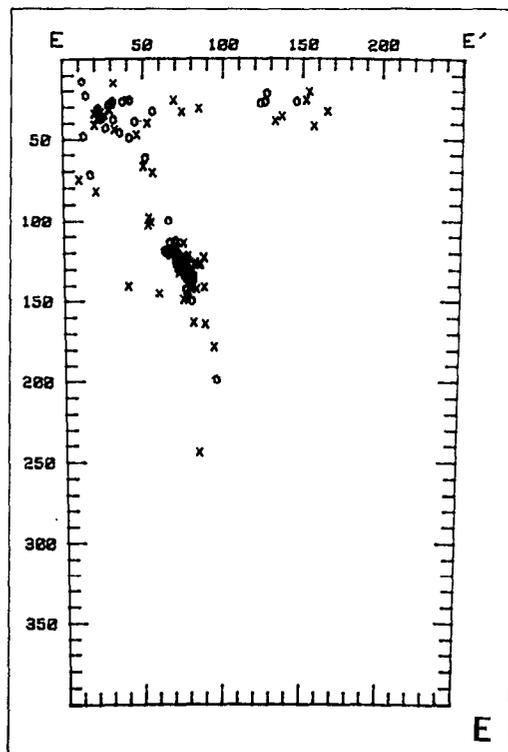
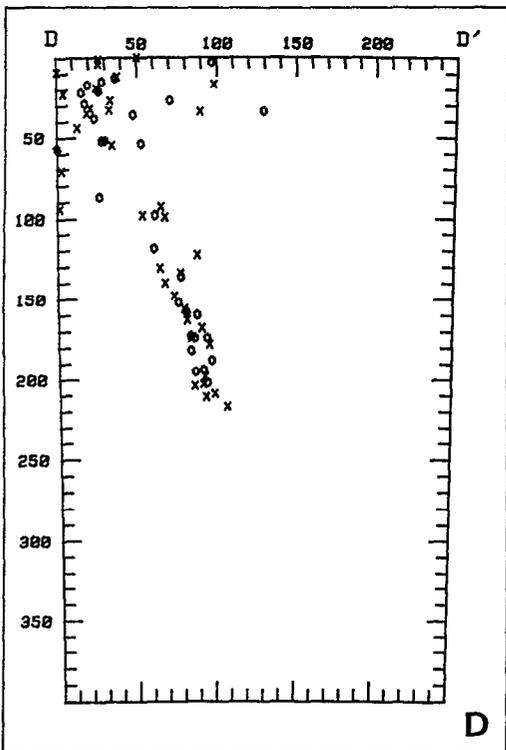
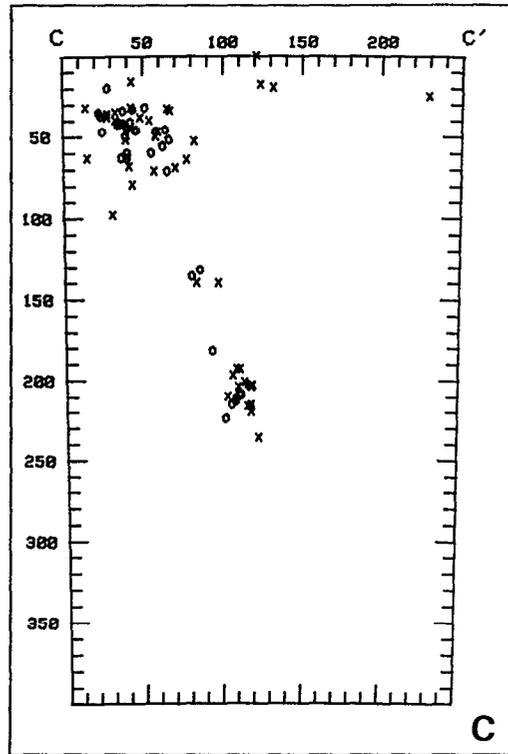
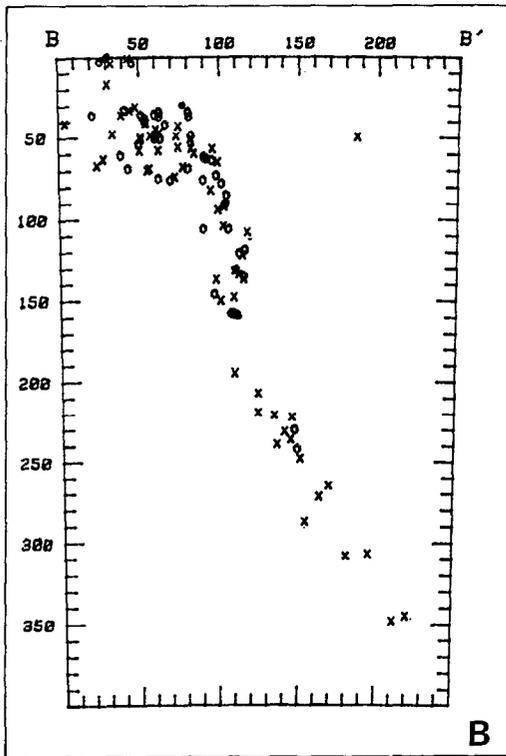


Fig. II-62 - B,C,D et E (voir légende Fig. II-62 A).

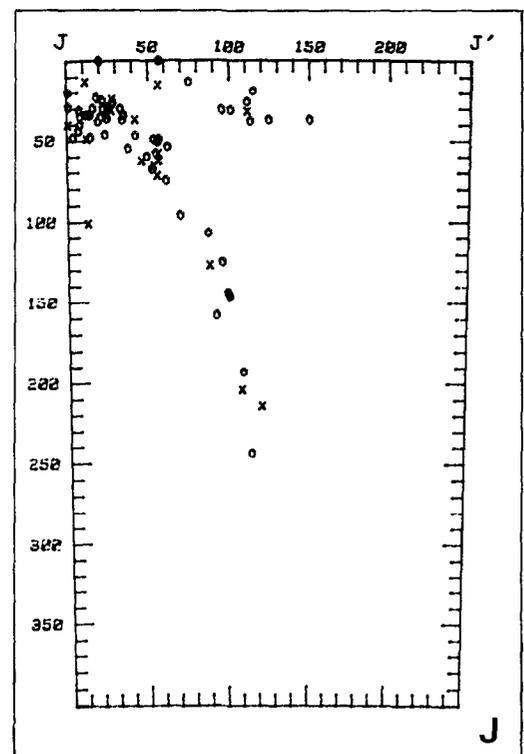
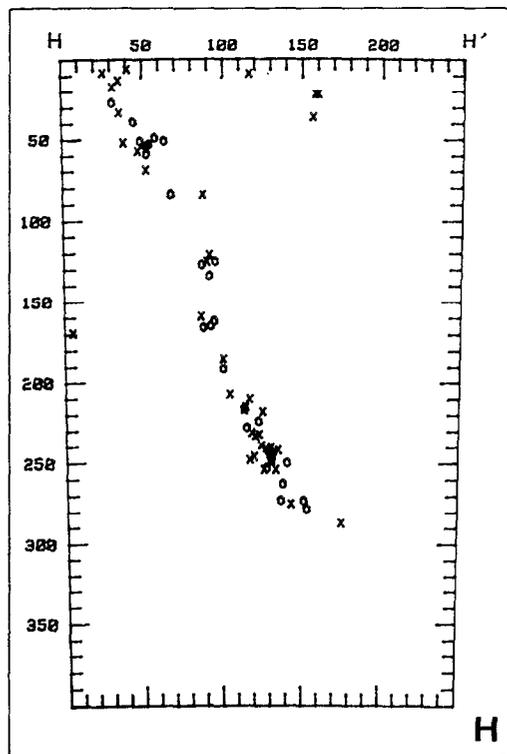
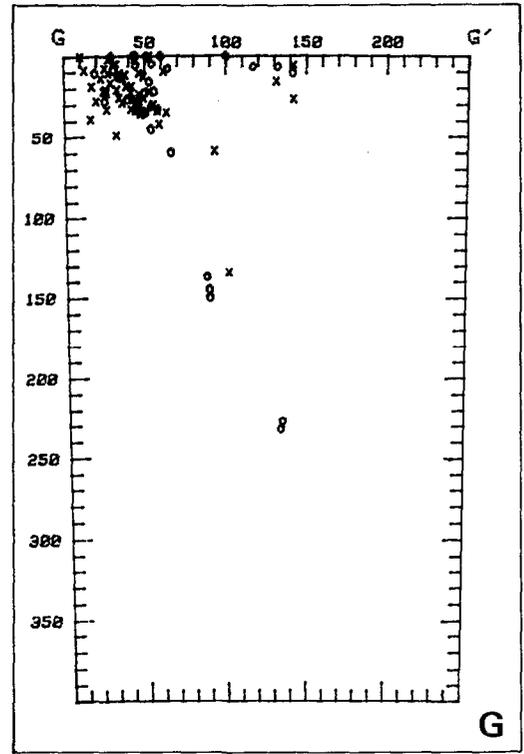
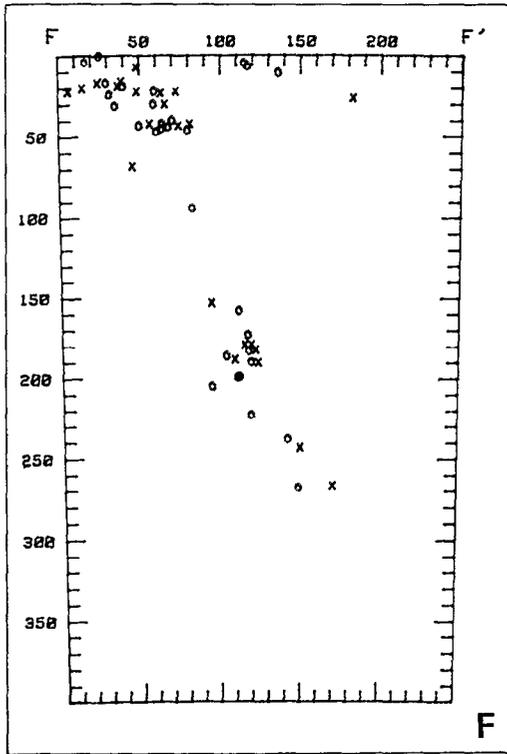


Fig. II-62 - F,G,H et J (voir légende Fig. II-62 A).

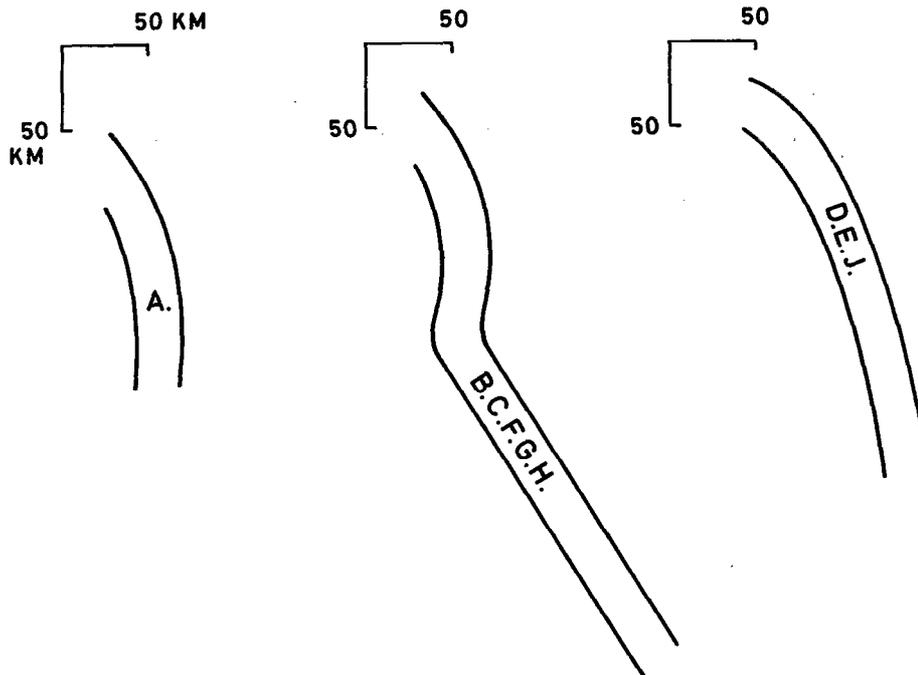


Fig. II-63 - Sections moyennes de la zone de Benioff. Si on déplace les frontières des coupes on peut passer d'une section moyenne à une autre. Il ne faut donc pas donner de l'importance aux identifications par des lettres. Il reste qu'il y a deux familles de coupe.

Le problème de l'identification du milieu subducté avec les séismes intermédiaires demeure. Une solution pourrait être trouvée si à partir de foyers intermédiaires on pouvait mettre en évidence des réflexions d'ondes sismiques sur les bords du milieu subducté, il faudrait pour cela bien connaître la structure de vitesse à l'intérieur de ce milieu et qu'il y ait des contrastes de vitesses suffisants pour que des réflexions d'ondes soient possibles.

Coupe longitudinale

Dans la coupe longitudinale qui est reportée sur la figure II-64 on a délimité l'extrémité de la zone sismique par des lignes agencées de façon simple, en privilégiant des discontinuités verticales. On divise alors la zone de Benioff en quatre régions. Celles-ci sont comprises entre les abscisses suivantes : 0-300 km, 300-800 km, 950-1250 km et 1250-1500 km. Le compartimentage serait purement formel et lié à la représentativité de la fenêtre d'observation, si les frontières que nous avons tracées ne pouvaient être reliées à d'autres observations. Or, l'abscisse 300 km correspond à la région de l'île Anatom précisément là où l'arc frontal disparaît et où le fossé arrière-arc change de direction ; les abscisses 800 et 950 km limitent la zone de fracture d'Entrecasteaux et l'abscisse 1250 km correspond à la limite sud des îles Santa Cruz, lieu où nous trouvons un rétrécissement de l'arc sur 100 km de long.

Les différences de longueur du plan de Benioff des Nouvelles-Hébrides même si réellement elles ne correspondent ni à la zone sismique telle qu'elle serait perçue sur un temps d'observations beaucoup plus grand (100 ans) ni à la lithosphère océanique subductée, méritent donc que l'on s'y arrête vu leurs correspondances avec des traits morphologiques de surface.

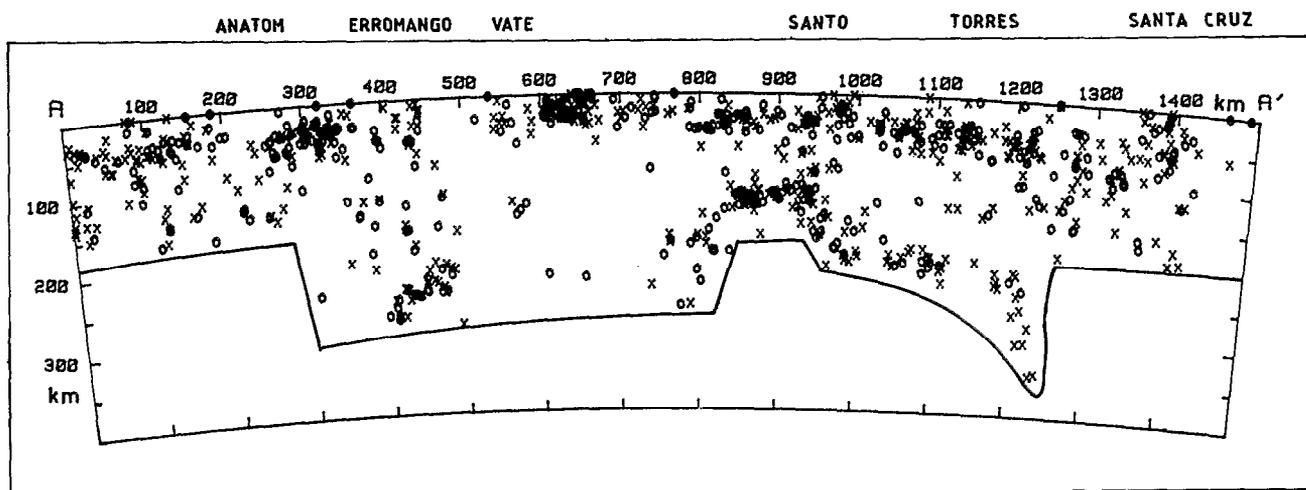


Fig. II-64 - Coupe longitudinale de la zone de Benioff des Nouvelles-Hébrides. Les symboles sont les mêmes que ceux utilisés sur les coupes de la figure II-62.

Une interprétation forte des zones sismiques intermédiaires données par les bulletins est représentée en perspective sur la figure II-65. Le milieu subducté n'apparaît pas simple et en postulant que la vitesse de subduction a été constante (de l'ordre de 10 cm/an) on pourrait reconstituer l'histoire géodynamique des Hébrides comme ceci : le mécanisme de convergence des plaques Australienne et Pacifique paraît avoir commencé vers 12° S il y a 4 millions d'années pour s'étendre vers le sud, la direction de convergence était à ce moment est-ouest. Indépendamment de cette subduction, une autre zone de convergence où le mouvement relatif était 70° E a été initiée entre 16° et 20° S. Il y a deux millions d'années, les deux zones de convergences se sont raccordées et il y a eu extension brutale du mécanisme de subduction vers le nord et le sud.

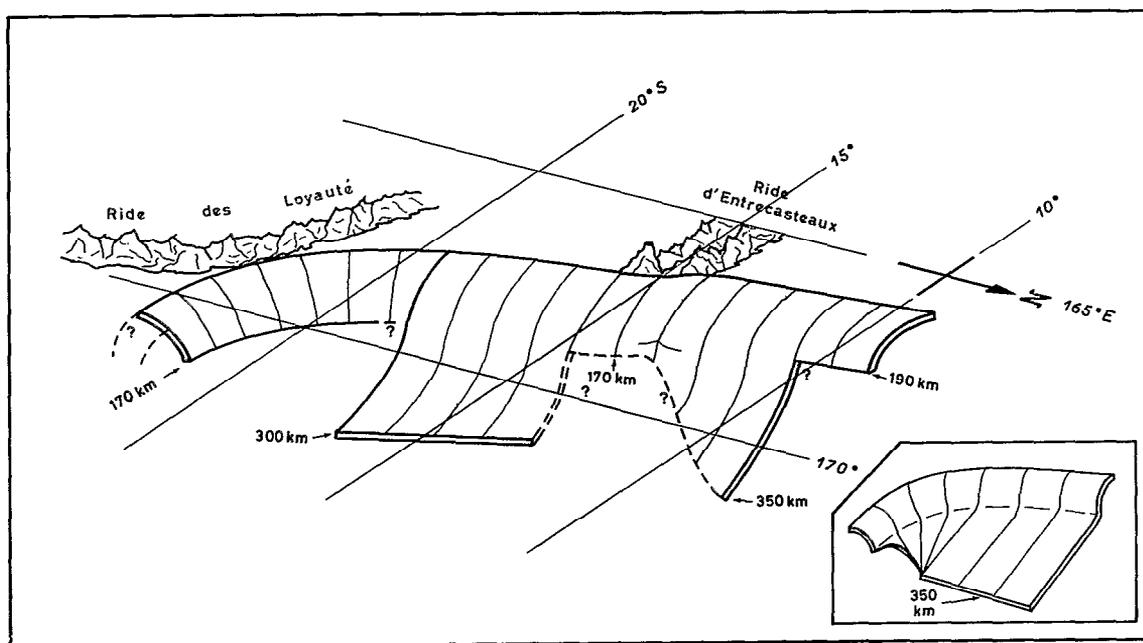


Fig. II-65 - Représentation schématique en perspective de la plaque plongeante sous les Nouvelles-Hébrides. La plaque a été assimilée à la zone de Benioff. En bas à droite, est représentée la lithosphère plongeante dans le cas le plus simple.

Ce scénario très spéculatif repose sur des données trop fragiles pour avoir une valeur scientifique, mais il peut servir de direction de recherche pour orienter dans le futur la collecte de données. Il serait intéressant d'installer des réseaux temporaires de stations sismiques sur les îles Santa Cruz et d'avoir une carte bathymétrique plus précise de la région arrière-arc afin de pouvoir vérifier l'hypothèse d'extension vers le nord du mécanisme de subduction. La zone de Benioff paraissant rectiligne, l'investigation serait a priori plus simple dans le nord des Hébrides que dans le sud, la partie méridionale de l'arc des Nouvelles-Hébrides ayant en effet déjà réagi à l'arrivée de la ride des Loyauté.

En bas à droite de la figure II-65 nous avons représenté le milieu subducté dans sa configuration la plus simple. Malgré la sécurité qu'apporte cette simplicité, nous ne pensons pas que l'on puisse alors expliquer aisément la répartition de la sismicité intermédiaire telle qu'on la voit à partir d'un milieu subducté à géométrie régulière.

La répartition des foyers intermédiaires sur le plan de Benioff (Fig. II-64) ne semble pas, en effet, totalement aléatoire. A l'abscisse 450 km par exemple, les séismes dessinent à 250 km de profondeur une ligne orientée à 45° et entre les abscisses 800 et 1100 km une forte concentration de foyers trace une figure linéaire continue d'abord verticale, puis horizontale au niveau à 140 km de profondeur pour descendre à 200 km et y rester entre les abscisses 850 et 1100 km. Il est trop tôt pour parler de concentration privilégiée de contraintes car les limites du milieu subducté restent à être définies avec plus de certitude.

On peut remarquer que les séismes superficiels sont à une profondeur minimale proche de 0 au niveau de Vaté (600 km) et descendent légèrement quand on gagne les extrémités du plan de Benioff. Nous avons là un effet apporté par l'implantation du réseau local permanent aux Nouvelles-Hébrides dont les stations sont sur notre figure aux abscisses à 600 et à 850 km. Plus on s'éloigne vers le nord ou vers le sud du réseau, plus les temps d'arrivée sont perçus avec retard et les bulletins ont alors tendance à majorer la profondeur pour compenser le retard observé dans les temps de propagation des ondes P.

A partir des foyers sismiques intermédiaires dont nous disposons, une représentation complexe du milieu subducté soulève autant de problèmes qu'une représentation simple. De ce fait, on ne peut pas affirmer que l'histoire géodynamique de l'arc a été uniforme en s'abritant derrière la représentation de la zone de Benioff. On pourrait peut-être dire que l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides est suffisamment récent pour que la sismicité intermédiaire traduise la complexité de l'initiation du mécanisme de la subduction. L'arc est alors en train de se rapprocher d'un état d'équilibre qui n'est pas encore atteint. Une autre direction de recherche pourrait être la possibilité pour le milieu subducté de s'allonger en se rétrécissant comme la lithosphère continentale de part et d'autre des dorsales qui, avant que l'expansion se crée, s'étirent en s'amincissant. Adaptée aux Nouvelles-Hébrides, cette hypothèse pourrait expliquer des différences de longueur du plan de Benioff. La portion de lithosphère contenant la zone de fracture d'Entrecasteaux serait alors l'endroit de l'arc des Hébrides où la lithosphère est la moins susceptible d'étirement. Nous ne pensons pas que cette hypothèse puisse expliquer elle seule les observations aux Nouvelles-Hébrides car les différences de longueur sont trop importantes.

Enregistrements de séismes intermédiaires sur la station longue période verticale de Port-Vila

Des exemples de sismogrammes provenant de séismes intermédiaires des Nouvelles-Hébrides sont présentés sur la figure II-66. On remarque qu'excepté le séisme où $H = 145$ km ; $\Delta = 1^{\circ}53$, l'onde P est concentrée sur quelques secondes et l'onde S dont l'énergie est plus diffuse a toujours un début en impetus. La durée du signal P est quasi invariante par rapport à la magnitude et à la profondeur du foyer et l'amplitude augmente peu avec l'énergie à la source déduite de la magnitude fournie par l'ISC.

Une interprétation simple de ce phénomène pourrait être la forte vitesse de propagation de la rupture dans le milieu subducté quand il y a un séisme à une profondeur supérieure à 100 km. En effet, si le mouvement particulière dans le milieu est supérieur à la vitesse de propagation des ondes P, il se forme une onde conique dont la direction du front d'onde varie avec la vitesse de la matière dans le

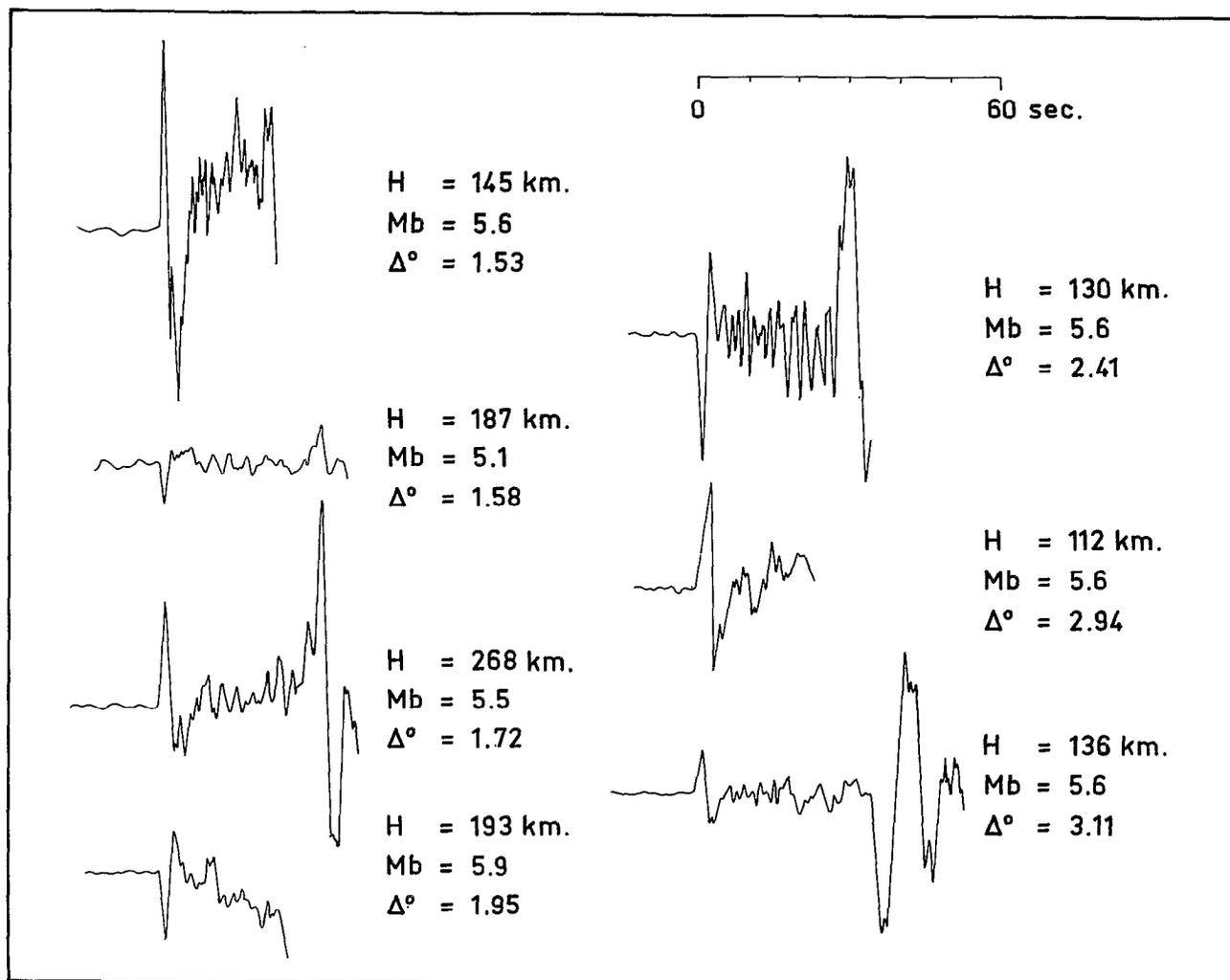


Fig. II-66 - Exemples d'enregistrements de séismes intermédiaires à la station longue période verticale (ZGP) de Port-Vila. La magnitude, la profondeur et la distance proviennent des bulletins ISC.

milieu entourant le séisme. L'énergie contenue dans l'onde conique est fonction du volume en mouvement. Même si l'interprétation faite : "les séismes intermédiaires sont caractérisés par des sources à vitesse rapide", est incorrecte, il reste qu'à la station de Port-Vila, les séismes intermédiaires ont, sur l'enregistrement longue période, une signature particulière variant peu avec la magnitude, la profondeur du foyer et la distance épacentrale. Cette signature est très différente de celle de la plupart des séismes superficiels (Fig. II-67).

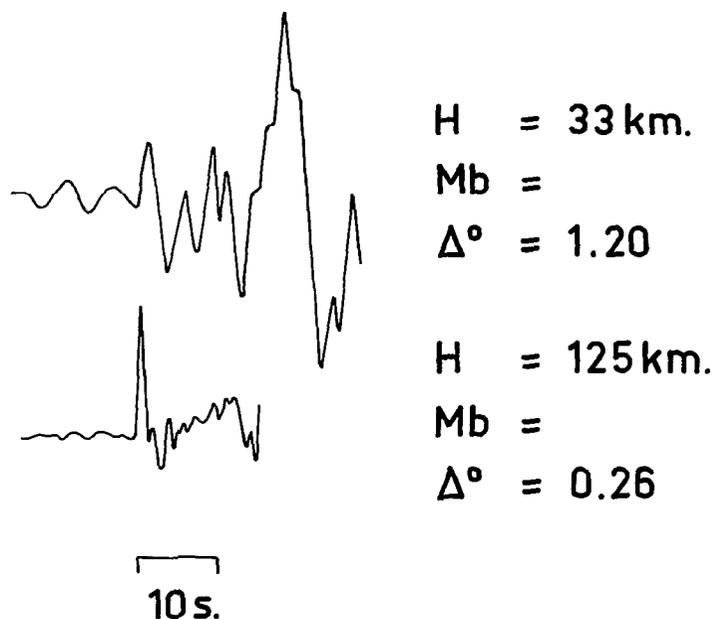


Fig. II-67 - Enregistrements à la station ZGP de Port-Vila de séismes superficiel ($H = 33 \text{ km}$) et intermédiaire ($H = 125 \text{ km}$) proches. Les longueurs de trajet suivi par les deux ondes P sont voisines. La différence des signatures est caractéristique.

PROPRIÉTÉS GÉNÉRALES DU MILIEU SUBDUCTÉ SOUS LES NOUVELLES-HÉBRIDES

Atténuation

Une propriété bien admise d'un milieu lithosphérique ayant plongé dans l'asthénosphère est qu'il atténue les ondes sismiques beaucoup moins que le milieu environnant. BARAZANGI *et al.* (1973) ont montré que cette propriété était vérifiée, si on comparait les propagations d'ondes P et S sur l'arc des Nouvelles-Hébrides et sur le plateau Nord-Fidjien. DUBOIS (1971) signalait par contre que le long de l'arc des Hébrides, la propagation des ondes sismiques se faisait avec atténuation si les foyers étaient compris entre 0 et 150 km.

Une relecture des enregistrements nous a montré que le milieu subducté sous les Nouvelles-Hébrides est un bon conducteur pour les ondes sismiques provenant de foyers intermédiaires excepté dans la partie centrale de l'arc. Un évènement intermédiaire sous ou au nord de l'île Santo sera atténué sur le sismogramme courtes périodes de Port-Vila (Fig. II-68a) alors qu'un séisme intermédiaire d'Erromango sera enregistré par des ondes hautes fréquences (4 Hz) à la station de Port-Vila (Fig. II-68b) et 1 Hz à la station de Luganville à Santo.

Une autre hétérogénéité longitudinale possible du milieu subducté ou de l'asthénosphère environnante peut apparaître sur la figure II-69. On a représenté pour un même séisme la différence entre les profondeurs calculées par les temps d'arrivée des ondes P et pP en fonction de la position des séismes le long de l'arc des Hébrides. Les différences sont négatives (ondes pP rapides) au nord de 16°S et au sud de 19°S , alors qu'elles sont proches de zéro au centre de l'arc à l'endroit précis où il y a peu d'activité sismique intermédiaire.

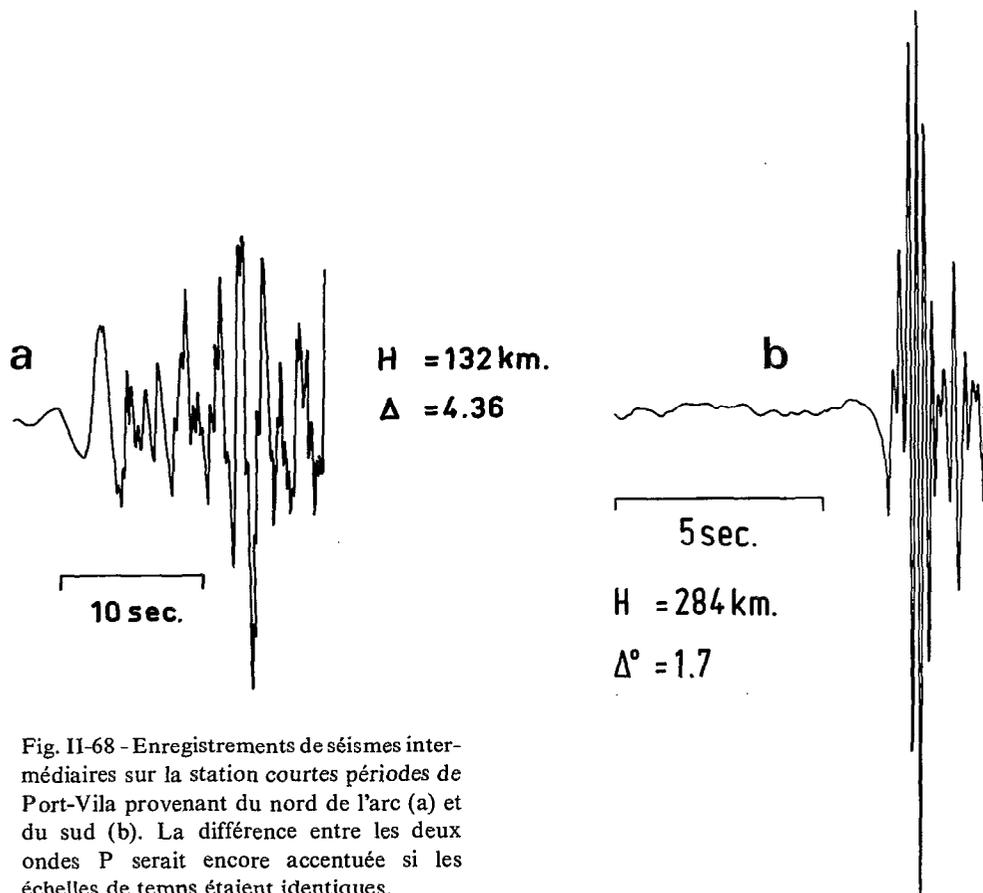


Fig. II-68 - Enregistrements de séismes intermédiaires sur la station courtes périodes de Port-Vila provenant du nord de l'arc (a) et du sud (b). La différence entre les deux ondes P serait encore accentuée si les échelles de temps étaient identiques.

Il y a plusieurs interprétations possibles :

- Discontinuité du milieu subducté entre 15° S et $17^{\circ}8$ S.
- Structure particulière de la vitesse des ondes P dans le milieu subducté sous la partie centrale provenant du matériau contenu dans la lithosphère australienne ou due à un état spécifique des contraintes (il y a dans cette zone une activité sismique intermédiaire faible).

Contribution à la détermination de la structure de vitesse à l'intérieur du milieu subducté

Propriété à grande échelle

Le fait que le milieu subducté sous les Nouvelles-Hébrides soit caractérisé par une vitesse de propagation des ondes de volume supérieure à celle donnée par les tables est généralement admis. PASCAL *et al.* (1973) en utilisant les séismes profonds du nord-est de l'arc et une méthode de "ray tracing" proposent un modèle où la vitesse des ondes P serait en moyenne dans le milieu subducté de 6 % supérieure à celle de l'asthénosphère environnante. On peut remarquer cependant que si l'on regarde les bulletins, la vitesse des ondes P le long de l'arc, telle que l'on peut la déduire des séismes locaux, est voisine de celle décrite par le modèle de JEFFREYS-BULLEN. On peut, en effet, constater sur la figure II-70 que pour des foyers des Hébrides compris entre 200 et 250 km, les O—C à la station de Port-Vila sont de l'ordre de — 1 seconde quelle que soit la distance. Si la vitesse des ondes sismiques dans la lithosphère était grande, l'O—C devrait devenir de plus en plus négatif avec la distance. Nous pouvons donc constater que la courbe de propagation des ondes P ayant effectué un trajet le long de l'arc n'est pas en faveur d'une lithosphère subductée où la vitesse des ondes de volume est spécialement élevée.

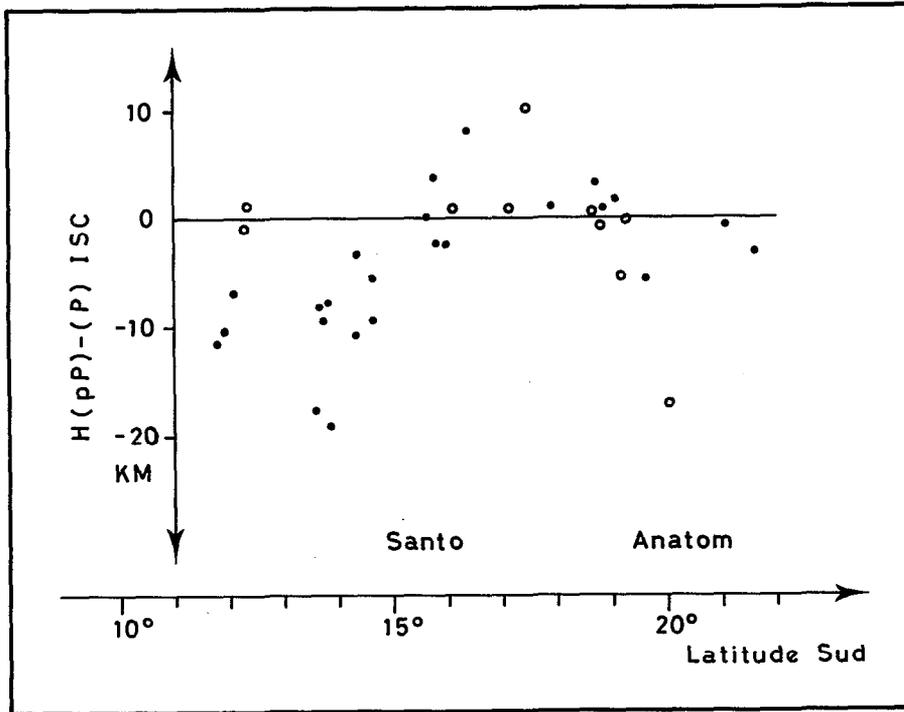


Fig. II-69 - Différence des profondeurs calculées pour un même évènement par les ondes P et pP en fonction de la latitude de l'épicentre qui est considérée ici comme la coordonnée longitudinale. Les points représentent des évènements compris entre les profondeurs 150 et 220 km, les cercles sont pour des foyers dont la profondeur est supérieure à 220 km.

$h = 201 - 250$ km

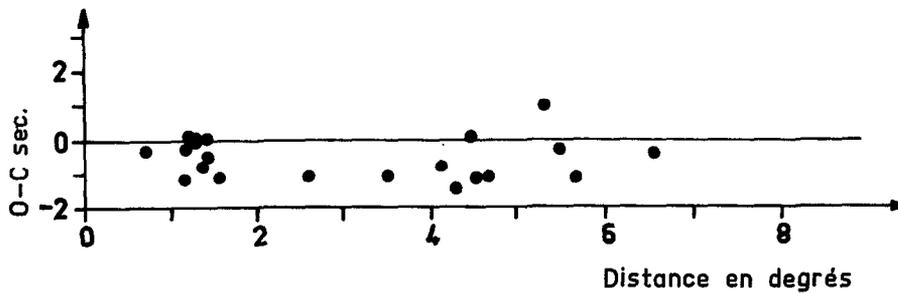


Fig. II-70 - O—C en fonction de la distance à la station de Port-Vila pour des séismes intermédiaires compris entre 200 et 250 km déterminés par plus de 100 stations.

Résultats apportés par un réseau local

En 1975, un réseau de capteurs courtes périodes a été installé sur l'île de Santo. Cette île dont la bordure ouest se situe sur la ligne géographique où d'habitude on trouve la fosse, fournit une bonne opportunité d'étudier des trajets de rais qui partant d'un séisme intermédiaire, remontent la lithosphère Indo-australienne. Les enregistrements reportés sur la figure II-71 ont été obtenus pour un même séisme intermédiaire, en quatre stations situées sur l'île de Santo. On peut voir sur la figure II-71 que plus on se rapproche de la fosse, plus un précurseur se détache de l'arrivée principale d'énergie. Cette observation s'interprète par l'existence dans la lithosphère ayant plongé sous l'île Santo de deux couches de vitesse très différentes. Toute étude quantitative est rendue non crédible car l'hypocentre est déterminé avec trop peu de stations. Cependant un calcul très simple basé sur la figure II-71 nous apprend que l'avance de 3 secondes à la station de Wusy nécessite que l'épicentre soit au-dessus mais proche de la couche à haute vitesse et que si la vitesse de propagation des ondes P dans la couche est de

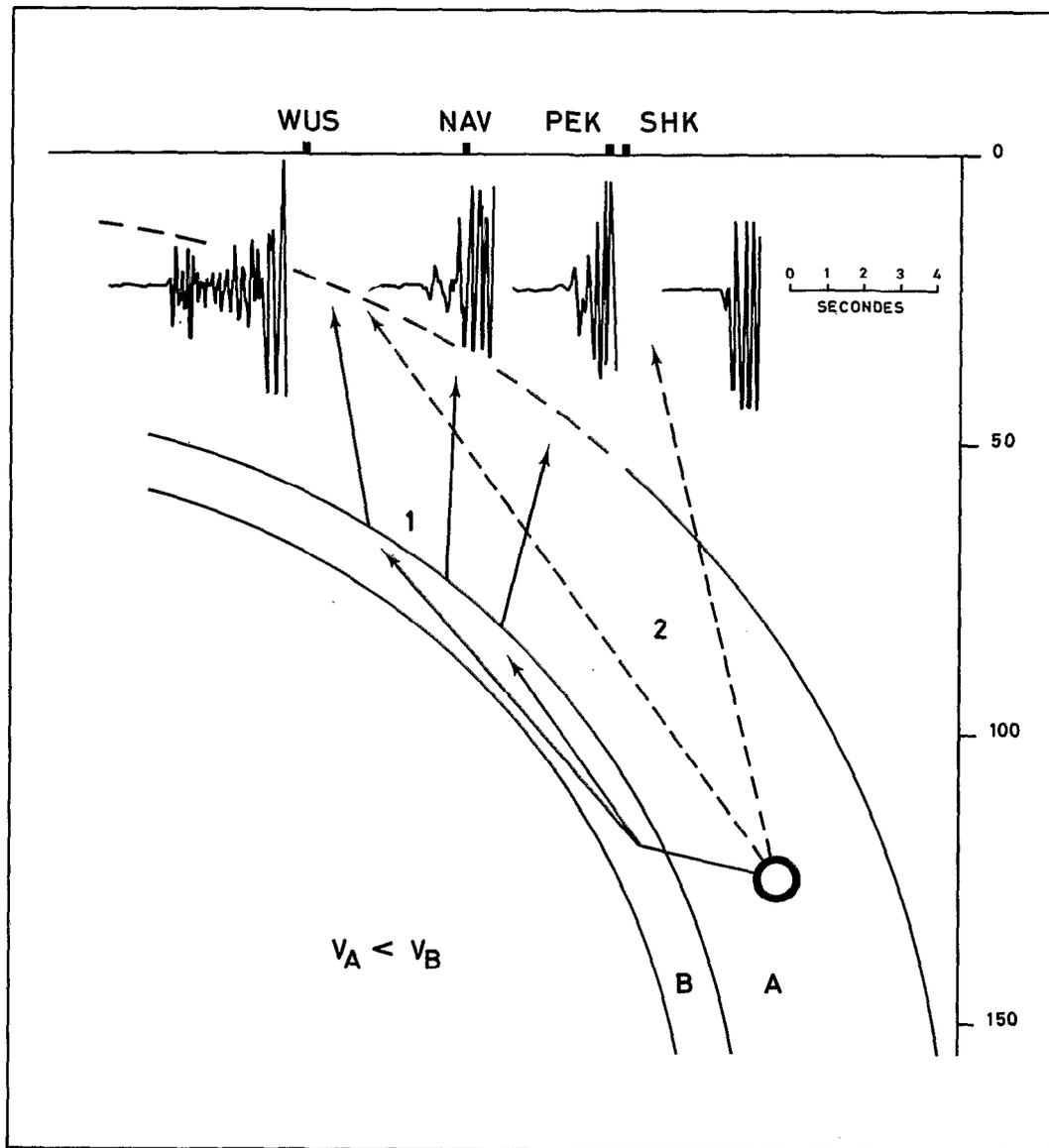


Fig. II-71 - Enregistrement d'un séisme intermédiaire proche sur un réseau local de stations courtes périodes, situé sur l'île Santo. Les épaisseurs des couches ont été choisies pour donner de la clarté au dessin, elles n'ont pas de signification géophysique.

7,5 km/s, elle doit être de 8,5 km/s dans la couche inférieure. Pour rendre cette interprétation compatible avec ce qui est au paragraphe précédent, il faut admettre que la couche inférieure est anisotrope. La vitesse des ondes de volume est grande dans le sens du plongement et plus faible dans le sens transverse. On retrouve ainsi le résultat de PASCAL *et al.* (1973) car les trajets suivis par les rais provenant de séismes profonds arrivent aux stations locales en suivant la lithosphère subductée dans le sens de la grande vitesse.

Enregistrements de séismes superficiels le long de l'arc

Les temps d'arrivée à la station de Port-Vila d'ondes sismiques provenant de séismes superficiels répartis le long de l'arc ont été reportés en fonction de la distance sur la figure II-72. La vitesse de réduction étant de 14 secondes par degré (7,9 km/sec.) on s'aperçoit qu'au-delà de 2 degrés de distance, la vitesse apparente devient très faible (7,5 km/s). Cette observation jointe à la forte atténuation du signal pour ces distances (Fig. II-73) s'explique bien par l'existence d'une zone d'ombre dont l'origine se situerait dans une très forte inversion de vitesse au contact des plaques. La partie supérieure du milieu subducté correspondant à la croûte qui existait avant la subduction jouerait le rôle de ce milieu à basse vitesse. Bien que l'existence d'un milieu au sommet de la lithosphère subductée où la vitesse des

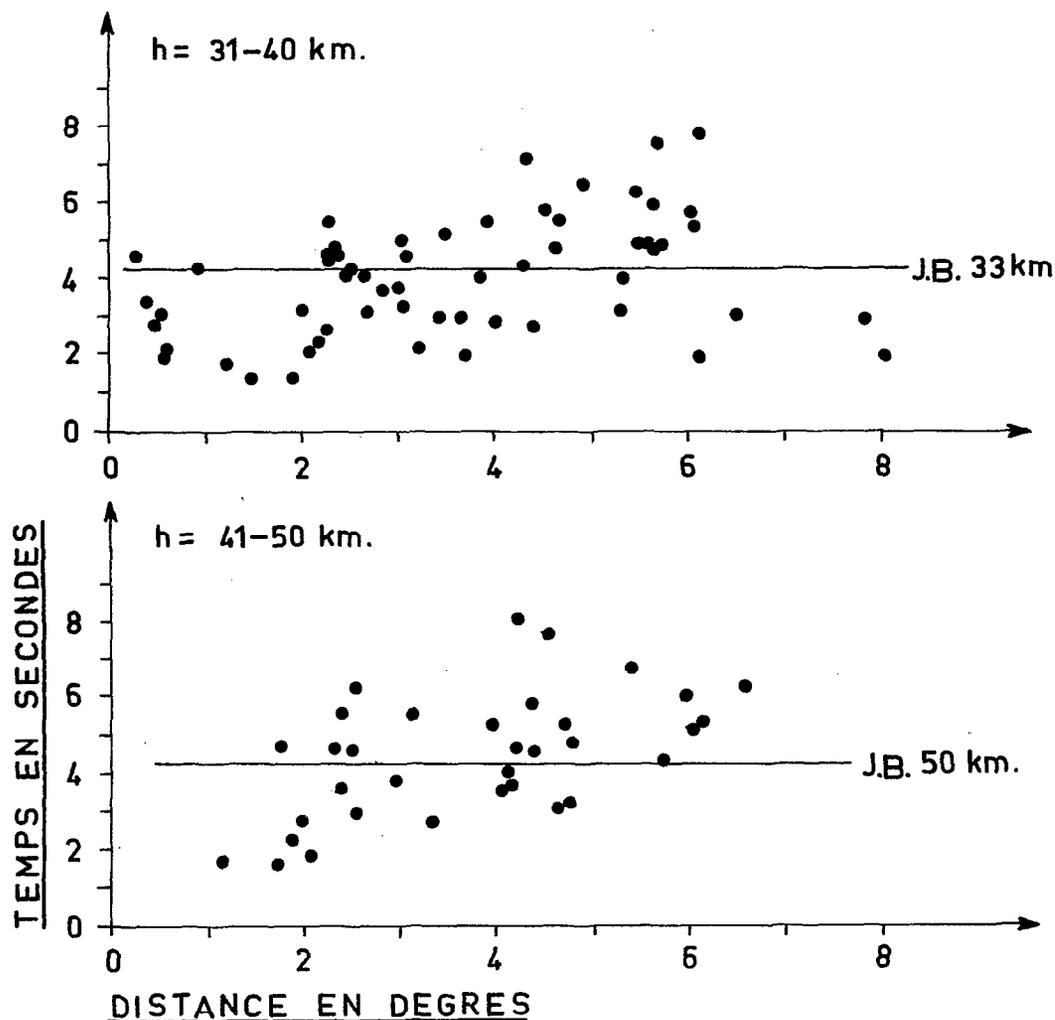


Fig. II-72 - Hodochrones à la station de Port-Vila pour des séismes superficiels situés le long de l'arc des Nouvelles-Hébrides. La vitesse de réduction est de 7,9 km/s.

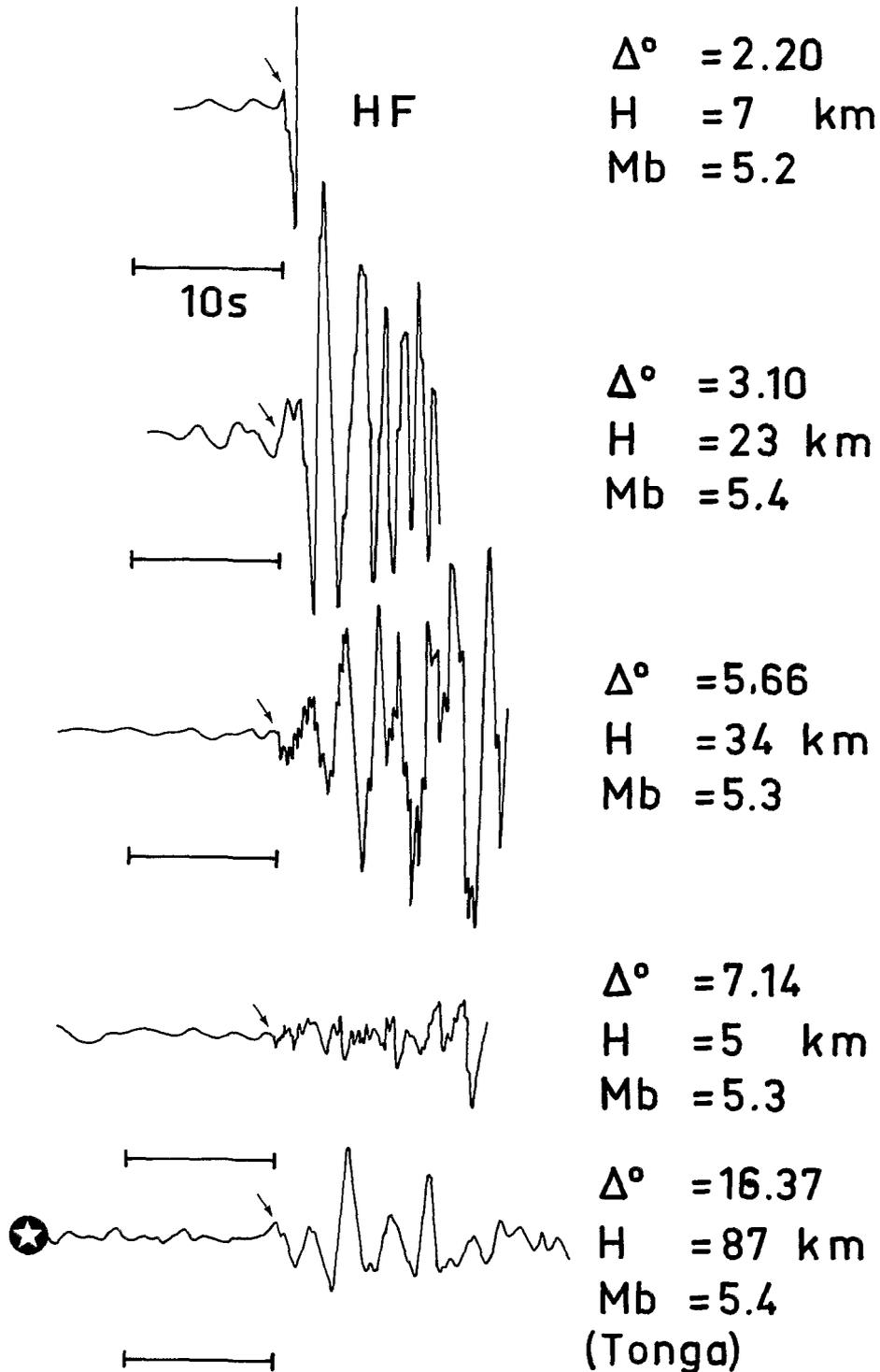


Fig. II-73 - Enregistrements à la station courtes périodes de Port-Vila de séismes situés au nord de celle-ci. L'enregistrement marqué d'une étoile représente une onde P provenant du séisme des Tonga. Cette onde a voyagé sous le bassin de Lau et sous le plateau Nord-Fidjien. Les fréquences dominantes Hébrides et Tonga sont comparables. Il est probable que les sismogrammes des séismes superficiels des Hébrides contiennent principalement des ondes guidées.

ondes sismiques est faible soit du domaine de l'interprétation, il est par contre certain que le manteau supérieur sous les Nouvelles-Hébrides ne se comporte pas comme un milieu où la vitesse augmente progressivement avec la profondeur. Les modèles de lithosphère subductée sous les Nouvelles-Hébrides où la vitesse des ondes sismiques est uniformément grande par rapport au milieu environnant, ne sont donc pas vérifiés pour des profondeurs comprises entre 30 et 15 km. Les travaux portant sur la structure de l'asthénosphère autour de l'arc des Hébrides doivent, pour être fiables, explorer les effets de source apportés par le milieu subducté qui sont loin d'être négligeables surtout si on a recours à des foyers échelonnés entre la surface et 300 km de profondeur.

Ondes réfléchies enregistrées en arrière de l'arc, trajet Hébrides-Fidji

FROLICH *et al.* (1977) rapportent que les stations sismologiques situées sur les îles Fidji enregistrent, quand l'évènement est un séisme intermédiaire des Nouvelles-Hébrides, deux ondes P séparées par 8 secondes, la seconde arrivée étant dans la plupart des cas, plus énergétique que la première. Les auteurs attribuent ce fait à la transition Olivine-Spinelle qui agit comme un puissant réfracteur à une profondeur de 375 km. Nous proposons une autre interprétation reposant sur l'identification de la seconde arrivée avec une phase réfléchie sur la couche anisotropique à la base du milieu subducté sous les Hébrides. Pour un foyer localisé à 150 km de profondeur, les 8 secondes séparant les deux phases représentent une différence de trajet de 70 km en distance épacentrale. Ceci implique que les séismes considérés sont dans la partie supérieure du milieu subducté et que celui-ci a une vitesse faible (de l'ordre de 8 km/s). Une variante possible de cette interprétation est de dire que la seconde arrivée n'est pas réfléchie mais réfractée par la couche anisotropique ; dans ce cas-ci, la position de la zone à haute vitesse est peut-être dans un endroit quelconque du milieu subducté bien que sous une couche à plus basse vitesse.

L'interprétation de FROLICH *et al.* (1977) et la nôtre sont montrées sur la figure II-74. Les points épacentraux à notre avis indiquent plus de parallélisme des hodochrones (Fig. II-75) pour chaque phase que la forme d'une courbe de propagation donnée par une brusque augmentation de la vitesse à la profondeur de 375 km. Les figures II-74 et II-75 démontrent surtout combien sont délicates les interprétations que l'on peut faire sur le mode de propagation des ondes secondaires quand la distance sur laquelle on possède une courbe de propagation est faible.

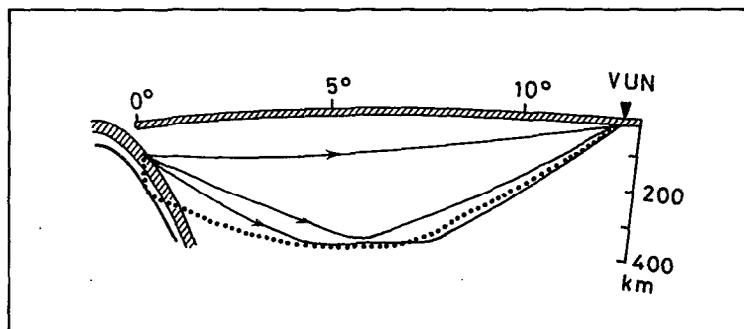


Fig. II-74 - Trajets possibles entre un foyer intermédiaire des Hébrides et une station fidjienne d'après FROLICH *et al.* (1977) : trait plein. Le pointillé indique, dans notre interprétation, le trajet suivi par la seconde arrivée d'énergie réfléchie ou réfractée par une couche à haute vitesse.

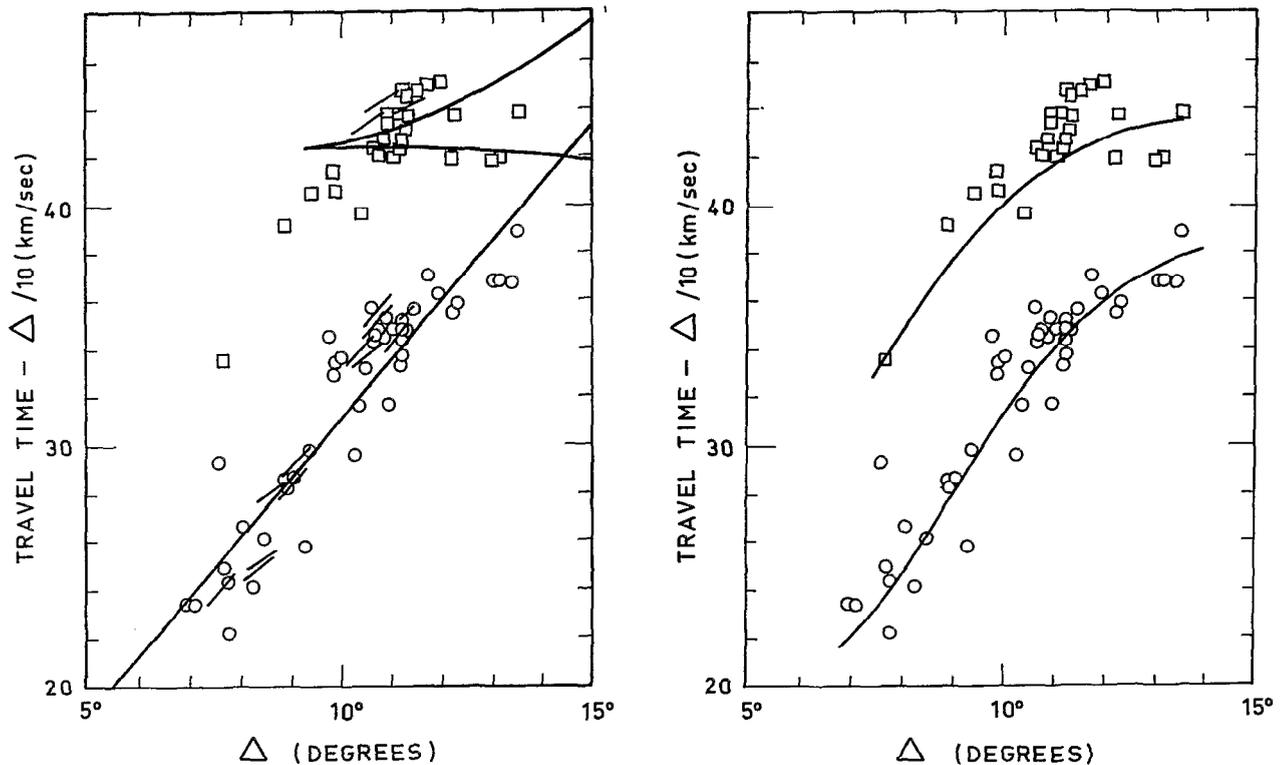


Fig. II-75 - Hodochrones des séismes intermédiaires des Nouvelles-Hébrides à la station VUN. A gauche, interprétation de FROLICH *et al.* (1977) ; à droite nouvelle interprétation à partir des mêmes données expérimentales.

SUBDUCTION DE LA RIDE D'ENTRECASTEAUX

CHUNG et KANAMORI (1978 a et b) ont effectué la dernière en date des études de sismologie sur la subduction de la zone de fracture d'Entrecasteaux en partant principalement de l'étude du mécanisme focal, du signal à la source et du moment sismique provenant du séisme intermédiaire du 19 janvier 1969, $H = 107$ km ; $14^{\circ} 89$ S- $167^{\circ} 22$ E. Le plan de faille à l'origine de ce séisme est vertical et dans le prolongement de la bordure nord de la zone de fracture d'Entrecasteaux ; le mouvement relatif correspond à un affaissement du compartiment contenant la ride. PASCAL (1974) et PASCAL *et al.* (1978) parlant du même séisme disent que la faille mise en évidence par l'analyse du mécanisme focal est la manifestation la plus nette du prolongement de la zone de fracture d'Entrecasteaux et que le séisme étant à 110 km de profondeur, il y a effectivement subduction de la ride, processus en plein accord avec les mécanismes focaux de séismes superficiels. La conclusion de PASCAL *et al.* (1978) est donc que le mécanisme de subduction est à peu près constant (fairly uniform) le long de l'arc et que l'existence des îles Santo et Malekula provient de la subduction actuelle d'un fait topographique.

CHUNG et KANAMORI (1978 a et b), outre le mécanisme focal du séisme du 19 janvier 1969, utilisent 21 mécanismes supplémentaires provenant de séismes superficiels et intermédiaires dont la latitude est comprise entre 14° et 16° Sud. Les remarques de ces auteurs sont basées d'abord sur le postulat que la ride d'Entrecasteaux est un relief compensé gravimétriquement (donc une zone qui sera subductée avec plus de difficultés que le milieu océanique environnant) et sur la continuité du plan de Benioff de l'arc des Hébrides. Ces auteurs pensent, au vu d'un mécanisme focal de foyer superficiel inverse par

rapport à deux mécanismes provenant de séismes intermédiaires situés à la même latitude, que la subduction au niveau de la ride d'Entrecasteaux se fait par à-coups successifs. Chaque saut pouvant donner des mouvements relatifs inverses des précédents.

Les auteurs sont obligés d'introduire des mouvements différentiels pour surmonter la contradiction entre le sens des mouvements de découplage du plan de Benioff déduits des mécanismes focaux et celui inverse que l'on déduirait de la "flottabilité" liée à la ride.

La littérature la plus récente ne donne donc pas d'explication complète sur le processus d'interaction de la ride d'Entrecasteaux avec l'arc insulaire des Hébrides. La flottabilité liée habituellement aux rides asismiques peut expliquer la surrection des îles Santo et Malekula mais pas la subduction qui semble être normale au milieu de l'arc, ni les mécanismes focaux de découplage du plan de Benioff. D'autre part, on notera que les plus grosses crises sismiques superficielles (1965-1973) de l'arc des Nouvelles-Hébrides ont été enregistrées en face de la ride d'Entrecasteaux, ce qui est en contradiction avec les observations de KELLEHER et MAC CANN (1976) qui trouvent que les lieux géographiques où les rides asismiques rencontrent les zones de convergence sont moins sujets aux séismes superficiels de grande ampleur. La notion de flottabilité ne semble donc pas s'appliquer actuellement à la ride d'Entrecasteaux. Face à ces incertitudes, la sismologie, si elle n'apporte pas de réponse sur les détails du mode de subduction de la ride d'Entrecasteaux, peut préciser les grands traits de celle-ci.

Le plan de Benioff, dans sa totalité, est-il continu entre le Nord et le Sud-Malekula ?

Si on regarde les listes de séismes publiés par l'ISC entre 1961-1977, on apprend, une fois les séismes déterminés par très peu de stations et les séismes douteux retirés (voir partie II-1 et Fig. II-61) d'une part, qu'entre 16° S et 15° S la profondeur maximale du plan de Benioff, telle que représentée par les séismes dont nous disposons, passe de 270 km à 180 km de profondeur, d'autre part, que la longueur du même plan de Benioff augmente à nouveau progressivement quand on remonte de 14° 8 S vers le nord. On s'aperçoit donc que dans notre optique, le minimum de longueur du plan de Benioff coïncide avec les mécanismes de découplage mis en évidence par CHUNG et KANAMORI (1978 a et b). Il faut garder en mémoire qu'en toute rigueur nous n'avons pas démontré le raccourcissement du plan de Benioff. La sismologie n'apporte pas d'évidence ni dans le sens de la continuité du plan de Benioff (il y a doute sur les événements situés à une profondeur supérieure à 180 km entre les latitudes 14° 8 et 15° 2S), ni dans le sens de l'interruption du milieu subducté (l'absence d'événements n'est pas une preuve, il y a toujours une part d'arbitraire quand on élimine des événements considérés comme peu sûrs). Cependant, les faits suivants sont à noter :

- Durant la période où un réseau temporaire (août 1975) a été installé sur l'île Santo, aucun séisme intermédiaire n'a été enregistré à des profondeurs supérieures à 160 km pour des latitudes de 15° S.

- Entre 100 et 180 km de profondeur, le pendage du plan de Benioff semble plus grand au nord du complexe de Santo-Malekula qu'au sud de celui-ci, le raccord entre les deux se fait entre 15° et 16° Sud et c'est la raison pour laquelle la direction moyenne des lignes de niveau du plan de Benioff entre 80 et 150 km s'écarte de la direction moyenne définie sur l'ensemble de l'arc (Fig. II-76). On doit mettre cette affirmation au conditionnel dans la mesure où, de part et d'autre de la zone Santo-Malekula, nous n'avons pas continuité de l'activité sismique entre 0 et 250 km. De part et d'autre de l'île Santo il y a une absence de séismes entre 50 et 150 km précisément à la profondeur où ils existent en face de cette île. Nous n'avons donc pas de moyens de corréler la forme du plan de Benioff entre le Nord-Santo, Santo et le Sud-Santo, puisque les segments de profondeurs représentés par des séismes sont à chaque fois disjoints. On ne peut prendre pour référence la fosse puisqu'à ce niveau elle n'existe pas. A l'échelle de tout l'arc, il y a donc continuité du plan de Benioff, mais un examen de détail peut conduire à mettre en évidence des distorsions, mais celles-ci dérivent plus d'une interprétation que d'observations rigoureuses. Puisque jusqu'ici les auteurs ont exploré le côté uniformité de la subduction, il peut être intéressant de voir si l'hypothèse interruption et distorsion du plan de Benioff peut apporter des directions de recherche nouvelles sur l'arc des Nouvelles-Hébrides. Dans cette optique il existait 3 millions d'années auparavant, deux arcs insulaires indépendants aux Nouvelles-Hébrides : l'arc Nord-Hébrides qui s'étendait entre 12° et 14° 5 S et l'arc Sud-Hébrides entre 16° et 21° Sud. La morphologie

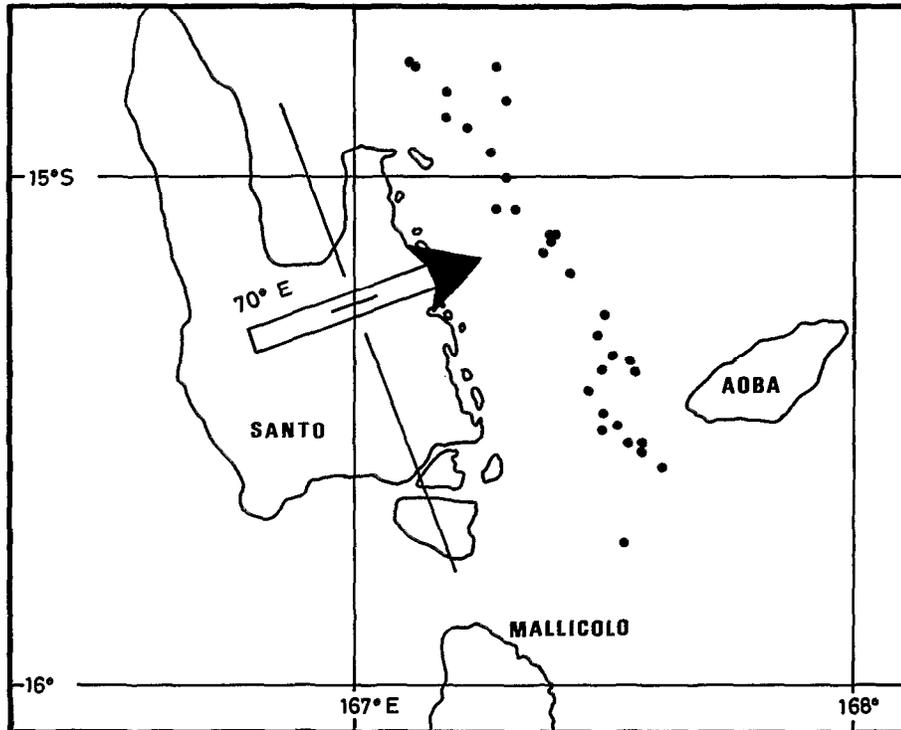


Fig. II-76 - Épicentres des séismes intermédiaires (H compris entre 80 et 150 km) en face de la zone d'Entrecasteaux. On notera le décrochement au niveau d'Aoba.

de ces arcs devrait se rapprocher de celle de l'arc des îles Sandwich du Sud, arc qui se caractérise par sa faible longueur (600 km) et une faille transformante active qui limite sa partie méridionale sur les deux plaques concernées par le phénomène de subduction.

La reconstitution de l'évolution de cette terminaison d'arc jusqu'au stade actuel, compte tenu de la morphologie, de la nature et de l'âge des terrains, n'est pas évidente, même en imaginant que Santo et les bassins d'Aoba faisaient partie de la plaque Pacifique.

L'affirmation de l'interruption du milieu subducté entre 180 km et 300 km en face de la ride d'Entrecasteaux se heurte donc à des difficultés pour être expliquée en termes de subduction plus récente. Il manque pour progresser une carte bathymétrique précise de la partie centrale des Hébrides, tant pour l'arc que les régions avant et arrière-arc. Une carte bathymétrique serait particulièrement importante pour mettre en évidence d'éventuelles failles transformantes fossiles aux Nouvelles-Hébrides qui auraient permis à deux zones de convergence de fonctionner indépendamment l'une de l'autre il y a 3 millions d'années. Le mode de terminaison de la fosse au sud de Malekula apporterait aussi des indications intéressantes pour reconstituer l'histoire géodynamique de la partie centrale de l'arc car on aurait une idée sur la courbure de l'arc Sud-Hébrides quand il fonctionnait seul. La sismologie permet donc de cerner les problèmes posés par la subduction de la zone de fracture d'Entrecasteaux, mais pas de donner de réponse ni de direction de recherche si elle n'est pas liée à d'autres méthodes d'investigation de physique du globe.

CONCLUSION

Après avoir vu que l'étude de la répartition des foyers sismiques intermédiaires était favorisée par l'existence d'un réseau local et avoir montré que, les ondes P étant pour les séismes superficiels très émergentes, les lectures d'arrivée étaient, aux stations locales, peut-être fonction de la distance épacentrale et de la magnitude, nous avons choisi comme source d'informations les bulletins I.S.C. quand les séismes étaient déterminés par un minimum de stations.

Déroulement de la subduction

Les essais de séismes mis en évidence ont été interprétés dans l'optique de la non-uniformité de la subduction qui proviendrait essentiellement de l'initiation de celle-ci. L'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides étant jeune, la sismicité intermédiaire garde la trace du début du mouvement qui n'a pas eu lieu au même instant le long de l'arc. A l'heure actuelle, la forme de l'arc est en train de se régulariser, sauf si le relief en avant de l'arc (ride des Loyauté, ride d'Entrecasteaux, plateau océanique au niveau des îles Torrès) est tel que le mouvement se bloque en un point quelconque de l'arc. Pour esquisser ce que pourrait être le facteur de stabilisation quand il y a plongement de la plaque Australienne, nous allons utiliser un calcul élémentaire de résistance des matériaux sur une cornière. La figure II-77 schématise la section I d'une plaque longue par rapport à son épaisseur et la section J de cette même plaque dont une partie a été courbée. I_y et J_y , I_x et J_x sont les moments d'inertie par rapport aux axes verticaux et horizontaux. On a alors $J_x/I_x = 7,2$ et $J_y/I_y = 1,00037$. Par analogie, on pourra dire qu'avec une plaque d'épaisseur 60 km qui a subducté de 300 km, la résistance aux déformations longitudinales a fortement augmenté. Une fois le processus de convergence mis en route on peut déduire qu'il y a une anisotropie mécanique et que, parallèlement à la fosse, la plaque Australienne a une résistance aux contraintes beaucoup plus forte qu'avant la subduction. Nous voyons là un effet stabilisateur de la subduction et l'impossibilité pour la trace en surface d'avoir une longueur qui décroît. Le phénomène de subduction ne peut donc que s'étendre. C'est la raison pour laquelle nous avons interprété des discontinuités de longueur du plan de Benioff par des extensions de la subduction.

Peut-on aller plus loin en disant que le bombement en avant de la fosse agit comme un ressort qui régulariserait les glissements différentiels au niveau du contact des deux plaques ou qui servirait de tampon entre le mouvement d'ensemble instantané de la plaque Australienne et la convergence effective au niveau de l'arc. Si la réponse à cette question était positive, des mesures de déformations sur les îles Loyauté pourraient être corrélées avec l'activité sismique du sud de l'arc des Nouvelles-Hébrides.

Structure de vitesse du milieu subducté sur les Nouvelles-Hébrides

Une des principales propriétés qui ressort des diverses données de la sismologie est que le milieu subducté ne peut être considéré comme uniforme sur les Nouvelles-Hébrides, nous trouvons à l'intérieur de celui-ci des discontinuités franches et nous pensons mettre en évidence deux couches principales à l'intérieur de ce milieu : une couche à très basse vitesse au sommet de la lithosphère

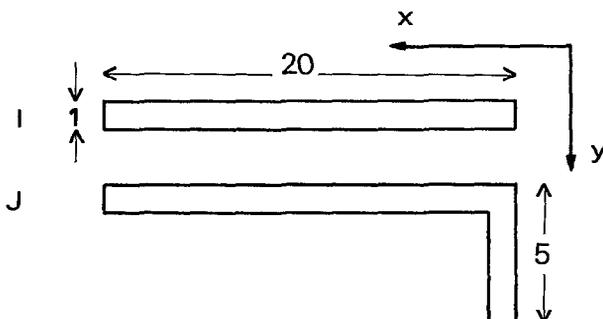


Fig. II-77 - Schématisation de la section d'une plaque dont la longueur est grande devant l'épaisseur. I représente la plaque avant la subduction et J la plaque après une subduction de 5 fois son épaisseur.

plongante qui pourrait être la prolongation de la croûte de la plaque Australienne et une couche anisotrope où la vitesse des ondes de volume est grande dans le sens du plongement et faible le long de l'arc. Nous retrouvons donc le résultat de SUYEHIRO et SACKS (1979) qui ont conclu à partir des stations sismiques japonaises, à l'existence de deux couches dans la lithosphère ayant plongé sous le Japon.

Dans notre étude nous n'avons pas assez d'éléments pour préciser la position de la couche rapide à l'intérieur du milieu subducté. Il apparaît en plus que la structure de vitesse n'est pas régulière tout le long de l'arc, la partie centrale de la lithosphère plongante entre Santo et Vaté semble avoir des propriétés différentes de celle située au nord de Santo et au sud de Vaté.

Perspectives de la sismologie

Dans ce chapitre, nous sommes restés dans les généralités, car nous ne pensons pas que les problèmes de la subduction soient résolus au niveau de tout l'arc. Des collectes de données plus ponctuelles ont été faites et des résultats de détails commencent à apparaître. Par exemple :

- Les réseaux locaux utilisant les O.B.S. montrent que, même près de la fosse, les séismes superficiels localisables sont toujours plus profonds que 20 km et qu'il n'y a pas deux régions sismiques distinctes à l'intérieur de la plaque Australienne.

- Les tiltmètres installés sur les îles n'ont pas mis jusqu'ici en évidence de déformations conséquentes avant les séismes.

Ces études sont poursuivies mais il faut savoir que la structure à grande échelle de l'arc n'est pas bien connue. Et il serait souhaitable pour les études de détails d'avoir des certitudes sur les questions suivantes :

- y-a-t-il des inversions de vitesse à l'intérieur du milieu subducté ?
- les contraintes dues au plongement introduisent-elles des anisotropies ?
- le milieu subducté a-t-il la même structure le long de l'arc ?
- les hétérogénéités en avant de l'arc influent-elles sur la sismicité superficielle et intermédiaire ?
- la subduction a-t-elle été uniforme depuis son début ?
- y-a-t-il actuellement subduction tout le long de l'arc ?

Toute étude basée sur des bilans énergétiques menant à des prédictions de séismes doit tenir compte de segmentations éventuelles de l'arc des Nouvelles-Hébrides. Si les hypothèses effectuées au sujet de l'extension de l'arc vers le sud au niveau de l'île Anatom sont par exemple vérifiées, il faut séparer dans cette zone les séismes de glissement et les séismes intraplaques. Il serait aussi utile de préciser le rôle joué par la nature des sédiments de la plaque Australienne dans le glissement de celle-ci sous la plaque Pacifique.

La géologie de la zone en avant de l'arc est si contrastée que la sismicité superficielle peut traduire la spécificité de chaque région de l'arc et une zone peut avoir une activité sismique complètement indépendante.

La sismologie aux Nouvelles-Hébrides est trop récente pour que les connaissances de base qu'elle peut fournir soient considérées comme établies définitivement. Nous nous sommes attachés à donner les contours que certaines pourraient avoir. Par exemple, tout le monde s'accorde à dire qu'une bonne détermination des séismes reposerait sur des méthodes de "ray tracing", le problème est : quel modèle de vitesse mettre pour que la méthode apporte un surcroît de précision ?

7**LA SUBDUCTION AUX NOUVELLES-HÉBRIDES**

Par Jacques DANIEL, Jean-Yves COLLOT, Abou-Bakr K. IBRAHIM,
Bryan ISACKS, Gary V. LATHAM, Rémy LOUAT, Patrick MAILLET,
Alexander MALAHOFF et Bernard PONTOISE

L'étude de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides par les diverses techniques géophysiques permet de répondre, au moins partiellement, aux problèmes géodynamiques qui se posent dans cette région.

MOUVEMENT DES PLAQUES

Dans les modèles globaux (MORGAN, 1968 ; LE PICHON, 1968), on considère les mouvements relatifs d'un petit nombre de plaques sur l'ensemble du globe. On détermine pour chaque couple de plaques un pôle de rotation et une vitesse qui définissent le mouvement relatif des deux plaques. La vitesse de convergence des plaques Indo-australienne et Pacifique ainsi déterminée est, au niveau du

petit cercle coupant les Nouvelles-Hébrides à 20° S, de l'ordre de 10 cm/an (DUBOIS *et al.*, 1977b). Mais, compte tenu de l'existence de la zone de subduction des Tonga qui fait face à celle des Nouvelles-Hébrides, cette valeur ne doit être considérée que comme une résultante et ne définit pas le mouvement au niveau de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides. La seule estimation directe de la vitesse de subduction est la valeur de 12 cm/an indiquée par DUBOIS *et al.* (1977b) à partir des caractéristiques du bombement de la lithosphère.

De la même manière, la direction de la subduction pourrait être différente de la direction déduite du mouvement des deux grandes plaques Indo-australienne et Pacifique. Toutefois, la valeur moyenne de N 75°, généralement retenue, satisfait à la fois au mouvement des grandes plaques et aux mécanismes focaux des séismes (PASCAL *et al.*, 1978). On retient donc cette direction avec une valeur de vitesse élevée.

Toutefois, étant données les irrégularités observées dans le plan de Benioff, on peut s'interroger sur la stabilité de ces valeurs de vitesse et de direction de subduction à la fois dans l'espace et dans le temps.

La plaque Indo-australienne, au niveau des Nouvelles-Hébrides, ne présente pas de fractures actives, et, par conséquent, on peut admettre qu'elle est animée d'un mouvement uniforme ou ne présentant pas de variations brutales de vitesse le long de la zone de subduction. Des mouvements différentiels ont pu intervenir à partir de dorsales, telles que la dorsale du fossé Rennell (LARUE *et al.*, 1977) ou la dorsale qui a donné naissance au plateau Nord-Loyauté (voir Chap. IX). Mais on n'observe pas de corrélations entre la plaque plongeante et les irrégularités du plan de Benioff. Les variations du taux et de la direction de subduction ne pourraient, alors, provenir que de mouvements différentiels à l'intérieur du plateau Nord-Fidjien. Le mode de formation de ce plateau (voir Chap. VIII) bien qu'encore insuffisamment connu pour envisager des reconstructions acceptables, est effectivement complexe et certains éléments structuraux (dorsales, failles transformantes) sont obliques par rapport à la zone de subduction. Il semblerait donc logique de penser qu'il existe ou qu'il a existé des variations, en vitesse et direction, des mouvements relatifs des deux plaques le long de la zone de subduction. Ceci devrait se traduire par des irrégularités dans le tracé de la fosse.

En fait, les irrégularités observées sont bien moins importantes que les discontinuités du plan de Benioff. De plus, ces discontinuités ne rendent pas compte du mouvement supposé de la partie la plus ancienne des Nouvelles-Hébrides (Espiritu Santo, Mallicolo, Efaté) qui, selon les résultats du paléomagnétisme (FALVEY, 1978), aurait tourné de 30° environ depuis 6 M.A. lors de l'ouverture du plateau Nord-Fidjien. On devrait, en effet, observer selon le schéma de FALVEY une augmentation de la longueur de la lithosphère subductée depuis les îles Santa Cruz jusqu'à Efaté. Ce n'est pas le cas, et, de plus, les longueurs de lithosphère subductée, calculées en tenant compte des profondeurs des séismes intermédiaires et de la forme du plan de Benioff, schématisées sur la figure II-78 (on a rabattu la lithosphère sur un plan horizontal), ne sont pas suffisantes pour expliquer ce mouvement.

On est donc conduit à admettre :

- soit que le plan de Benioff observé n'est plus représentatif de la lithosphère à partir d'une certaine profondeur,
- soit que la lithosphère observée a été consommée récemment.

Si, contrairement aux hypothèses formulées dans l'étude sismologique (6 - Chap. II) on admet que la distribution des séismes, soit par manque de précision dans la localisation, soit en raison de l'insuffisance de la durée d'observation, ne permet pas de définir la forme de la lithosphère, on ne peut plus tirer de conclusion sur les mouvements. Dans le cas contraire, compte tenu des résultats obtenus par les méthodes paléomagnétiques, il faut admettre que la lithosphère "observée" est celle consommée dans la phase actuelle de subduction et depuis seulement 2 à 3 M.A..

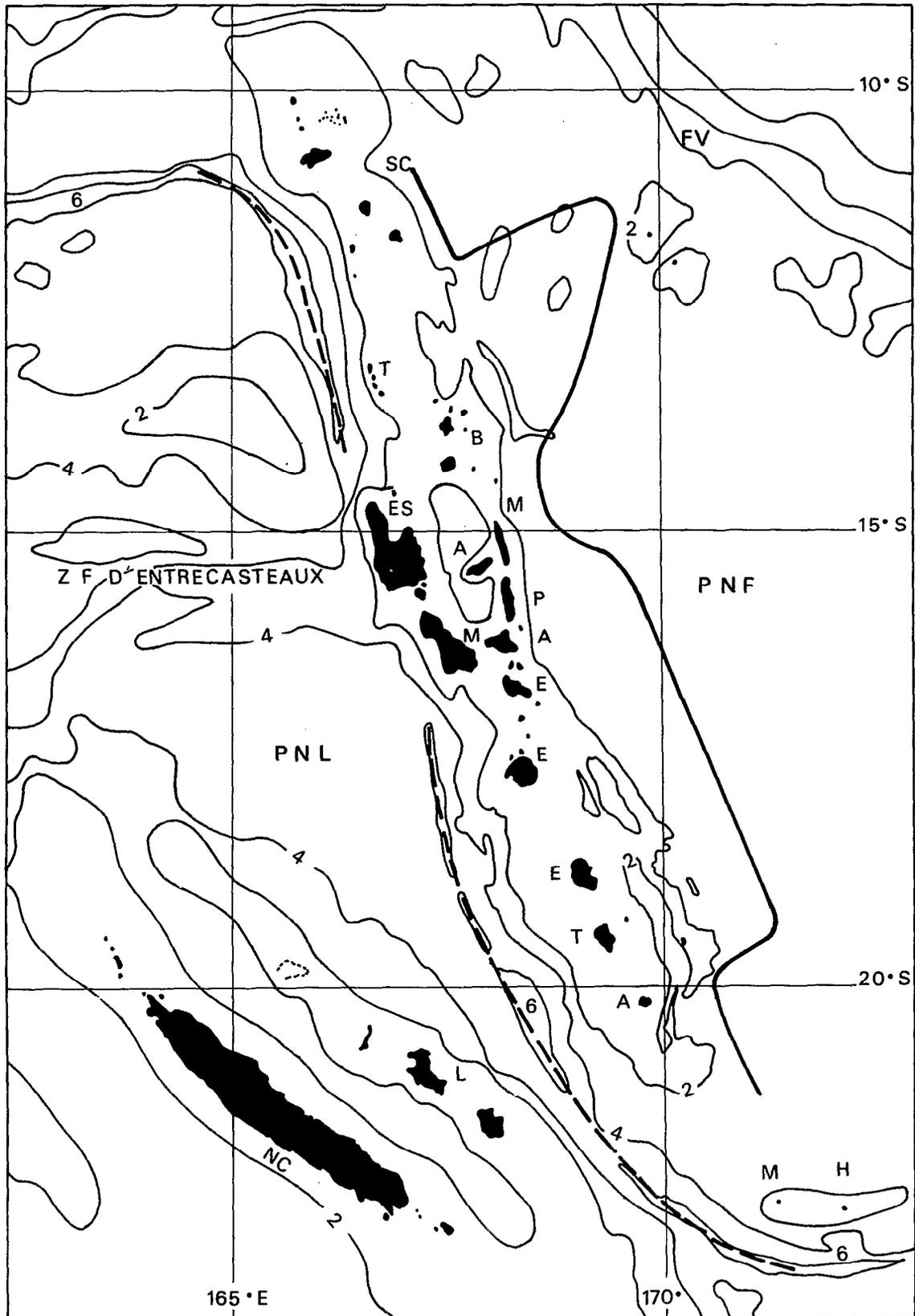


Fig. II-78 - Schéma montrant la longueur de la lithosphère subductée par rapport aux structures superficielles : on a rabattu le plan de Benioff (Fig. II-64) sur un plan horizontal. La trace de son extrémité est en trait plein, l'axe de la fosse en tiretés.

Ceci implique une vitesse de subduction élevée (12 cm/an environ pour 3 M.A. et 350 km de longueur) qui n'est pas incompatible avec l'estimation de DUBOIS *et al.* (1977b) et le contraste de densité relativement élevé (0,06) entre la lithosphère et l'asthénosphère du modèle gravimétrique (5 - Chap. II). La forme irrégulière de la lithosphère serait alors due, ainsi que l'indiquent LOUAT *et al.* (6 - Chap. II) au mode d'initiation de cette subduction, le processus étant en cours de régularisation comme en témoigne la forme de la fosse.

STYLE DE LA SUBDUCTION

On a l'habitude de distinguer, dans les zones de subduction, les structures de type "arc insulaire" et les structures de type "cordillère". Plusieurs arguments ont été avancés pour expliquer l'existence de ces deux types de subduction. Pour MOLNAR et ATWATER (1978), cette opposition entre les deux styles tectoniques est essentiellement due à l'âge de la lithosphère subductée : en effet, la subduction de lithosphère ancienne, plus froide et plus dense, serait beaucoup plus aisée que la subduction de la lithosphère jeune qui conserverait une certaine flottabilité et plongerait moins facilement dans l'asthénosphère. La subduction de lithosphère ancienne serait alors associée à la formation de bassins inter-arcs et la subduction de lithosphère jeune à l'existence de cordillères et de zones de fortes déformations tectoniques.

UYEDA et KANAMORI (1979) distinguent, également, deux types de système fosse-arc dont les extrêmes sont caractérisés par le type "Chilien" et le type "Mariannes". Dans le premier cas, la zone arrière-arc est en compression et, dans le second cas, en tension comme l'indique l'existence d'un bassin arrière-arc. Les auteurs envisagent la possibilité du passage du modèle "Chili" au modèle "Mariannes" par suite du découplage des deux plaques dans l'évolution de l'arc, ou des variations dans les mouvements absolus des plaques (modèle "slab ancré") pour expliquer l'existence des deux types. Ainsi que le note DICKINSON (1978), les deux mécanismes ne sont nullement incompatibles, chacun d'entre eux pouvant renforcer ou atténuer l'effet de l'autre.

En-dehors du style tectonique de la région arrière-arc, UYEDA et KANAMORI (1979) considèrent d'autres caractères liés au mode de subduction, en particulier l'existence d'un bombement de la lithosphère en avant de la fosse, l'angle de plongement de la zone de Benioff, la nature du volcanisme et la structure du flanc interne de la fosse.

Dans le cas des Nouvelles-Hébrides, il faut, tout d'abord, noter la position un peu particulière de l'arc qui, bien que situé dans le Pacifique Ouest, fait face à l'ouest contrairement aux autres arcs (Tonga, Kermadec, Mariannes, Japon). La cause de cette anomalie est généralement attribuée à une inversion de polarité de l'arc due au blocage de la subduction par l'arrivée du plateau de Ontong Java au niveau de la zone de subduction qui, autrefois, joignait les Salomon aux Tonga. A cette époque, la limite qui allait par la suite devenir les Nouvelles-Hébrides, était constituée par un arc intra-océanique en arrière duquel on trouvait un bassin marginal témoignant du style tectonique de la région.

Dans l'arc actuel, on peut examiner les différents caractères liés au mode de subduction :

bombement de la lithosphère en avant de la fosse

Ce bombement n'est jamais observé dans la topographie ou, tout au moins, pas de manière nette (quelques mesures de pendage dans le bassin des Loyauté ont été effectuées par DUBOIS *et al.*, 1973a). Cependant, les études de coraux soulevés de l'archipel des Loyauté, de l'île des Pins, et de la partie méridionale de la Nouvelle-Calédonie (DUBOIS *et al.*, 1973a, 1974a) montrent que ce bombement existe mais qu'il est masqué par la ride des Loyauté, étant de toutes façons d'une ampleur réduite (120 m d'amplitude environ) par rapport à ceux que l'on observe en avant d'autres fosses de subduction.

angle de plongement de la zone de Benioff

Nous avons vu (6 - Chap. II) que, bien que variable, l'angle de plongement de la zone de Benioff sous l'arc des Nouvelles-Hébrides est toujours très élevé (Fig. II-63) et même l'un des plus élevés au monde.

nature du volcanisme

Ainsi que nous l'avons vu, la nature du volcanisme est très variée mais, dans l'ensemble, il y a peu d'andésites ce qui, dans l'hypothèse de MIYASHIRO (1975) correspond aux arcs jeunes dépourvus de croûte épaisse.

structure du flanc interne de la fosse

Ni la morphologie, ni la sismique réflexion ne permettent d'établir l'existence d'un "prisme d'accrétion" au sens d'une construction due à l'accumulation de matériaux de la plaque plongeante qui s'entasseraient au pied de la pente interne. Par contre, la réfraction montre l'existence d'une importante couche de vitesse 4,7 à 5,1 km/s sous la pente interne de l'arc. Au sommet de la pente, on observe un "fore horst" parfois bien développé correspondant à une remontée de matériau relativement dense.

existence de terrasses coralliennes soulevées

Ces terrasses sont surtout développées au niveau de la zone d'Entrecasteaux sur les îles d'Espiritu Santo et Mallicolo (voir Chap. IV). On les observe, cependant, également sur Efaté, Erromango et Tanna.

existence des fossés arrière-arc

Les fossés situés en arrière de l'arc sont interprétés comme des fossés d'effondrement témoignant du régime de contraintes en tension de l'arc.

L'ensemble des caractères décrits est donc en faveur d'une subduction de type "Mariannes" sans qu'il soit nécessaire de faire intervenir des forces de compression. Cette observation est en accord avec le modèle de MOLNAR et ATWATER (1978). En effet, l'âge de la lithosphère subductée (50 M.A. environ) serait suffisamment élevé pour que celle-ci plonge facilement dans l'asthénosphère. Par contre, l'hypothèse du mouvement relatif vers l'est de l'asthénosphère par rapport à la lithosphère dans le cas du "slab ancré" (DICKINSON, 1978 ; UYEDA and KANAMORI, 1979) ne s'applique pas ici, compte tenu de l'inversion de polarité de l'arc des Nouvelles-Hébrides.

Enfin, il reste à expliquer l'existence des mouvements verticaux positifs déduits de la présence des terrasses coralliennes soulevées de l'archipel des Nouvelles-Hébrides. Ce caractère serait, en effet, selon les auteurs (UYEDA and KANAMORI, 1979) dû à l'existence de forces de compression qui, ici, ne sont pas compatibles avec les autres caractères décrits. L'origine de ces mouvements verticaux pourrait être recherchée dans des mécanismes de réajustement dus à l'enfoncement de la croûte océanique. En effet, nous admettons que l'ensemble de la lithosphère, croûte comprise, plonge sous l'arc. Suivant l'hypothèse du cisaillement visqueux (LOUAT *et al.*, 1979), on peut imaginer qu'à une certaine profondeur, il y a découplage de la partie supérieure de la lithosphère et donc accumulation de matériau relativement peu dense en profondeur. Cette accumulation serait instable et susceptible de réajustements pouvant provoquer des mouvements verticaux. Dans cette hypothèse, l'accrétion se ferait non pas horizontalement pour constituer l'empilement classique du prisme d'accrétion, mais verticalement à partir du bas. Un tel schéma est parfaitement compatible avec l'existence, à l'emplacement des flancs internes des anciennes fosses, de séries métamorphiques plus ou moins chaotiques et déformées.

STRUCTURE PROFONDE DE L'ARC

Les travaux de sismique réfraction effectués sur les arcs insulaires ont montré que la structure de la croûte et du manteau supérieur était différente de celle observée sur les continents (croûte continentale) et dans les bassins océaniques (croûte océanique). La notion de croûte, elle-même, définie par l'existence d'une discontinuité de vitesse des ondes P au voisinage de 8 km/s (MOHO) n'est pas toujours adaptée à la description de la partie supérieure de la lithosphère ; c'est le cas, par exemple, au voisinage des dorsales actives. Cependant, par commodité, on conserve toujours le terme de croûte surmontant le manteau supérieur, même si l'accroissement de la vitesse est progressif et si, à proprement parler, il n'existe pas de Moho. Il est évident que, dans ce cas, il faut être prudent en étudiant la structure des arcs insulaires, dans les comparaisons que l'on peut effectuer avec des croûtes typiques océaniques ou continentales. Nous avons regroupé dans un tableau (Tabl. II-15) l'épaisseur maximale de la croûte, la vitesse des ondes P dans le manteau supérieur et une indication sur la position du maximum d'épaisseur (V = arc volcanique ; P = pente interne ; F = fosse) dans les différents arcs du Pacifique Nord et Ouest. La référence bibliographique est indiquée pour chaque groupe de valeurs.

On constate, dans ce tableau, que les valeurs d'épaisseurs maximales de la croûte sont très variables (de 16,5 à 40 km). La valeur de 26 km rencontrée aux Nouvelles-Hébrides, est une valeur moyenne. Si l'on reporte sur un graphique (Fig. II-79) l'épaisseur de la croûte en fonction de l'âge de la subduction, on remarque que l'on peut considérer deux populations d'arcs :

- d'une part, les arcs fonctionnant depuis plus de 75 M.A. qui ont une croûte d'épaisseur supérieure à 35 km,
- d'autre part, les arcs fonctionnant depuis moins de 50 M.A. dont la croûte a une épaisseur inférieure à 30 km.

A R C	Epaisseur (km)	Vitesse km/s	Position max. epais.	R E F E R E N C E S
ALEOUTIENNES	25	7,8	V	GROW (1973)
KAMTCHATKA	35	8,1	P	RODNIKOV (1973)
KURILES	37	7,8	P	KOMINSKAYA ZVEREV (1968) UYEDA (1974)
HONSHU	38	8,0	V	RESEARCH GROUP FOR EXPLO SEISMOLOGY (1973)
IZU BONIN	21	8,0	F	SEGAWA TOMODA (1976)
MARIANNES	16,5	8,0	V	MURAUCHI et al. (1968)
SUNDA	40		P	KIECKHEFER et al. (1980)
NOUVELLE-BRETAGNE	40	8,3	V	FURUMOTO et al. (1973)
SALOMON	≈ 15 ?	7,5 - 7,0 ?	V	FURUMOTO et al. (1973)
NOUVELLES-HEBRIDES	26	7,9	V	PONTOISE et al. (1980)
TONGA	36 ? 16 ?		V	PONTOISE et al. (1980)
KERMADEC	18	8,1	V	SHOR et al. (1971)

v = arc volcanique
P = pente interne
F = fosse

Tabl. II- 15 - Epaisseur de la croûte sous les arcs insulaires du Pacifique Nord et Ouest.

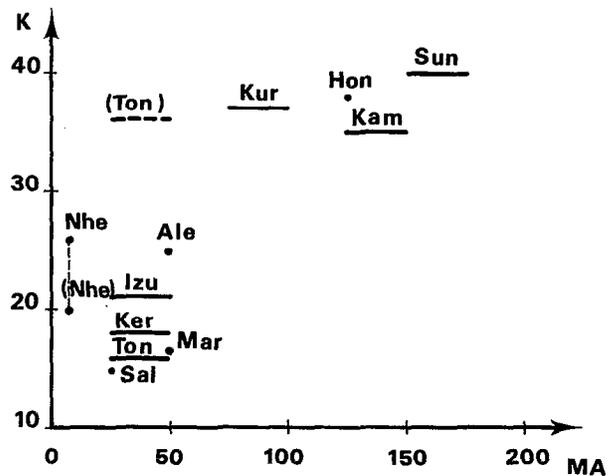


Fig. II-79 - Épaisseur de la croûte (en km) sous les arcs insulaires, en fonction de l'âge (en M.A.) de la subduction. Nhe = Nouvelles-Hébrides ; Sal = Salomon ; Ton = Tonga ; Ker = Kermadec ; Izu = Izu ; Mar = Mariannes ; Ale = Aléoutiennes ; Kur = Kouriles ; Hon = Honshu ; Kam = Kamtchatka ; Sun = Sunda. Les âges sont ceux indiqués par DICKINSON (1973). Les épaisseurs de croûte sont extraites de Nhe : PONTOISE *et al.*, 1980 ; Sal : FURUMOTO *et al.*, 1973 ; Ton : PONTOISE *et al.*, 1980 ; Ker : SHOR *et al.*, 1971 ; Izu : SEGAWA et TOMODA, 1976 ; Mar : MURAUCHI *et al.*, 1968 ; Ale : GROW, 1973 ; Kur : KOSMINSKAYA et ZVEREV, 1968 ; Hon : YASUI *et al.*, 1968 ; Kam : RODNIKOV, 1973 ; Sun : KIECKHEFER *et al.*, 1980.

Le cas particulier des Tonga est évoqué par PONTOISE *et al.* (1980) : au vu de ce diagramme, il semblerait que l'on doive préférer pour Tonga une croûte de 16 km d'épaisseur, même si la vitesse du manteau supérieur n'est que de 7,6 - 7,7 km/s, à l'épaisseur de 36 km indiquée dans le modèle de TALWANI *et al.* (1961). On peut, alors, admettre qu'il existe une tendance à l'épaississement de la croûte des arcs avec l'âge de la subduction.

Pour l'arc des Nouvelles-Hébrides, la valeur de 26 km est, toutefois, plutôt élevée, compte tenu de l'âge attribué à l'arc. On peut avancer plusieurs explications :

1 - La valeur de 26 km n'est pas correcte et le modèle se rapproche du modèle B de COLLOT et MALAHOFF (5 - Chap. II). L'épaisseur de la croûte est plutôt de l'ordre de 20 km.

2 - La forte épaisseur de la croûte sous l'arc est à rapprocher de l'épaisseur anormalement élevée de la croûte océanique de la plaque plongeante (4 - Chap. II).

3 - L'âge attribué à la zone de subduction actuelle n'est pas forcément celui de l'ensemble de l'arc qui pourrait être plus ancien et lié à une subduction antérieure.

CONCLUSION

La zone de subduction des Nouvelles-Hébrides a été choisie, en raison de son extrême jeunesse, comme le témoin du stade juvénile du phénomène de subduction. L'étude de cette zone de subduction par les diverses méthodes géophysiques montre que si l'arc présente des caractères indiscutablement liés à sa jeunesse, il n'en possède pas moins des caractères propres qui rendent difficile la comparaison avec d'autres arcs pris comme stades plus évolués du phénomène. Les variations observées le long de la zone de subduction elle-même sont suffisamment importantes pour rendre illusoire toute tentative de généralisation.

L'étude de l'exemple des Nouvelles-Hébrides n'en est pas moins intéressante en raison des nombreux problèmes particuliers qu'il pose, tels que ceux des Hébrides Centrales : disposition de la fosse, soulèvement des terrasses, existence de plusieurs bassins sédimentaires. Pour l'étude directe de la subduction, un programme de mesure en continu des déformations est déjà en cours, et un programme de mesure de la vitesse de subduction pourrait être envisagé soit entre les îles de l'archipel des Loyauté et les Hébrides du Sud (Fig. II-1) ou entre les hauts-fonds de la zone d'Entrecasteaux et les Hébrides Centrales.

Manuscrit remis en janvier 1981

CHAPITRE III

**ÉTUDE DE LA TERMINAISON SUD
DE L'ARC INSULAIRE DES NOUVELLES-
HÉBRIDES**

1

**PRÉSENTATION DE LA TERMINAISON MÉRIDIIONALE DE
L'ARC INSULAIRE DES NOUVELLES-HÉBRIDES DU POINT
DE VUE RÉGIONAL ET RAPPEL DES DONNÉES
ANTÉRIEURES**

par Jean LAUNAY et Bernard M. LARUE

L'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides, décrit dans le chapitre précédent en ce qui concerne sa partie rectiligne, subit au niveau du 21° Sud une inflexion vers l'est. Les données récentes recueillies en mer (bathymétrie, sismique réflexion, magnétisme, gravimétrie) et à terre (pétrographie et enregistrements du réseau sismologique) nous permettent de caractériser la terminaison méridionale de cet arc avant son passage à la faille transformante (zone de fracture de Hunter) qui relie l'arc des Tonga à celui des Nouvelles-Hébrides et sépare au sud le bassin Sud-Fidjien du plateau Nord-Fidjien au nord. Pour CHASE (1971), la dorsale de Matthew-Hunter fonctionna en tant que faille transformante du type "Trench - Trench" pendant la formation du plateau Nord-Fidjien. KARIG et MAMMERICKX (1972) considèrent que c'est à la fin du Tertiaire que l'arc des Nouvelles-Hébrides changea de polarité et commença à migrer vers l'ouest par rapport aux Fidji, provoquant ainsi une faille transformante le long de

la dorsale de Matthew-Hunter ; au Quaternaire, celle-ci devint un système d'arc interprété comme le plus jeune de ceux du Pacifique. COLEMAN et PACKHAM (1976) précisent que la zone de fracture de Hunter est une faille senestre, qui a joué lors du renversement de polarité de l'arc, ce qui fait que le bassin des Nouvelles-Hébrides (appelé aussi plateau Nord-Loyauté) et le bassin Sud-Fidjien "deviennent une même entité, l'essence d'un grand bassin marginal". HALUNEN (1979), dans sa thèse de Ph. D. sur le plateau Nord-Fidjien, décrit la zone de fracture de Hunter comme une longue structure linéaire à double fosse et ride où se produit, de temps à autre, une légère subduction qui rend vraisemblablement compte des quelques séismes superficiels rencontrés. Les études sismologiques tant sur la fracture de Hunter que sur la terminaison sud de l'arc sont rares et consistent en quelques mécanismes focaux publiés par SYKES *et al.* (1969), JOHNSON et MOLNAR (1972) ; les premiers indiquent que la zone sismique située entre Fidji et le sud des Nouvelles-Hébrides est du type cisaillement ("strike-slip faulting") et chevauchement ("thrust faulting"). Enfin, dans un cadre plus général, PASCAL *et al.* (1978) repositionnèrent un certain nombre de séismes par la méthode de J.H.D. Deux îles émergent dans cette terminaison d'arc, les volcans Matthew et Hunter ; contrairement à Hunter qui, du fait de son accès particulièrement délicat n'a jamais été étudié, Matthew a déjà fait l'objet de quelques rapports et publications. CURTIS (1962) identifia, le premier, des andésites à hypersthène ; PRIAM (1962, 1964), à partir d'une description morphologique relativement détaillée proposa une chronologie de l'activité volcanique qui sera reprise ici. Insistant plus particulièrement sur l'étude pétrographique, RÉMY (1963) présenta les deux premières analyses chimiques des éléments majeurs réalisées sur des volcanites de Matthew et conclut que l'ensemble de l'île est exclusivement constitué d'andésite à hypersthène - augite. Enfin, les premières indications crustales de cette région ont été fournies par SHOR *et al.* (1971) à l'aide des données de sismique réfraction recueillies pendant l'expédition NOVA de 1967 et par KOGAN (1976) qui présente des données de gravimétrie.

Outre son importance régionale, l'étude de la terminaison de l'arc des Nouvelles-Hébrides se relie à deux grands problèmes thématiques : celui de la courbure des arcs puisque c'est au niveau de cette terminaison que, de presque rectiligne qu'il est au nord, il s'infléchit, et celui du passage entre une zone de subduction et une faille transformante de type Arc-Arc (WILSON, 1965). La première tentative pour expliquer la courbure des arcs est celle de FRANK (1968), selon laquelle la lithosphère est flexible mais inextensible. Il s'ensuit que l'intersection entre un lambeau de lithosphère qui plonge après avoir retourné sa concavité vers le haut et la surface de la terre est un cercle dont le rayon dépend de l'angle de plongement. Il est permis de douter de cette interprétation car, outre les difficultés à admettre ce changement de concavité et à connaître l'angle de plongement de la lithosphère (LE PICHON *et al.*, 1973), certaines zones de subduction notamment celle du Chili, des Tonga-Kermadec, des Nouvelles-Hébrides, présentent des parties importantes proches d'un grand cercle qui ne sont pas corrélées avec des plongements verticaux, surtout au Chili. De plus, la lithosphère subductée semble capable de se déformer d'une manière importante comme en témoignent certaines zones de Benioff (BILLINGTON *et al.*, 1977 ; ISACKS and BARAZANGI, 1977). La seconde tentative est due à VOGT *et al.* (1976) qui explique l'aspect festonné de la couronne d'arcs insulaires du Pacifique-Ouest par l'entrée au niveau de chaque pointe d'une ride dont la flottabilité inhiberait l'expansion d'un bassin marginal. Cette explication repose sur l'hypothèse que la subduction est entraînée par l'excès de gravité de la plaque plongeante.

Citons enfin HARPER (1975), qui propose l'interprétation selon laquelle un flux différentiel de l'asthénosphère générerait aux extrémités d'une lithosphère subductée et ancrée des vortex qui tordraient cette dernière. Pour séduisante qu'elle soit, cette explication se heurte à un point : dans l'Ouest-Pacifique, le mouvement relatif de l'asthénosphère par rapport à la lithosphère, déduit du mouvement absolu des plaques par rapport au référentiel des points chauds, est vers l'est, soit contraire à celui nécessaire pour créer les vortex envisagés. Néanmoins des cellules de convection plus réduites peuvent exister.

Le passage d'une zone de subduction à une faille transformante a été observé sur plusieurs structures. Trois types se dégagent : le premier où le passage se fait par déchirure ("hinge faulting"), le modèle en est la terminaison nord de l'arc des Tonga (ISACKS *et al.*, 1969) et il a été également observé dans l'arc de la Scotia (FORSYTH, 1975). Le second montre le passage progressif et continu de la subduction au glissement avec torsion de la lithosphère et maintien de celle-ci en position de plongement. Sont notamment dans cette situation la partie ouest de l'arc des Aléoutiennes (CORMIER, 1975; STAUNDER, 1968 a et b) et la fosse de Porto Rico (MOLNAR, 1977; MOLNAR and SYKES, 1969; JORDAN, 1975; BELL, 1972). Il est à remarquer que dans ces deux cas, la subduction a été active par le passé, au milieu du Tertiaire pour les Aléoutiennes, époque où un changement de direction de plongement est intervenu (CORMIER, 1975). Pour Porto Rico, la subduction s'est arrêtée à l'Eocène comme l'indique l'absence de volcanisme calco-alcalin depuis cette époque (KHUDDOLEY and MEYERHOFF, 1971; BUTTERLIN, 1977).

Ceci est en contradiction avec les données de FITCH (1972), indiquant que dans le cas où la direction de mouvement n'est pas perpendiculaire à la fosse, un découplage intervient par des failles en arrière de l'arc, définissant le troisième type intermédiaire entre les cas 1 et 2.

Manuscrit remis en novembre 1979

Manuscrit révisé en janvier 1981

2

MORPHOLOGIE ET STRUCTURE DE L'ARC INSULAIRE DES NOUVELLES-HÉBRIDES DANS SA TERMINAISON SUD

par Jean LAUNAY

Dans le cadre de cette étude de la terminaison sud de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides, nous présentons une carte bathymétrique (carte H.V. III-1 et Fig. III-1) en courbes de niveau équidistantes de 200 mètres à l'échelle de 1/1.000.000 et 1/2.100.000 environ. Pour établir ce levé, nous n'avons utilisé que des profils positionnés par satellite dont l'espacement est d'environ dix milles marins et souvent moins (Fig. III-2). La figure III-3 replace la zone d'étude dans son contexte régional et localise les principaux profils et les coupes-temps enregistrés. L'examen de ces documents fait apparaître trois unités structurales majeures :

- la plaque plongeante correspondant au bassin et au plateau Nord-Loyauté, ainsi qu'au bassin Sud-Fidjien pro-parte,
- la fosse,
- l'ensemble des structures situées en arrière de la fosse.

Les différentes morphologies d'arc insulaire ont été abondamment décrites dans la littérature (KARIG, 1970 a, 1971 a, 1974 ; DICKINSON, 1973 ; KARIG and SHARMAN, 1975) c'est pourquoi après une brève description des unités, nous dégagerons quelques profils caractérisant cette terminaison d'arc, nous permettant de cerner l'évolution morphologique et tenterons de fixer la limite entre la zone de subduction et la zone de fracture.

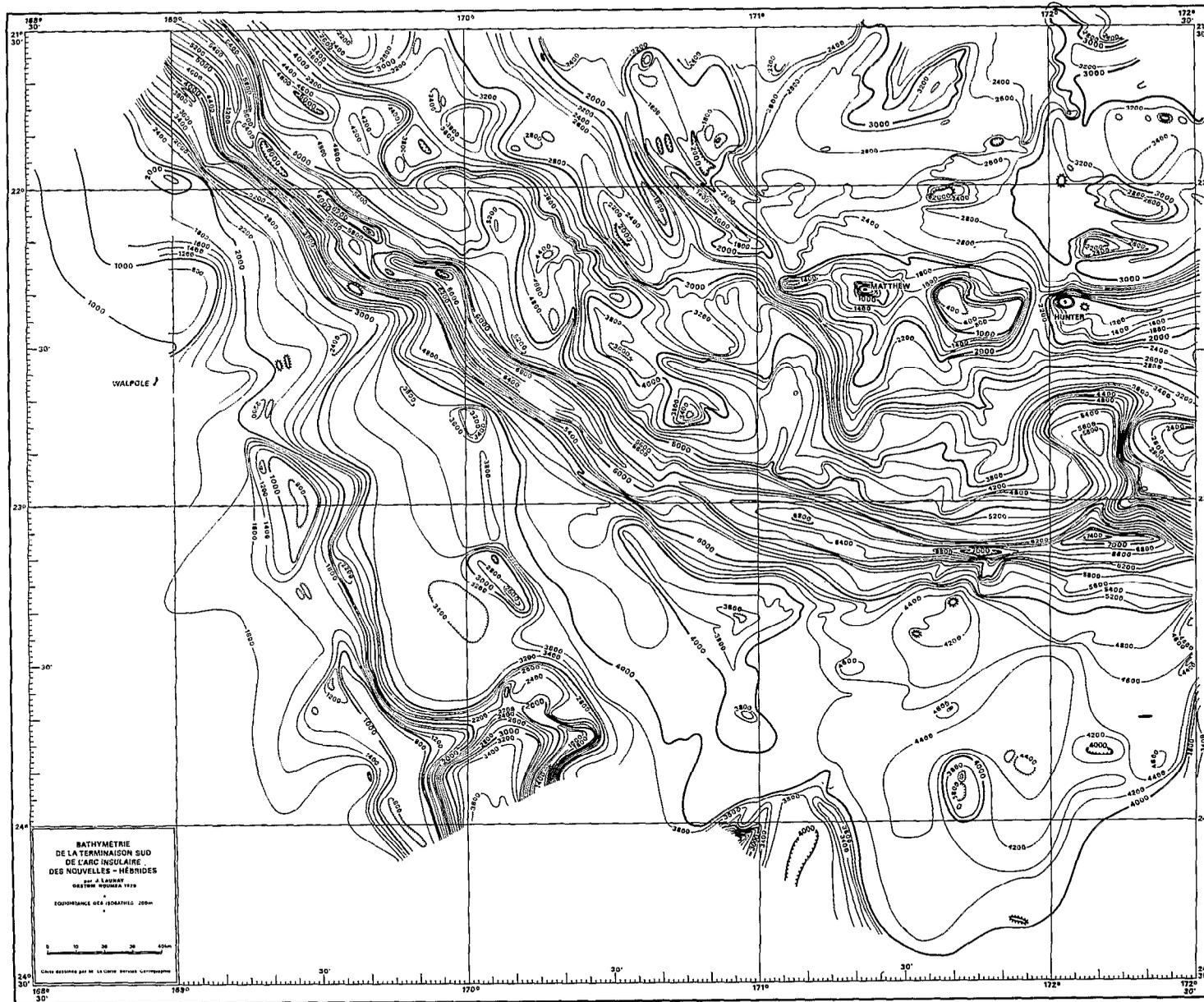


Fig. III-1 - Carte bathymétrique de la terminaison sud de l'arc des Nouvelles-Hébrides

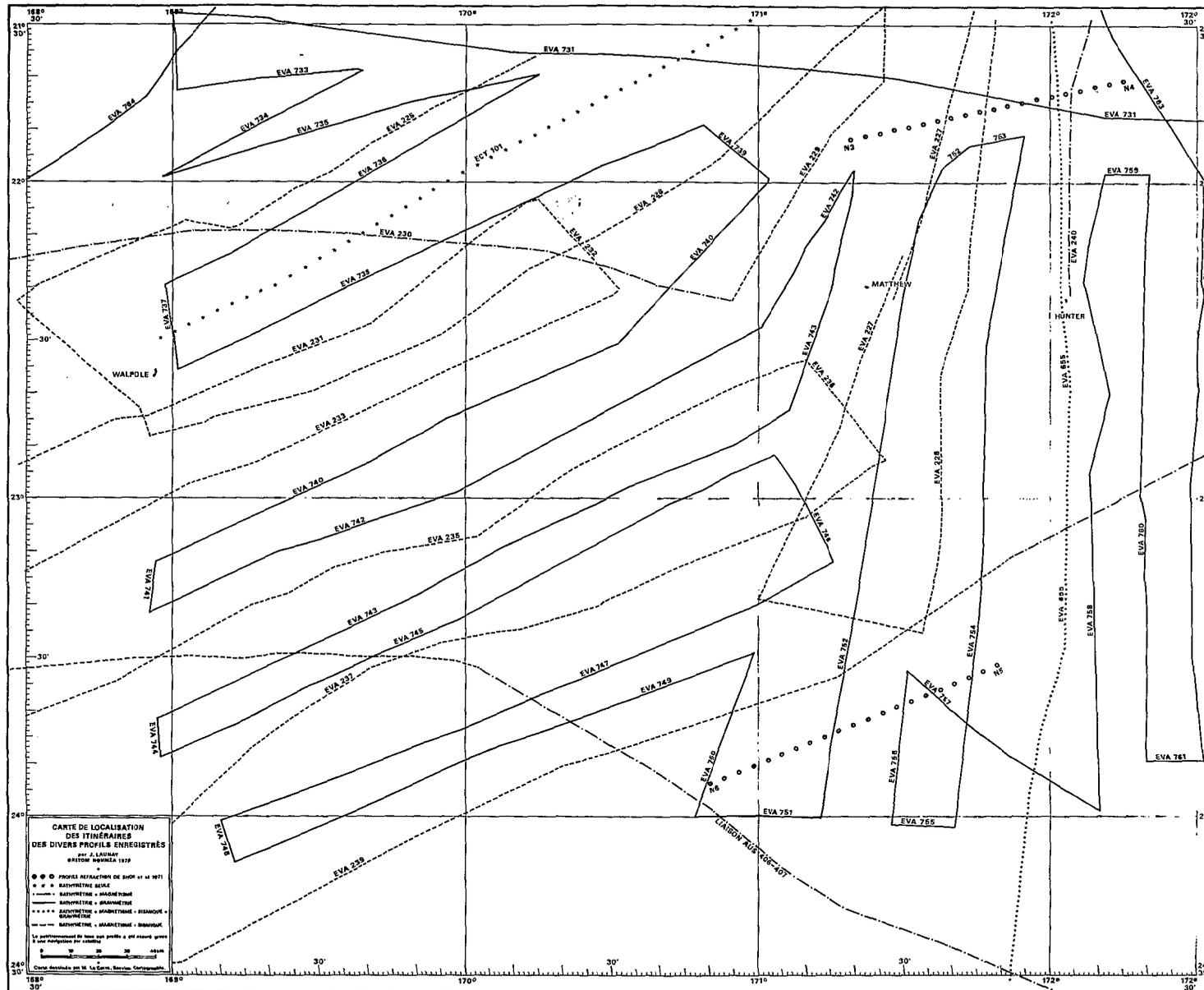


Fig. III-2 Carte des itinéraires

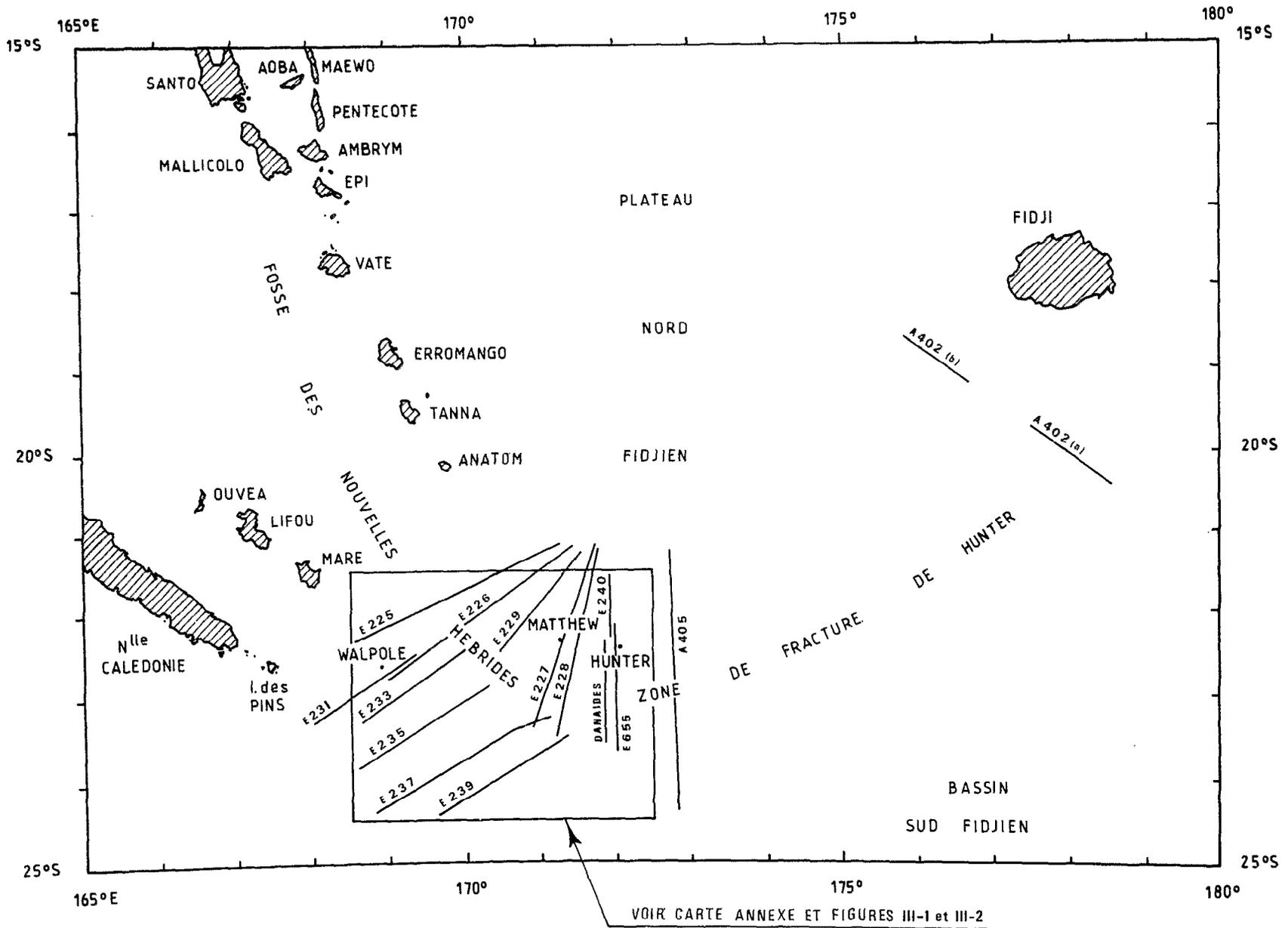


Fig. III-3 Localisation des profils replacée dans le contexte régional

La plaque plongeante

Il s'agit essentiellement du plateau Nord-Loyauté et partiellement de la pointe nord-ouest du bassin Sud-Fidjien. La structure dominante dans cette région est constituée par des massifs volcaniques magnétiques (400 à 600 γ ; Fig. III-5) qui sont le prolongement immergé des îles Loyauté bordées à l'ouest par le bassin sédimentaire des Loyauté. C'est au niveau des profils EVA 225 (Fig. III-6) et 231 (Fig. III-4) que la chaîne des Loyauté se situe le plus près de l'axe de la fosse (80 km) et tendrait à provoquer un blocage. Ensuite, la chaîne volcanique infléchit sa direction vers le sud s'écartant ainsi de plus en plus de la fosse. La profondeur de cette région est peu importante de l'ordre de 2000 mètres, l'approfondissement ne se marquant qu'à l'est des massifs volcaniques, à l'approche de la pente externe de la fosse, par un décrochement brutal. Celui-ci, bien visible sur le flanc est du prolongement des Loyauté, est très important puisqu'il est de 1500 mètres au niveau du profil EVA 233 et de 2000 à 2500 mètres sur les profils EVA 237 et 239. Si l'on considère l'allure générale de la morphologie de l'ensemble de ces profils, on perçoit nettement le bombement lithosphérique (DUBOIS *et al.*, 1973 a) dû à la subduction de la plaque ; et l'accentuation de ce bombement provoquée **par le blocage des Loyauté** pourrait expliquer que cette partie méridionale soit moins profonde que la région septentrionale où les fonds sont de l'ordre de 3000 à 4000 mètres.

Les profils de sismique réflexion réalisés sur la plaque plongeante (Fig. III-4) nous révèlent une couverture sédimentaire notable (700 millisecondes temps double) peu perturbée si ce n'est au niveau des reliefs représentés par les massifs faillés qui pointent au travers des sédiments. En certains endroits, il semble que la puissance sédimentaire puisse être supérieure à l.s.t.d. (Fig. III-4, EVA 233 et 235) car un autre réflecteur est parfois visible sous le socle acoustique. D'une façon générale, les couches sédimentaires sont tranquilles, monotones et transparentes, faiblement ondulées mais non plissées. Quelques failles intraformationnelles les affectent et se prolongent parfois dans le socle acoustique. L'ensemble de cette morphostructure est donc dominé par les horsts des Loyauté dont le flanc est limité par une partie structurale décrochée en graben à l'approche de la fosse des Nouvelles-Hébrides.

La fosse

C'est le trait structural caractéristique dans une zone de subduction et l'on constate d'après la carte bathymétrique que c'est au niveau du 21° Sud, à l'amorce du changement de direction vers l'est que la physionomie de la fosse se modifie : elle diminue de largeur, mais aussi de profondeur car elle n'atteint plus les 6000 mètres. Sa forme devient sinueuse et ces variations de direction sont dues à des décrochements par des failles orientées NE-SW et donc perpendiculaires à l'axe de la fosse dont elles suivent ainsi le mouvement. Au niveau du 22° Sud, la fosse s'approfondit de nouveau et l'on voit apparaître des fonds supérieurs à 6000 mètres qui se creusent progressivement pour atteindre des valeurs supérieures à 7000 mètres au sud des îles Matthew et Hunter quand la fosse prend franchement une direction ouest-est. Si l'on prend comme référence la distance entre les courbes 5000 m, la largeur de la fosse est de 14 km vers 21°30' puis elle augmente très régulièrement pour atteindre une trentaine de kilomètres vers 23° S. Enfin c'est au niveau du méridien 172° Est que la fosse se dédouble très nettement (Fig. III-6, profils DANAÏDES, AUS 405 et Fig. III-8 et III-9, EVA 655), ce dédoublement en une fosse et un fossé se poursuivant jusqu'aux îles Fidji comme le montrent les profils bathymétriques rabattus de la figure III-10 (HALUNEN, 1979). Du point de vue magnétique (Fig. III-7), la fosse fait apparaître une anomalie magnétique négative importante, décalée par rapport au minimum bathymétrique.

La pente externe de la fosse présente une dénivelée encore plus forte au début du changement de direction de l'arc : 3500 m entre la rupture de pente et le fond de la fosse (EVA 225, Fig. III-6); cette dénivelée s'atténue progressivement, 2500 m sur EVA 223, 1900 à 2000 m sur DANAÏDES, EVA 655, 1500 m sur AUS 405. La pente externe est donc de plus en plus douce, et bien que le passage soit assez progressif, il semble que ce soit au niveau du 172° Est que la dénivelée soit la plus atténuée. Du point de vue structural, la sismique réflexion fait apparaître une pente externe assez fracturée (les failles sont soit verticales, soit orientées vers la fosse) et dépourvue de couverture sédimentaire ; ce n'est qu'à partir du 172° Est (Fig. III-8, EVA 655 et Fig. III-6, AUS 405) que l'on voit la série sédimentaire de la plaque Indo-australienne se poursuivre sur la pente externe (EVA 655) et jusque dans la fosse où une petite épaisseur de sédiment est visible (AUS 405).

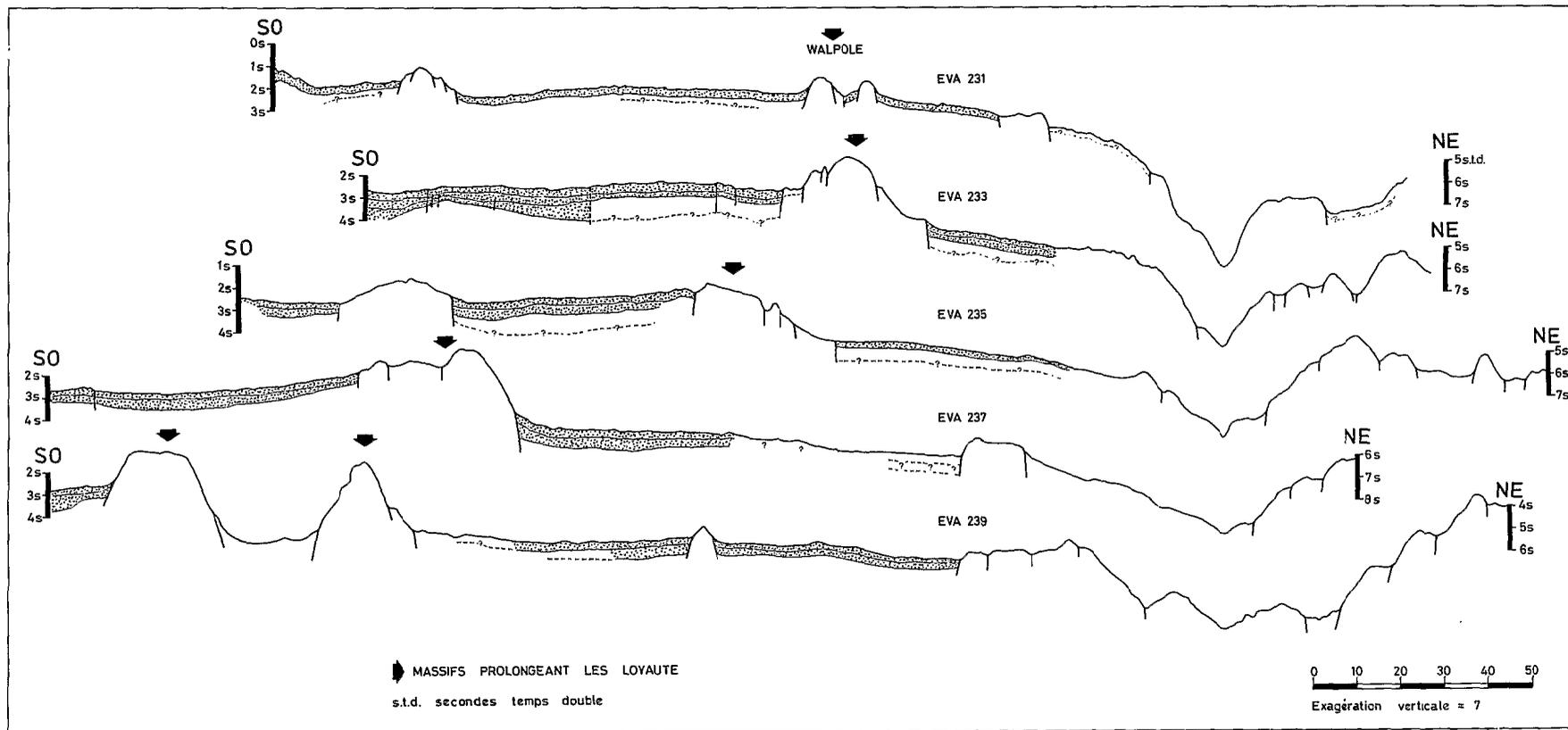


Fig. III-4 Coupe-temps côté plaque plongeante

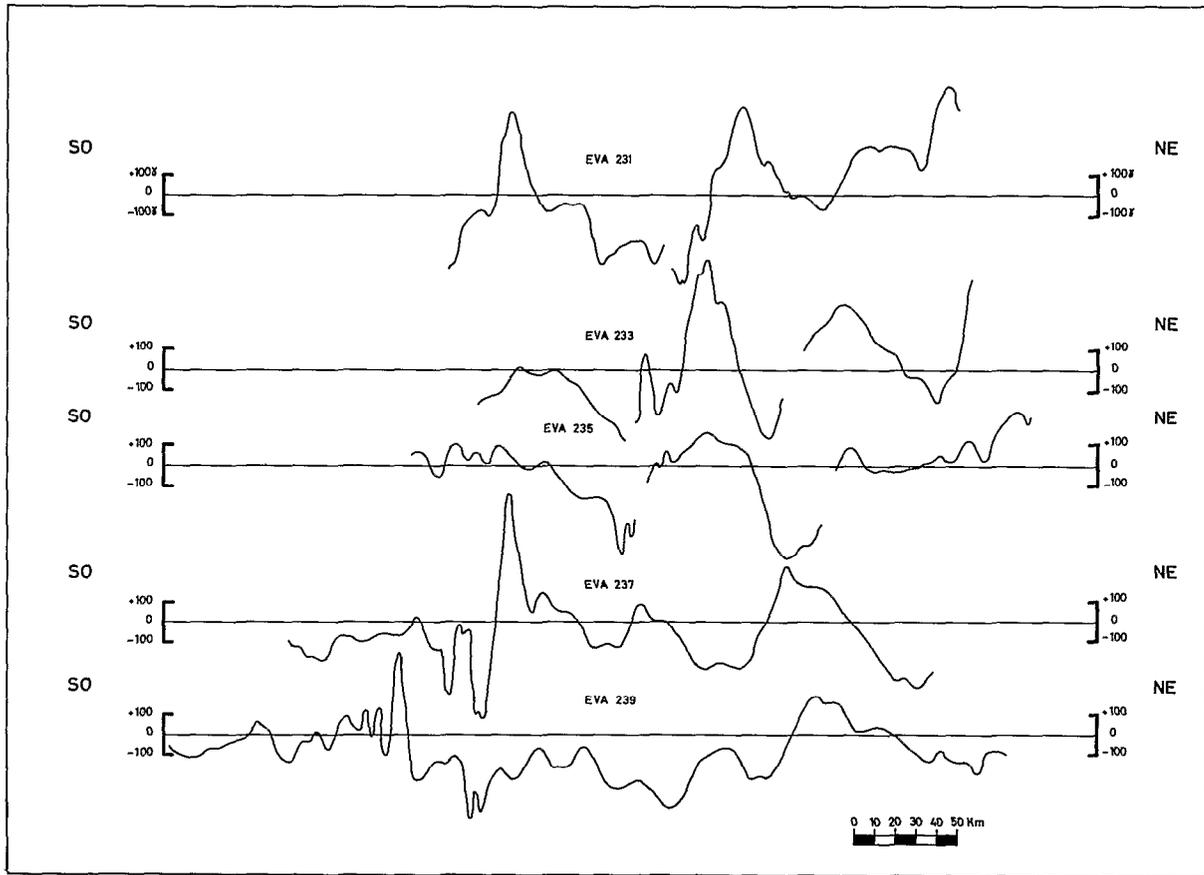


Fig. III-5 Anomalies magnétiques sur la plaque plongeante

La morphologie de la pente interne de l'arc évolue également du nord vers le sud de la région considérée, mais au contraire de la pente externe, la pente interne est douce au départ (EVA 225 et 226), s'accroît ensuite (EVA 227 et 228), se raidit et devient très abrupte vers la fin (DANAÏDES, EVA 655 et AUS 405) avec une dénivellée de 2500 à 3000 mètres au niveau de la longitude 172°E. Enfin, il convient de noter l'existence d'une terrasse (T) particulièrement visible sur le profil EVA 227 (Fig. III-6) et qui sépare la pente interne en deux segments. Plus à l'est, la morphologie évolue en une ride encadrée au nord et au sud par la fosse dédoublée. La couverture sédimentaire semble inexistante car aucune pénétration n'a pu être décelée sur la pente interne. Par contre, la fosse située en avant de la ride volcanique révèle un petit bassin sédimentaire (épaisseur 1,3 s.t.d. ; Fig. III-8) se poursuivant vers l'est puisqu'il se retrouve sur le profil AUS 405.

Les structures de l'arc situées sur le plateau Nord-Fidjien

Si l'on se réfère à la description des unités structurales telles qu'établies par KARIG et SHARMAN (1975), on trouve principalement : le prisme d'accrétion, l'arc frontal, la chaîne volcanique et les fossés arrière-arc. DANIEL (1978a) étudiant la morphostructure de l'arc au nord du 20° parallèle Sud, conclut qu'il existe bien un prisme d'accrétion de largeur pratiquement constante 75 km mais dont la morphologie varie d'une coupe à l'autre, quant aux fossés arrière-arc, leurs formes varient de façons très sensibles. L'examen de nos profils (Fig. III-6) tant bathymétriques que sismiques nous amène à mettre en doute l'existence du phénomène d'accrétion dans cette zone car aucun matériau n'est visible que ce soit en provenance de la plaque plongeante ou obductante ; la présence d'un prisme même de forme variable ne nous semble donc pas acquise. Il en est de même pour l'arc frontal que DUGAS *et al.* (1977b), décomposent en un "forehorst" et un bassin situés en avant de la ligne volcanique. Seule celle-ci est aisément reconnaissable, c'est pourquoi, on peut se demander si dans cette terminaison

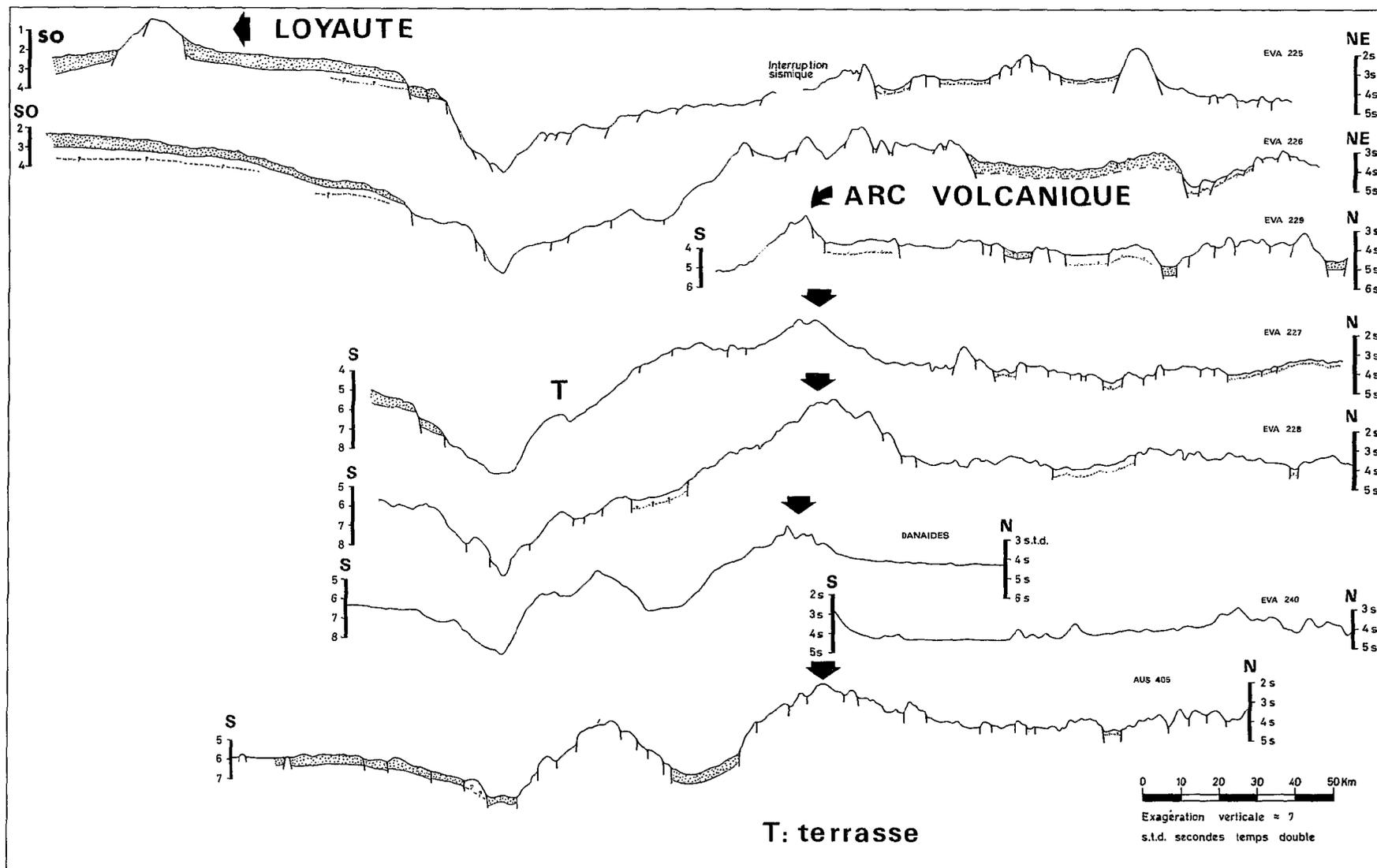


Fig. III-6 Coupe-temps interprétées, côté plaque Pacifique ou plateau Nord-Fidjien

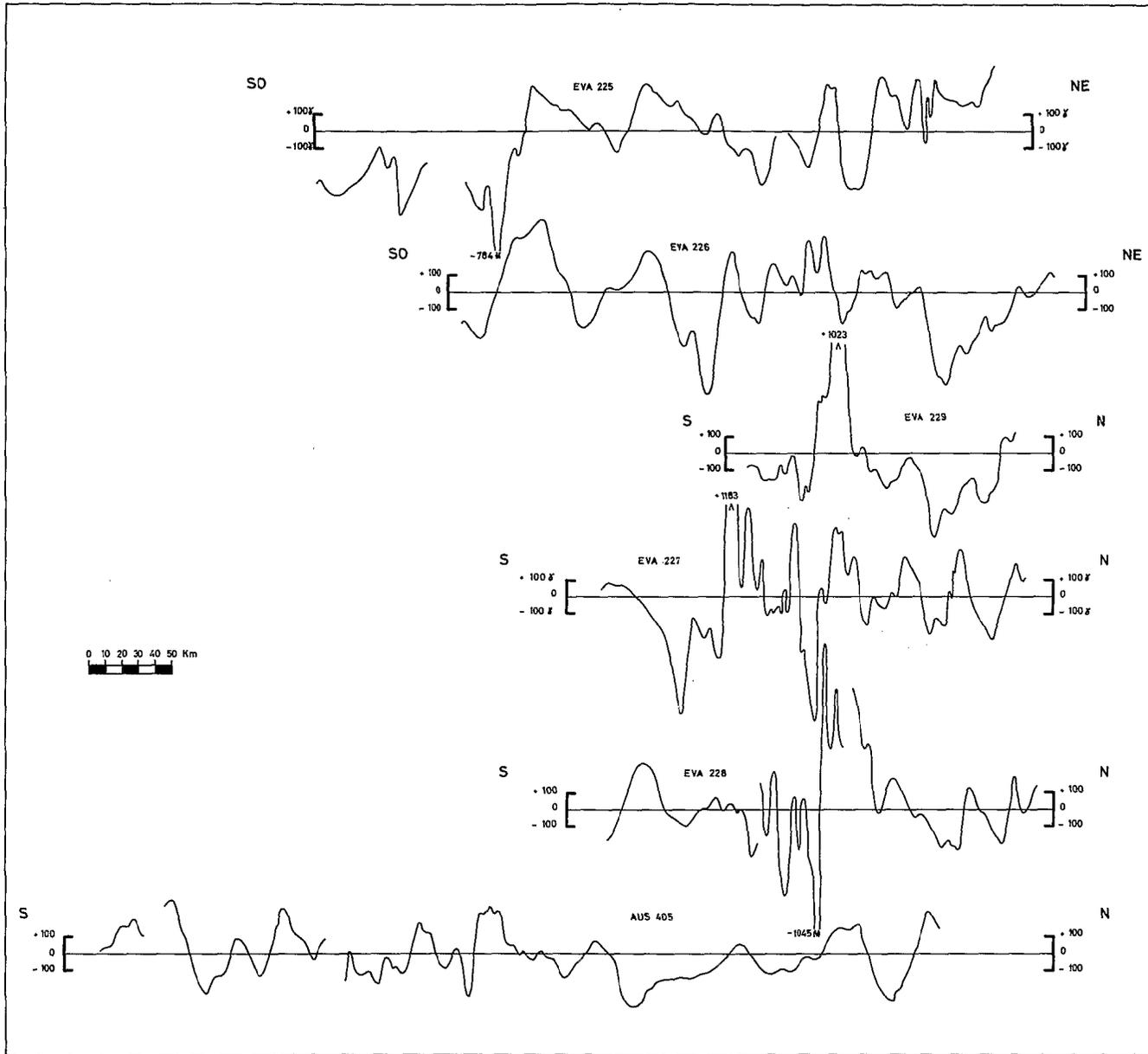


Fig. III-7 Anomalies magnétiques, côté plaque Pacifique ou plateau Nord-Fidjien

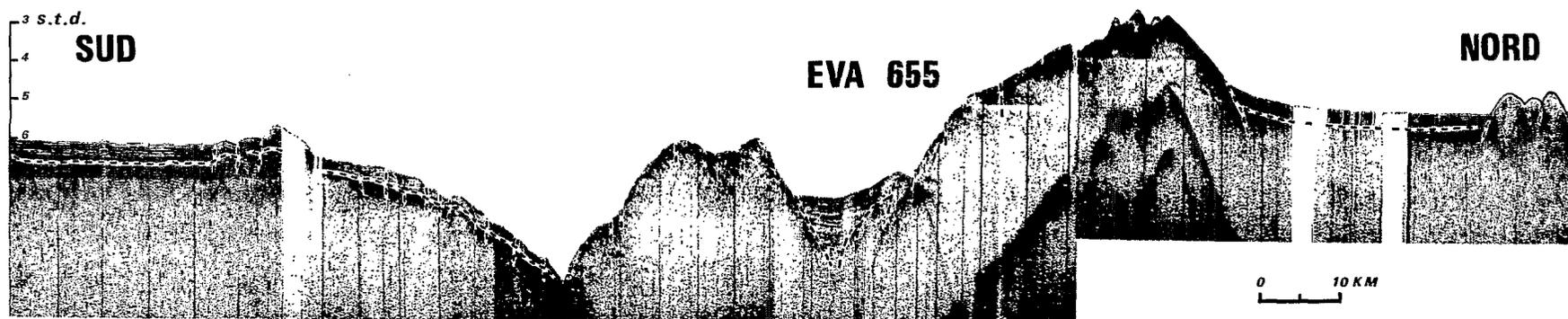
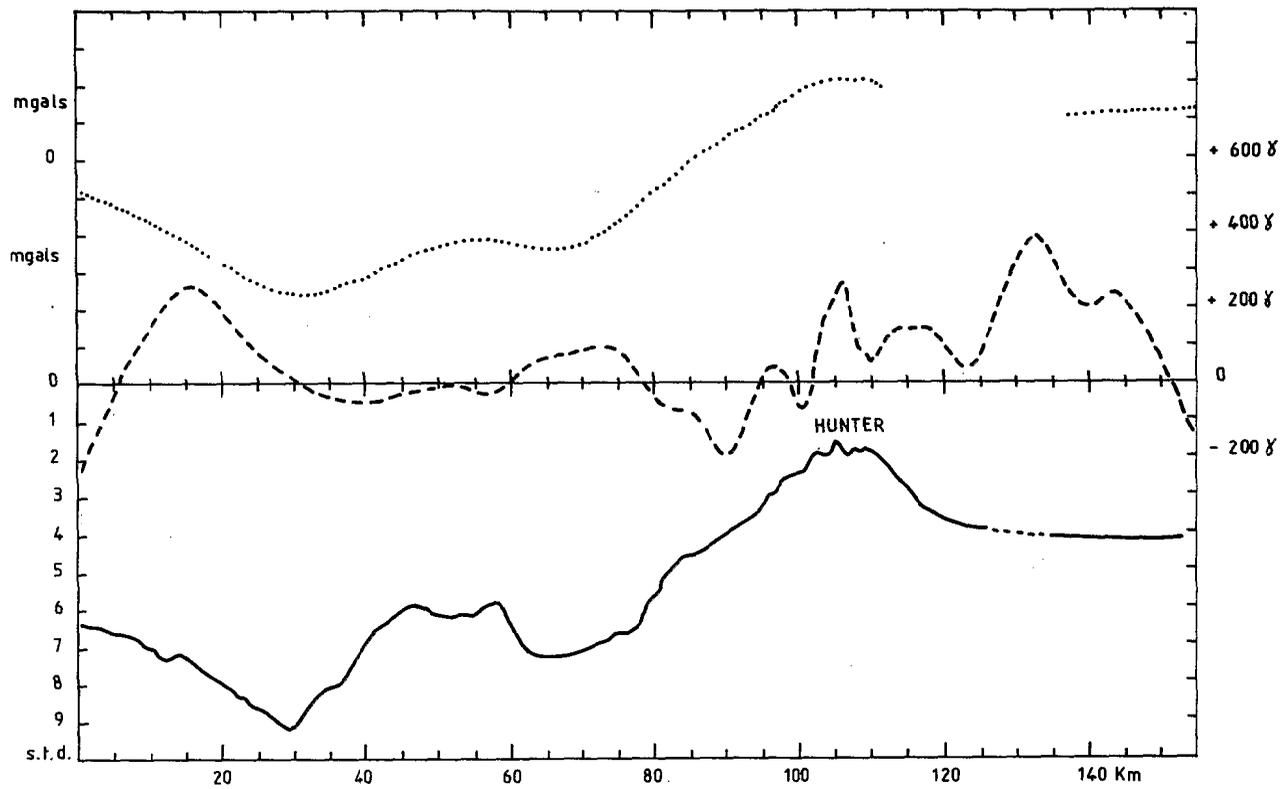


Fig. III-8 Profil de sismique réflexion EVA 655



PROFIL EVA 655

GRAVIMETRIE Anomalie à l'air libre
 MAGNETISME -----
 BATHYMETRIE ———— Secondes temps double

Fig. III-9 Bathymétrie, magnétisme et gravimétrie de EVA 655

méridionale, l'arc frontal n'est pas confondu morphologiquement avec l'arc volcanique. Ce dernier ne se distingue pas sur EVA 225 et 226, mais apparaît nettement sur les coupes EVA 229, 227 et 228 (Fig. III-6) et se prolonge vers l'est par les profils DANAÏDES, EVA 655 et AUS 405. Une anomalie magnétique de forte intensité (Fig. III-7) supérieure à 1000 gammas caractérise cette ligne volcanique matérialisée en surface par les volcans Matthew et Hunter. On remarquera que l'anomalie magnétique chute fortement à partir du 172° Est où elle n'est plus que de 200 à 400 gammas (DANAÏDES, EVA 655, AUS 405).

En arrière de la ligne volcanique, s'étend le plateau Nord-Fidjien proprement dit, qui semble succéder directement à la structure volcanique. Les fossés d'effondrement décrits par KARIG et MAMMERICKX (1972) puis par DUBOIS *et al.* (1975a) s'arrêtent au niveau du 21° Sud car leur existence n'est plus évidente dès le profil EVA 225. La sismique réflexion nous montre que la sédimentation est faible voire inexistante ; le socle est très fracturé et le magnétisme révèle une succession d'anomalies du type de celles des bassins à plancher océanique jeune.

Du point de vue de la structure crustale, nous ne possédons aucune donnée récente de réfraction dans la région de la terminaison sud de l'arc. Les deux seuls profils existants ont été réalisés en 1967 par la SCRIPPS INSTITUTION lors de l'expédition NOVA et les résultats publiés en 1971 par SHOR *et al.* qui présentaient des modèles de couches (Fig. III-11). Le profil N3-N4 effectué sur le plateau Nord-Fidjien sous 2500 mètres d'eau montre une épaisseur de croûte de 8 à 9 km sous le fond : les auteurs interprètent cette structure comme si une partie de la croûte océanique avait été remontée de 2 km, ce qui amène SOLOMON et BIEHLER (1969) à conclure que le manteau a une densité anormalement basse. La dernière couche à vitesse 6,53 km/s correspondrait à des gabbros, la couche à 5,49 km/s à des basaltes, mais la couche à vitesse 3,28 km/s et d'épaisseur 1200 m nous semble suspecte ; cette vitesse correspondrait plutôt à des sédiments consolidés or nos coupes de sismique réflexion EVA 226, 229, 227, 228 nous montrent un fond pratiquement dépourvu de sédiments à l'exception de quelques dépôts assez superficiels. Le second profil réfraction N6-N5 est situé au sud, de l'autre côté de la fosse dans le bassin Sud-Fidjien. L'épaisseur totale de la croûte y compris la tranche d'eau de 1500 mètres est de 12 à 15 kilomètres, la puissance augmentant vers l'est et à l'approche de la fosse. La couche de base à vitesse 6,82 km/s peut être assimilée à des gabbros, celle à vitesse 4,42 km/s correspondrait à des basaltes et/ou des sédiments consolidés surmontés par une couche sédimentaire moins compactée et moins épaisse à vitesse 2,15 km/s, ce qui est en accord avec nos enregistrements de sismique réflexion.

L'analyse de ces données morphostructurales nous conduit maintenant à dégager dans cette région trois types de profil et à tenter de situer la fin de la zone de subduction. C'est aux environs de 21° Sud que l'arc insulaire tend à se singulariser par rapport à un schéma classique. Le profil EVA 225 (Fig. III-6) est de ce point de vue, très significatif : la fosse présente un seuil ; le prisme d'accrétion, l'arc frontal et l'arc volcanique ne se discernent pas. Le second type serait représenté par le profil EVA 227 dont la physionomie, c'est-à-dire fosse profonde, pente externe, pente interne, terrasse, arc volcanique, évoque assez bien une zone de subduction. La troisième morphologie apparaît brutalement entre deux volcans Matthew et Hunter le long du méridien 172° Est et pourrait constituer la limite de la zone de subduction. Les profils EVA 655 (Fig. III-8) et AUS 405 (Fig. III-6) révèlent clairement qu'une zone de fracture constituée de deux fosses séparées par une ride marque le passage entre le bassin Sud-Fidjien d'âge oligocène et le plateau Nord-Fidjien d'origine beaucoup plus récente mais d'âge inconnu. La dénivelée qu'elle provoque est importante puisque la profondeur du bassin Sud-Fidjien varie entre 4000 et 5000 mètres tandis que celle du plateau Nord-Fidjien se situe entre 2500 et 3500 mètres. Outre cette morphologie typique de zone de fracture, la limite de l'arc insulaire est déterminée par un certain nombre d'autres traits se localisant au niveau du 172° Est : la distance arc volcanique-fosse qui diminue régulièrement dans la terminaison sud de l'arc, est minimum et égale à 90 km. La dénivelée entre le fond de la fosse et le sommet de la pente externe est minimum en zone de fracture. La sédimentation absente en morphologie de subduction est notable en zone de fracture, tant sur la pente externe qu'au fond des fosses (EVA 655 et AUS 405). La réfraction nous révèle, en ce lieu, un épaissement crustal très important (12 à 15 km). Enfin, le magnétisme est très intense à l'ouest du 172° Est (Matthew) mais faible à l'est près de Hunter.

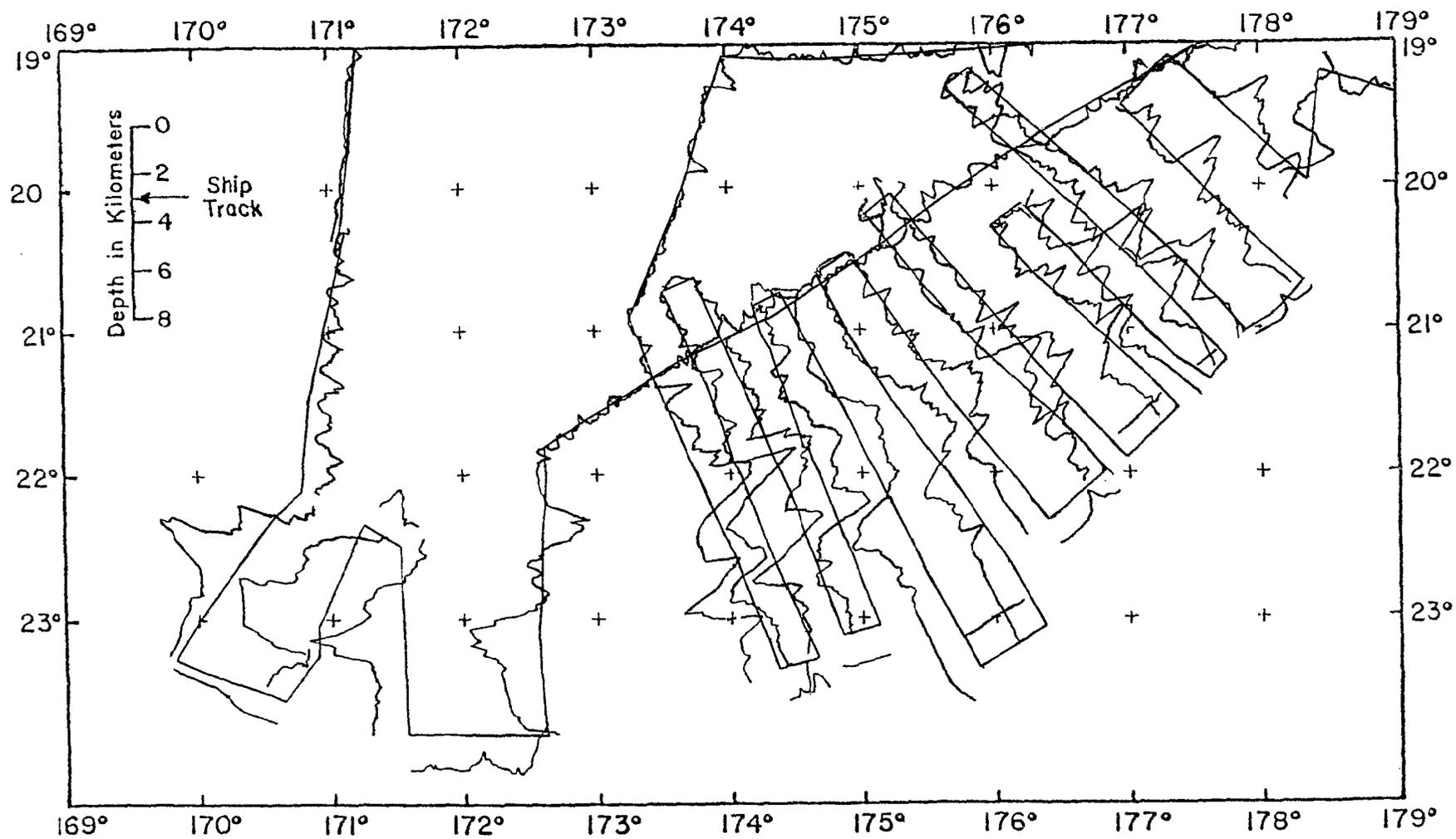


Fig. III-10 Profils bathymétriques rabattus d'après HALUNEN (1979)

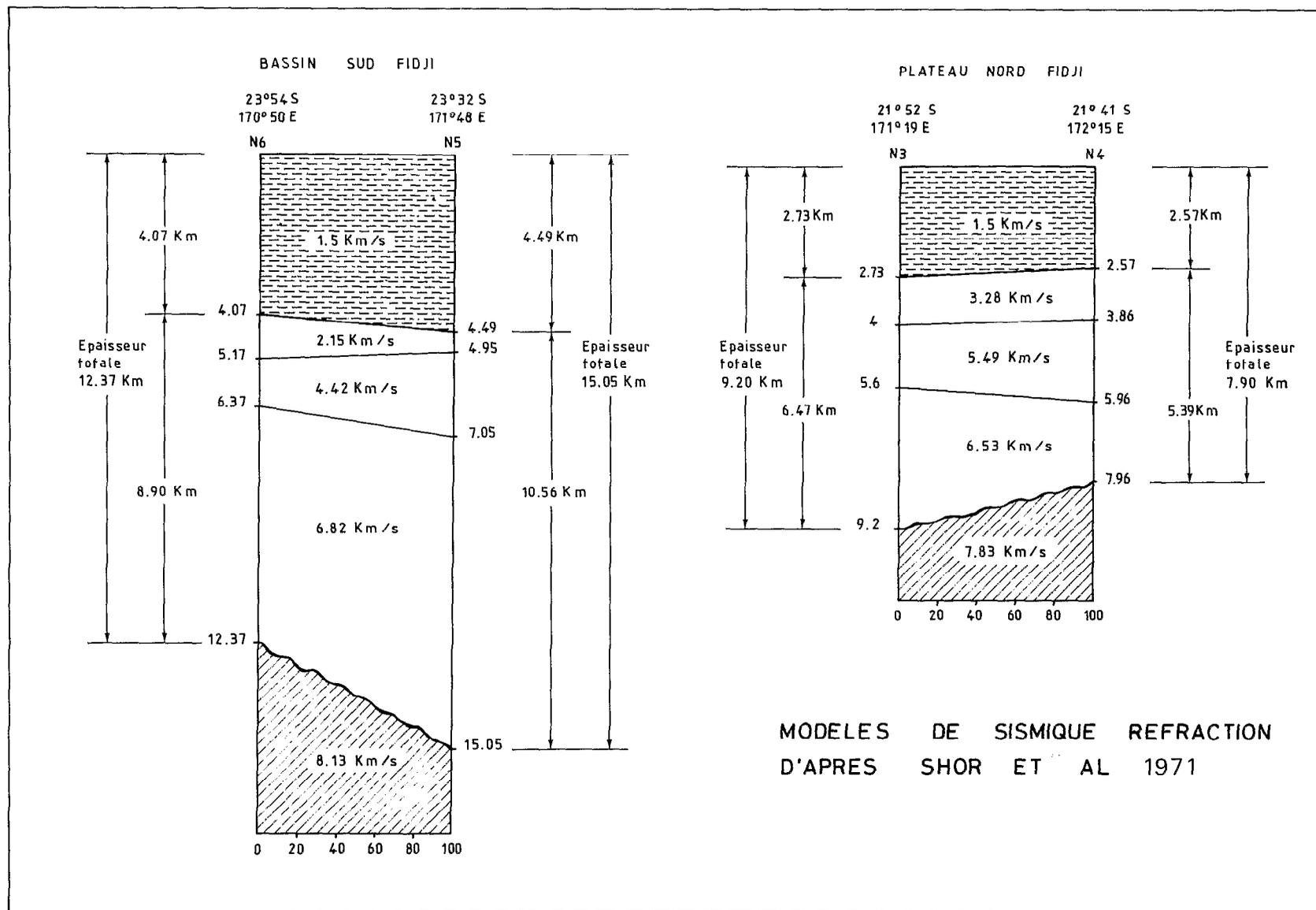


Fig. III-11 Modèles de réfraction d'après SHOR *et al.* (1971)

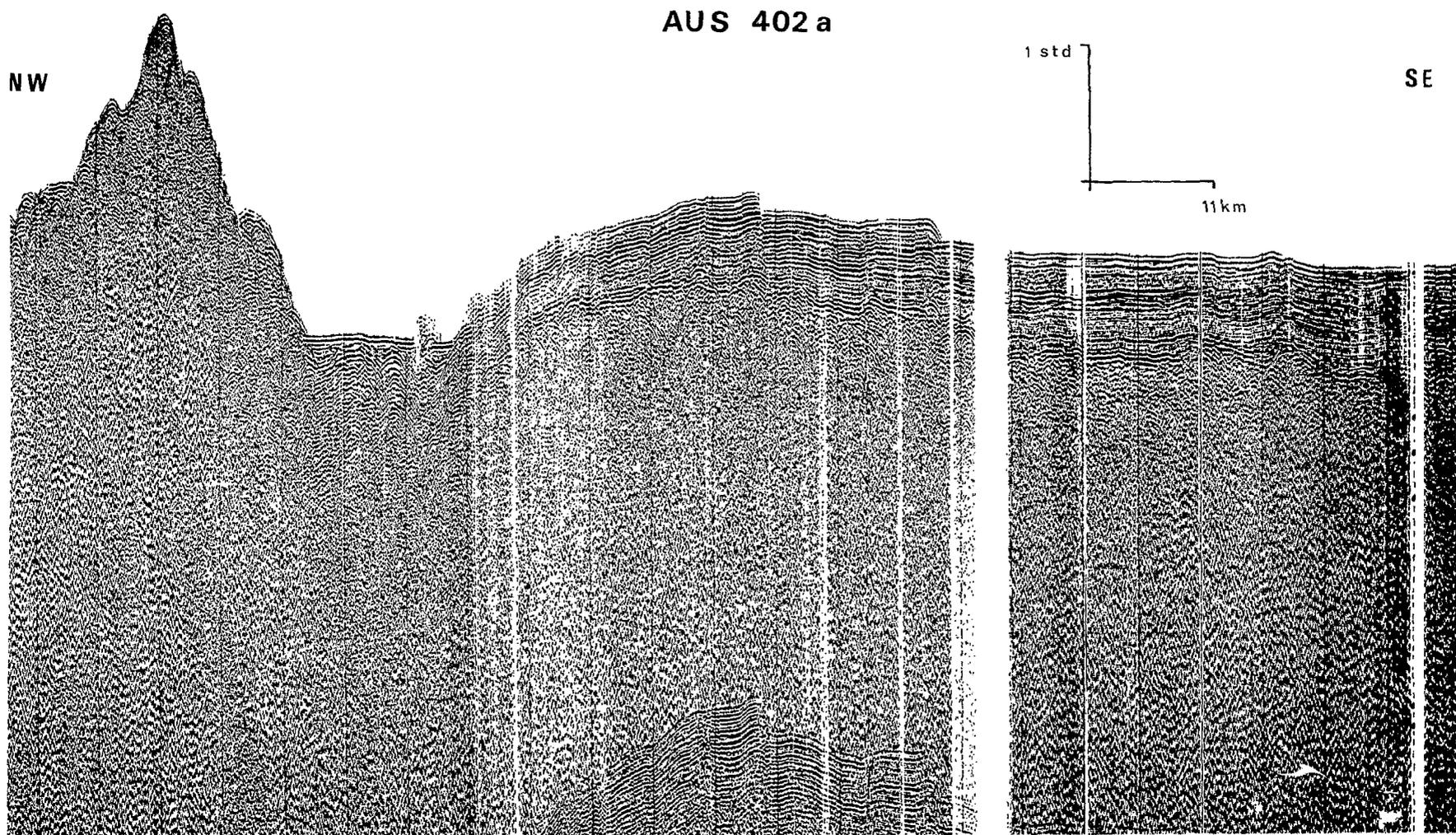


Fig. III-12 Profil de sismique réflexion AUS 402 a, pouvant s'interpréter comme une subduction fossile ou sub-fossile.

Ainsi donc, la fin de la zone de subduction de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides nous apparaît assez bien repérée géographiquement et morphologiquement au voisinage de l'îlot Hunter, au niveau du 172° Est. La zone de fracture de Hunter lui fait suite directement selon une orientation est-nord-est vers le sud des Fidji et est particulièrement bien recoupée (Fig. III-10) par 19 profils perpendiculaires d'HALUNEN (1979) qui signale une légère subduction. Notre enregistrement sismique AUS 402 a (Fig. III-12) pourrait confirmer cette hypothèse en notant toutefois que cette structure rendrait mieux compte d'une subduction fossile qu'active.

Manuscrit remis en novembre 1979

Manuscrit révisé en janvier 1981

3**SISMICITÉ ET SUBDUCTION DE LA TERMINAISON SUD DE
L'ARC INSULAIRE DES NOUVELLES-HÉBRIDES**

par Rémy LOUAT

Les figures III-13 et III-14 montrent la trace en surface de la sismicité telle que nous l'avons extraite des bulletins I.S.C. de 1961 à 1977 lorsque 50 stations au moins ont contribué à déterminer les épicentres ; nous avons alors affaire à des séismes de magnitude supérieure à 5 ou voisine de 5. Pour les raisons développées dans le chapitre relatif aux Nouvelles-Hébrides, nous n'utiliserons pas les épicentres définis par PASCAL *et al.* (1978) ; par contre, les mécanismes focaux interprétés dans notre étude sont issus de la compilation effectuée par ces auteurs. Le retour à la sismicité des bulletins se justifie dans la mesure où les études sismologiques traitant de la partie sud des Nouvelles-Hébrides n'ont pas vraiment tranché sur le mode de terminaison de la subduction. Pour JOHNSON et MOLNAR (1972) les mécanismes focaux disponibles dans la région sont compatibles, soit avec un arrêt brusque de la

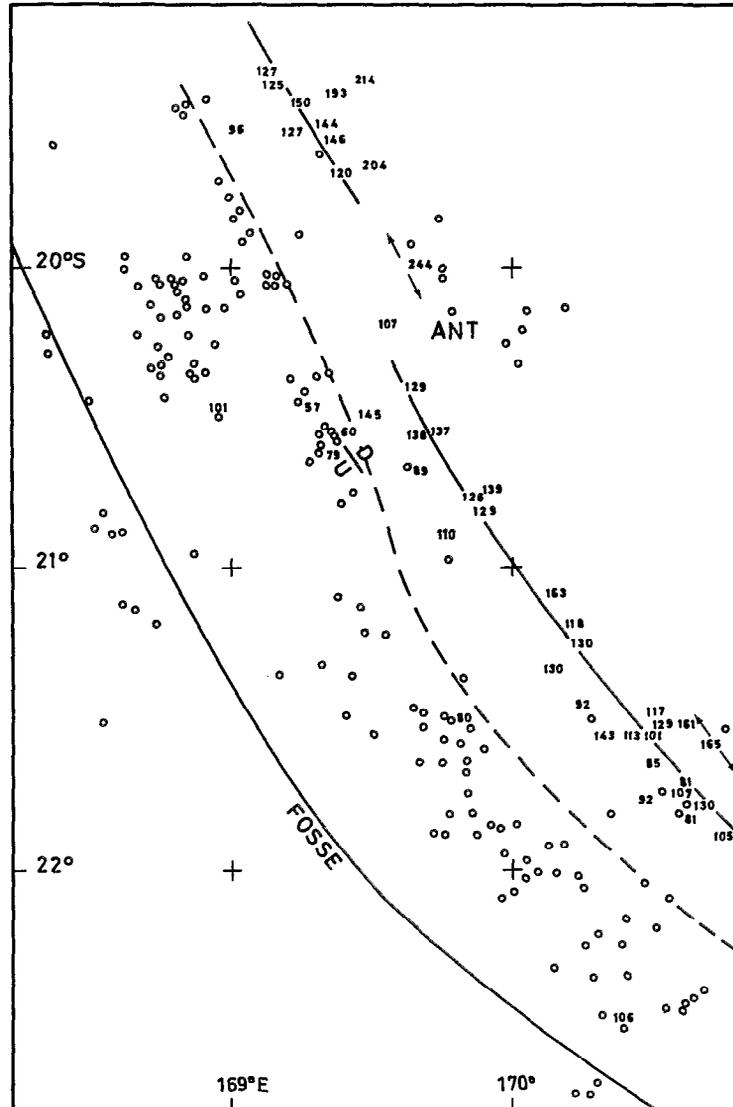


Fig. III-13 . Représentation de la sismicité (bulletins ISC) au sud de l'île Anatom. Les séismes superficiels sont représentés par des cercles et les séismes intermédiaires ($H > 60$ km) par leur profondeur. Les mécanismes focaux sont représentés pour les séismes intermédiaires par des flèches indiquant les tensions et pour les séismes superficiels par le sens du mouvement vertical (U : Up ; D : Down). Le tireté correspond à la frange orientale des séismes superficiels attribués au contact des plaques. ANT = Anatom.

subduction au niveau de la zone de fracture de Hunter (déchirure), soit avec un changement de direction de cette subduction, accompagné peut-être, dans la partie occidentale de la zone de Hunter, d'un mouvement relatif nord-sud des plaques Pacifique et Indo-australienne. ISACKS et BARAZANGI (1977), dessinant la zone de Benioff parallèlement à la fosse, semblent plutôt opter pour la seconde possibilité.

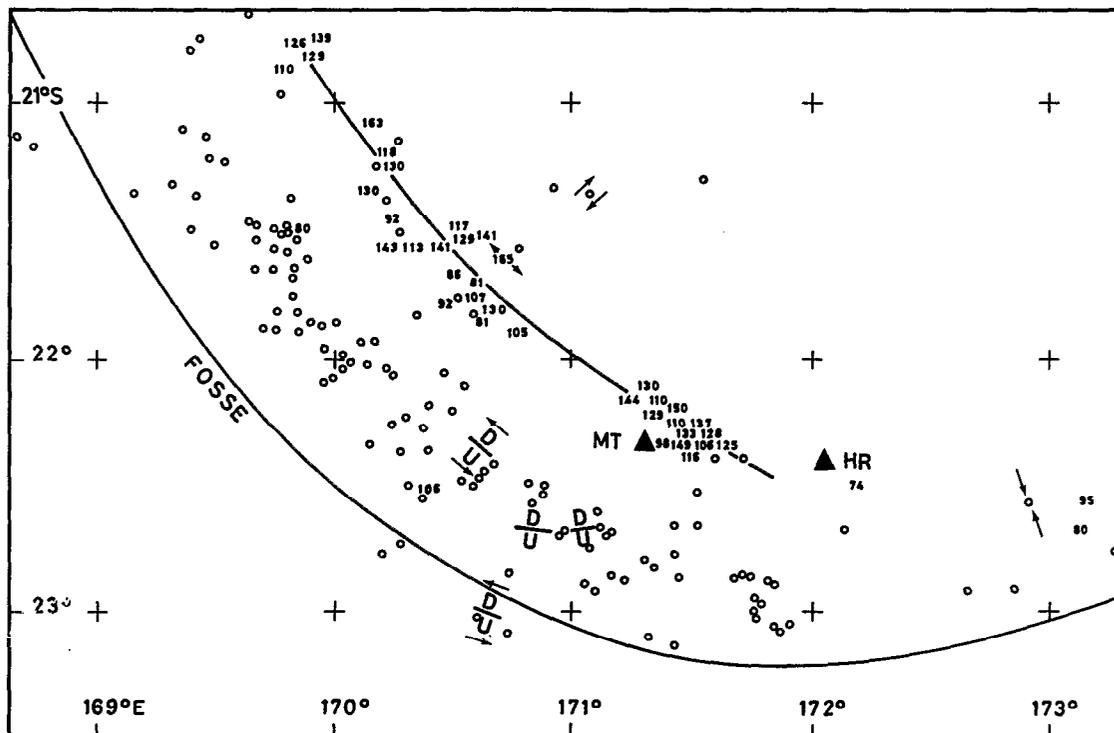


Fig. III-14 . Représentation de la sismicité (bulletins ISC) le long de la partie occidentale de la zone de Hunter. Les séismes superficiels sont représentés par des cercles et les séismes intermédiaires ($H > 60$ km) par leur profondeur. Les mécanismes focaux sont représentés pour les séismes intermédiaires par des flèches indiquant les tensions et pour les séismes superficiels par le sens du mouvement horizontal (flèches) et vertical (U : Up et D : Down). MT = Matthew ; HR = Hunter.

Caractères généraux de la sismicité

Au niveau de l'île d'Anatom, c'est-à-dire vers 20° S (Fig. III-13), plusieurs discontinuités majeures apparaissent dans la sismicité de l'arc des Nouvelles-Hébrides :

- la profondeur maximum des séismes passe de 250 à 160 km ; ce fait est semblable à celui observé au niveau des îles Santa Cruz, où l'extrémité du plan de Benioff passe de 350 à 200 km ;
- la ligne de niveau des séismes à 130 km de profondeur présente un net décrochement ;
- la limite orientale de la zone regroupant la plupart des séismes superficiels se rapproche de la fosse.

Si l'on admet que les foyers retenus donnent une image réelle du milieu subducté, nous sommes conduits à penser qu'au sud de l'île Anatom l'arc des Nouvelles-Hébrides possède, pour la sismicité, un caractère propre. La subduction y est plus récente ; en effet, en admettant une vitesse du mouvement de l'ordre de 10 cm/an (DUBOIS *et al.*, 1977 b), et une profondeur maximum des séismes intermédiaires d'environ 160 km, on peut estimer que la subduction a débuté il y a deux millions d'années. Dans ce secteur, les séismes superficiels sont groupés dans une bande étroite de 40 km de largeur, au lieu de 60 km pour la partie médiane de l'arc ; à l'encontre de ceux localisés dans la région de l'île Santo (PASCAL *et al.*, 1978), les mécanismes focaux de ces séismes ne correspondent pas à ce que l'on observe classiquement au contact de deux plaques convergentes ; l'obliquité du mouvement relatif des deux plaques par rapport à la fosse, au niveau de la terminaison méridionale de l'arc, pourrait être la cause de cette différence.

Géométrie du plan de Benioff

Deux coupes du plan de Benioff (Fig. III-15 et III-16) révèlent une grande similitude de forme avec celles réalisées dans la partie centrale de l'arc ; le pendage de la zone sismique est en effet de l'ordre de 60° , valeur habituelle pour les Nouvelles-Hébrides ; ce fait est intéressant à noter, dans la mesure où il permet de constater que le pendage de la zone de Benioff n'est pas affecté par la profondeur maximum des séismes intermédiaires, ce qui signifie que la gravité ne joue pas un rôle important dans les formes que peuvent prendre les lithosphères subductées juste après leur plongement.

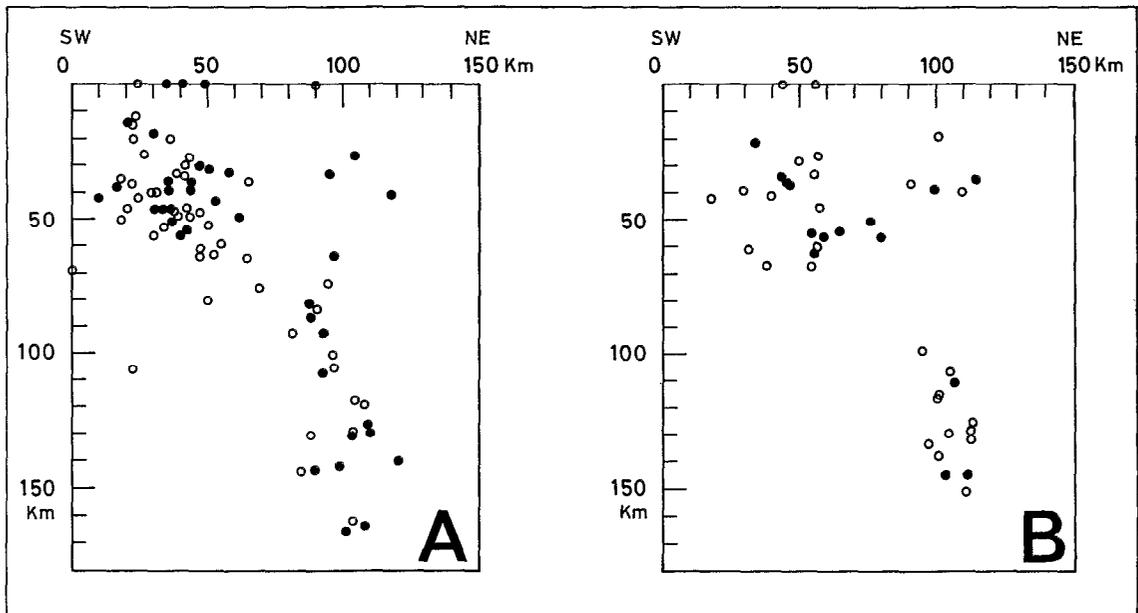


Fig. III-15 . Sections transversales SW-NE du plan de Benioff au niveau de la terminaison sud de l'arc des Nouvelles-Hébrides. Les cercles représentent les foyers enregistrés par plus de cent stations et les points, les foyers enregistrés par plus de cinquante stations.

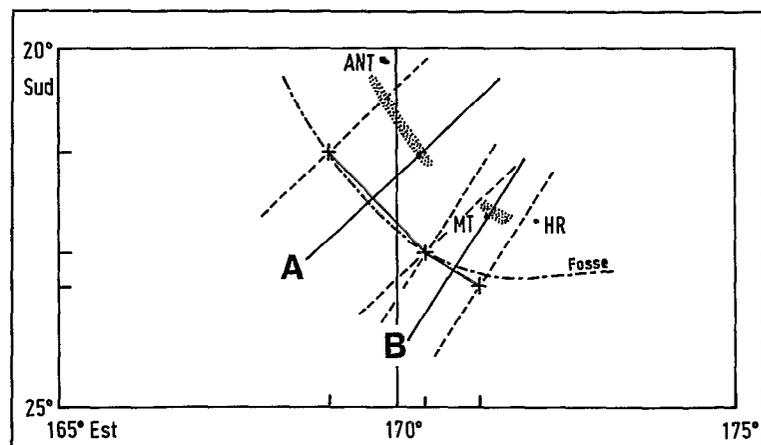


Fig. III-16 . Localisation des coupes de la figure III-15. La zone en pointillé montre la position des séismes intermédiaires. La coupe A a été implantée assez sud pour ne pas être perturbée par les irrégularités du plan de Benioff au niveau d'Anatom. La coupe B représente les séismes au niveau du volcan Matthew. ANT = Anatom ; MT = Matthew ; HR = Hunter.

Mode de terminaison de la subduction

Avec les données dont nous disposons et qui ont été schématisées sur la figure III-17, nous allons envisager quatre hypothèses concernant le mode de terminaison de la zone de subduction au sud de l'arc des Nouvelles-Hébrides.

- Hypothèse I : passage progressif et continu de la subduction à la faille transformante.

On suppose dans cette hypothèse que l'arrêt de la sismicité intermédiaire aux alentours du volcan Matthew n'est pas significatif. La longueur du plan de Benioff, de l'ordre de 150 km au niveau de Matthew, devrait alors décroître progressivement pour s'annuler plus à l'est, le long de la faille transformante de Hunter. La transition s'effectuerait donc une fois fini le virage de la fosse; néanmoins, si l'on admet que les foyers intermédiaires ne donnent pas une image représentative du milieu subducté, cette transition pourrait débiter beaucoup plus au nord, au niveau des discontinuités mises en évidence à proximité de l'île Anatom.

- Hypothèse II : présence d'une déchirure fossile vers 22° 4 S - 171° 7 E et extension actuelle de la subduction vers l'est.

La figure III-14 révèle que la ligne de niveau moyenne des séismes intermédiaires les plus méridionaux a une direction N 120° E alors que la fosse est orientée ouest-est dans sa partie la plus sud.

Il existe donc, au niveau de Matthew, une discordance de 30° entre la trace en surface de la zone de Benioff et la direction indiquée par la fosse. Le nombre de stations utilisées pour déterminer les foyers, la proximité des stations permanentes de Nouméa et Port-Vila, permettent d'avoir une bonne précision sur la localisation géographique des épacentres et d'être certain que les séismes considérés comme intermédiaires ont une profondeur supérieure à 100 km. La différence d'azimut précédemment soulignée, l'arrêt brutal des séismes intermédiaires par 22° 4 S - 171° 7 E (Fig. III-14) accompagné d'un affaiblissement notable de la sismicité superficielle, la présence de quelques rares épacentres situés vers 173° E dont la profondeur calculée est voisine de 80-100 km (ce qui est trop profond pour correspondre à une faille transformante) et qui peuvent s'interpréter, en fonction des mécanismes focaux déterminés par JOHNSON et MOLNAR (1972) comme une extension récente vers l'est de la zone de subduction (Pléistocène moyen ?), permettent d'envisager, dans le cadre de cette hypothèse, que la terminaison de la zone de subduction s'est faite, durant un certain temps, au niveau de Matthew, par une déchirure affectant l'ensemble de la plaque ("hinge faulting"). Notre interprétation des mécanismes focaux, l'absence de concentration de séismes superficiels de fortes magnitudes en un point particulier de la terminaison de l'arc, nous conduisent à penser, qu'à l'heure actuelle, la limite de la subduction n'est pas stabilisée, et que la déchirure de la plaque Indo-australienne s'effectue au niveau de la fosse vers 23° S - 173° E suivant un ensemble complexe de failles en évolution, orientées principalement SW-NE plutôt que selon un accident unique et géographiquement stable. L'hypothèse II serait en bon accord avec l'ensemble des données sismologiques.

- Hypothèse III : début, au niveau de l'île Matthew, d'une nouvelle subduction indépendante de celle des Nouvelles-Hébrides.

Dans cette hypothèse, on suppose que l'absence de sismicité intermédiaire autour du point 22° S - 171° E, sur un segment de 50 km de long (Fig. III-14), correspond effectivement à une absence de lithosphère subductée à cet endroit. Une subduction, caractérisée par un mouvement relatif nord-sud des plaques, aurait débuté au Pléistocène moyen dans la région de Matthew et se serait propagée vers l'est. Nous avons déjà remarqué (cf. Chapitre II) que la propagation longitudinale de la subduction en segments indépendants les uns des autres et qui se raccordent ensuite, semble être un trait dominant de l'arc des Nouvelles-Hébrides. Mais peut-on cependant multiplier les segments sans tomber dans l'excès ?

- Hypothèse IV : fonctionnement actuel au niveau des îles Matthew et Hunter d'une subduction plus ou moins désolidarisée de celle des Nouvelles-Hébrides.

Dans cette hypothèse, nous supposons que l'absence de sismicité intermédiaire autour du point 22° S - 171° E ne correspond pas à une discontinuité de la lithosphère subductée mais à une absence actuelle de subduction à cet endroit. Pour des raisons à préciser mais impliquant des contraintes au

niveau des mouvements internes au plateau Nord-Fidjien, la convergence au niveau des volcans Matthew et Hunter se serait désolidarisée récemment de celle des Nouvelles-Hébrides, et fonctionnerait actuellement avec un mouvement relatif sud-nord.

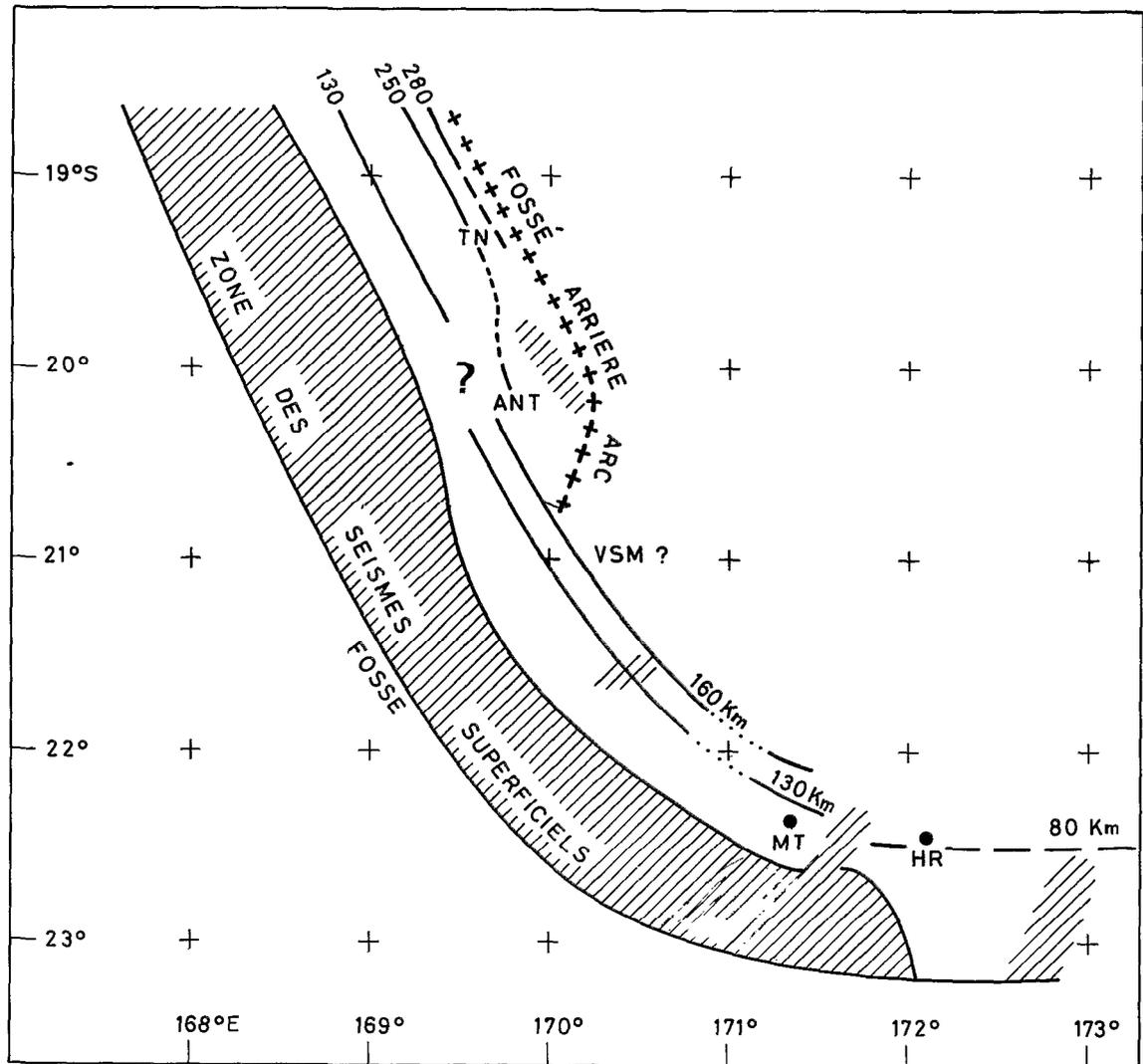


Fig. III-17 . Interprétation de la sismicité des figures III-13 et III-14. Le décrochement de la ligne de niveau 130 km vers 20° S a été exagéré pour une meilleure compréhension. TN = Tanna ; ANT = Anatom ; VSM = volcan sous marin ; MT = Matthew ; HR = Hunter.

Discussion

On peut, dès l'abord, éliminer la première hypothèse, qui est trop en contradiction avec les faits présentés par la sismologie (en postulant bien sûr, que les faits en question - localisation des séismes de magnitude égale ou supérieure à 5 durant une quinzaine d'années - donnent une image fidèle du milieu subducté). La seconde hypothèse suppose que l'importante discontinuité présente au niveau de Matthew, correspond à une déchirure fossile, et que la subduction néo-hébridaise s'est propagée récemment en direction de l'est ; dans cette hypothèse, la subduction s'arrêterait, à l'époque actuelle,

sur une déchirure complexe en évolution ("zone transformante"), orientée SW-NE, recoupant approximativement la fosse par 23° S - 173° E. Les hypothèses III et IV accordent une signification déterminante à une absence de sismicité intermédiaire sur 50 km, alors que dans le chapitre II des trous de sismicité de plus grande ampleur ont été ignorés. En ne prenant en compte que les données sismologiques, nous retiendrons donc la seconde hypothèse, qui intègre raisonnablement l'ensemble des résultats fournis par la sismicité intermédiaire, tout en gardant présentes à l'esprit les possibilités offertes par la troisième et la quatrième, en fonction d'autres données de diverses origines.

Conclusion

L'étude de la sismicité dans la terminaison sud de l'arc des Nouvelles-Hébrides nous a permis de mettre en relief un certain nombre de points qu'il est possible de résumer ainsi :

- la profondeur des séismes intermédiaires est plus faible que dans le reste de l'arc ; le changement de profondeur s'effectue par un saut brusque vers 20° S ;

- la largeur de la zone regroupant la majorité des épicentres de séismes superficiels est plus faible que dans le reste de l'arc ; cette diminution de largeur s'effectue également vers 20° S ;

- une indication de l'âge du début de la subduction dans cette partie de l'arc de l'ordre de un à deux millions d'années suivant les endroits - nous est fournie par la longueur du plan de Benioff ;

- enfin, l'arrêt vers 23° S - 173° E de la sismicité pourrait correspondre à la cessation de la subduction, le long d'une déchirure complexe et en évolution rapide, formée d'un réseau de failles SW-NE ("zone transformante").

D'une manière générale, on voit que c'est à partir de 20° S que la zone sismique des Nouvelles-Hébrides perd ses caractéristiques franches ; la terminaison sud de cette zone, ainsi que sa prolongation SW-NE à travers le plateau Nord-Fidjien en direction des Fidji, forment un dispositif original, essentiellement caractérisé par une sismicité faible, éparse, sans organisation bien marquée.

*Manuscrit remis en novembre 1979
Manuscrit révisé en septembre 1980*

4

VOLCANISME ET PÉTROLOGIE
DES ILES MATTHEW ET HUNTER :
DONNÉES PRÉLIMINAIRES

Par Patrick MAILLET et Michel MONZIER

Les deux flots volcaniques actifs de Matthew et Hunter ⁽¹⁾, respectivement situés par 22°20'S - 171°19'E et 22°24'S - 172°03'E (FISHER, 1957) ⁽²⁾ constituent la partie émergée d'une chaîne orientée ouest-est, dont la crête, profonde en moyenne de 1 000 à 1 500 m, s'allonge parallèlement à la fosse, à une distance de 85 km au nord de celle-ci. Cette chaîne semble affectée par de grands accidents subméridiens : éperon se prolongeant au sud de Matthew, brèche ouverte dans la ligne de crête à l'ouest de Hunter ... (Fig. III-1 et III-18). Les deux volcans prennent respectivement naissance vers — 800 m (Matthew) et — 1 000 m (Hunter); ils se présentent comme des édifices fortement pentus (14 à 23°), de forme grossièrement pyramidale ou conique. Leur volume peut être estimé à 15 km³ (Matthew) et 12 km³ (Hunter). Le rapport volumétrique entre parties émergée et immergée des deux

⁽¹⁾, ⁽²⁾ : les numéros entre parenthèses renvoient aux notes en Annexe I.

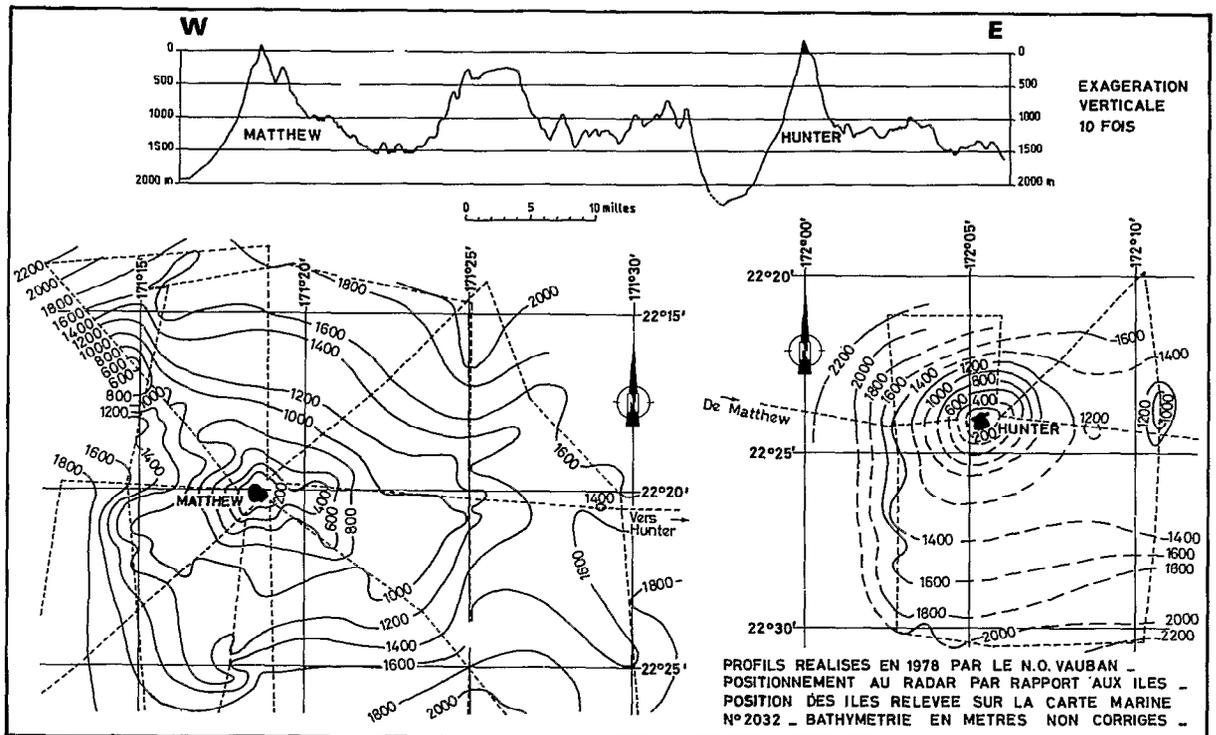


Fig. III-18. Profil bathymétrique le long de la crête Matthew-Hunter ; cartes bathymétriques autour des deux volcans.

édifices volcaniques est de l'ordre du 1/1000; l'étude qui suit ne concerne donc qu'une faible portion de ceux-ci (parties sommitales proches des conduits d'alimentation). Un troisième édifice, très massif, non émergé (sommet à environ — 250 m), existe entre les deux précédents; probablement d'origine volcanique, il présente de fortes pentes, tronquées dans leur partie supérieure par un replat très net.

On envisagera successivement :

- la morphologie, la structure, et la chronologie de l'activité volcanique de Matthew et Hunter;
- la pétrologie des volcanites (laves et enclaves) de ces deux îles.

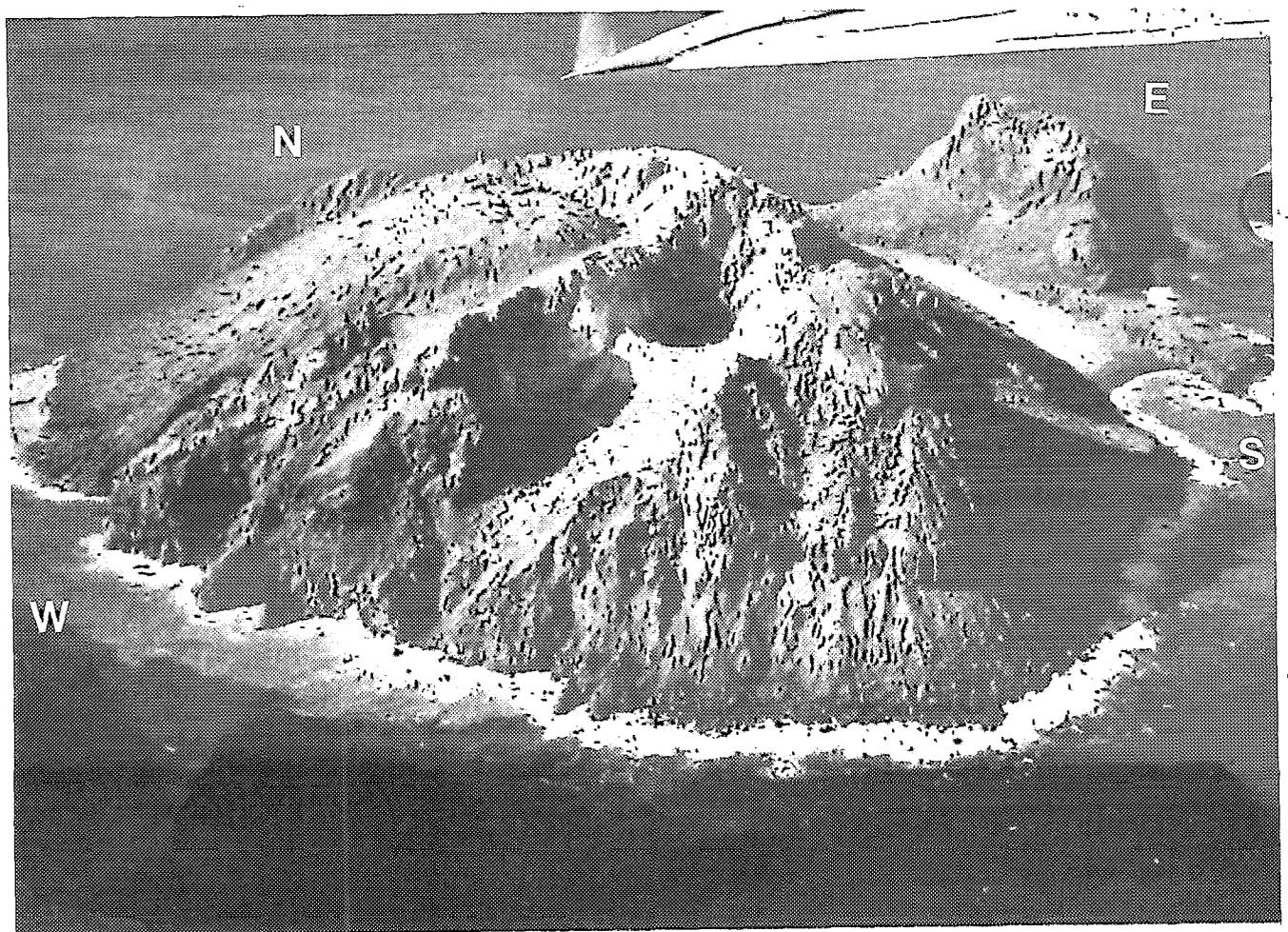
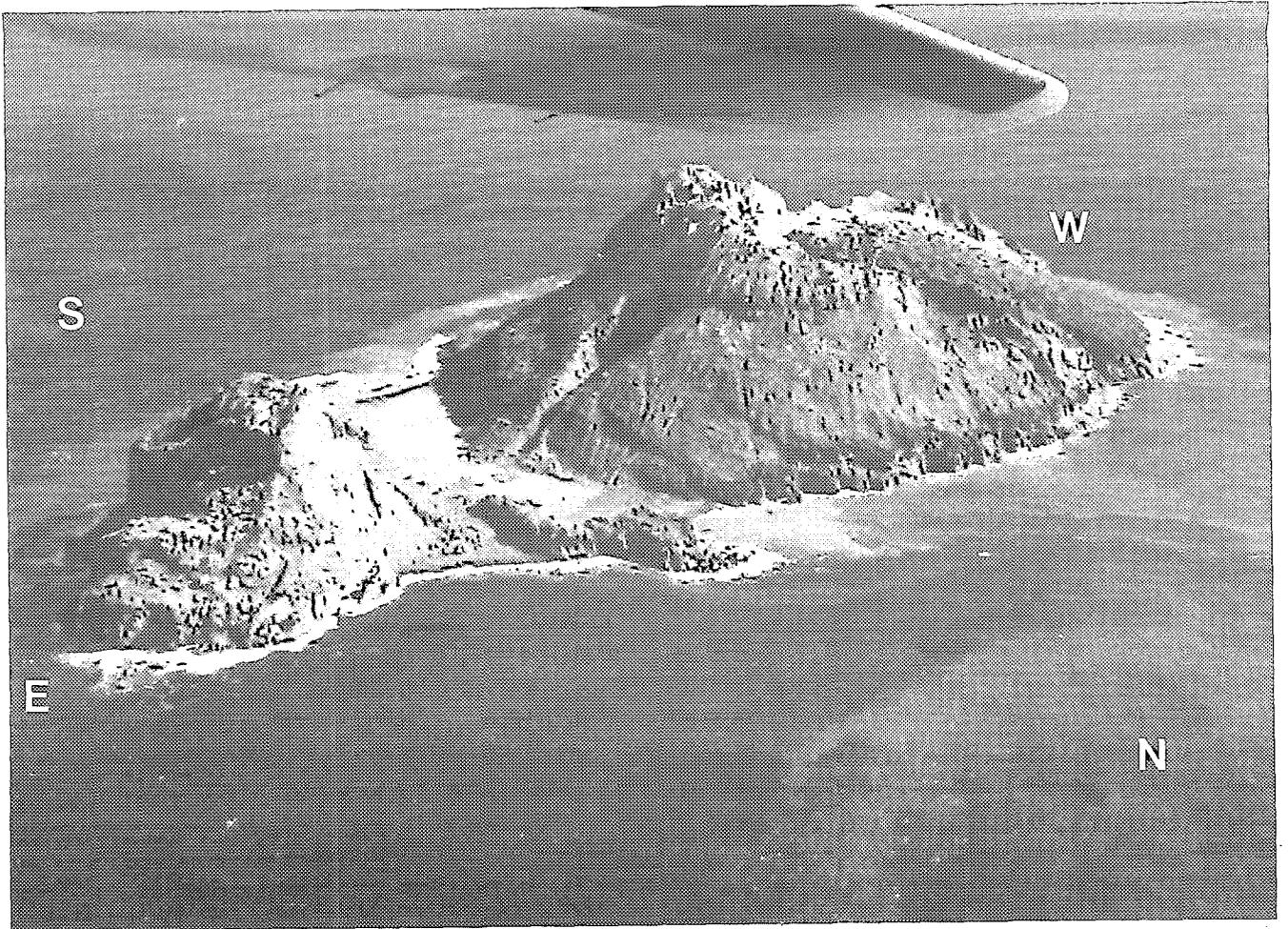
MORPHOLOGIE, STRUCTURE ET CHRONOLOGIE DE L'ACTIVITÉ VOLCANIQUE DE MATTHEW ET HUNTER

MATTHEW

Cette île, de taille réduite (1 200 m de longueur, 750 m de largeur maximale) se compose de deux édifices distincts séparés par un isthme (Fig. III-19; Pl. 1).

L'édifice oriental comprend le piton est et les deux barres rocheuses bordant l'isthme.

Le piton est (Fig. III-20; Pl. 2), grossièrement pyramidal, culmine à 142 m d'altitude; il est caractérisé dans son ensemble par un relief vigoureux, masqué par endroits cependant par d'importants talus d'éboulis (face ouest). Il s'agit visiblement de la moitié orientale du cœur d'un ap-



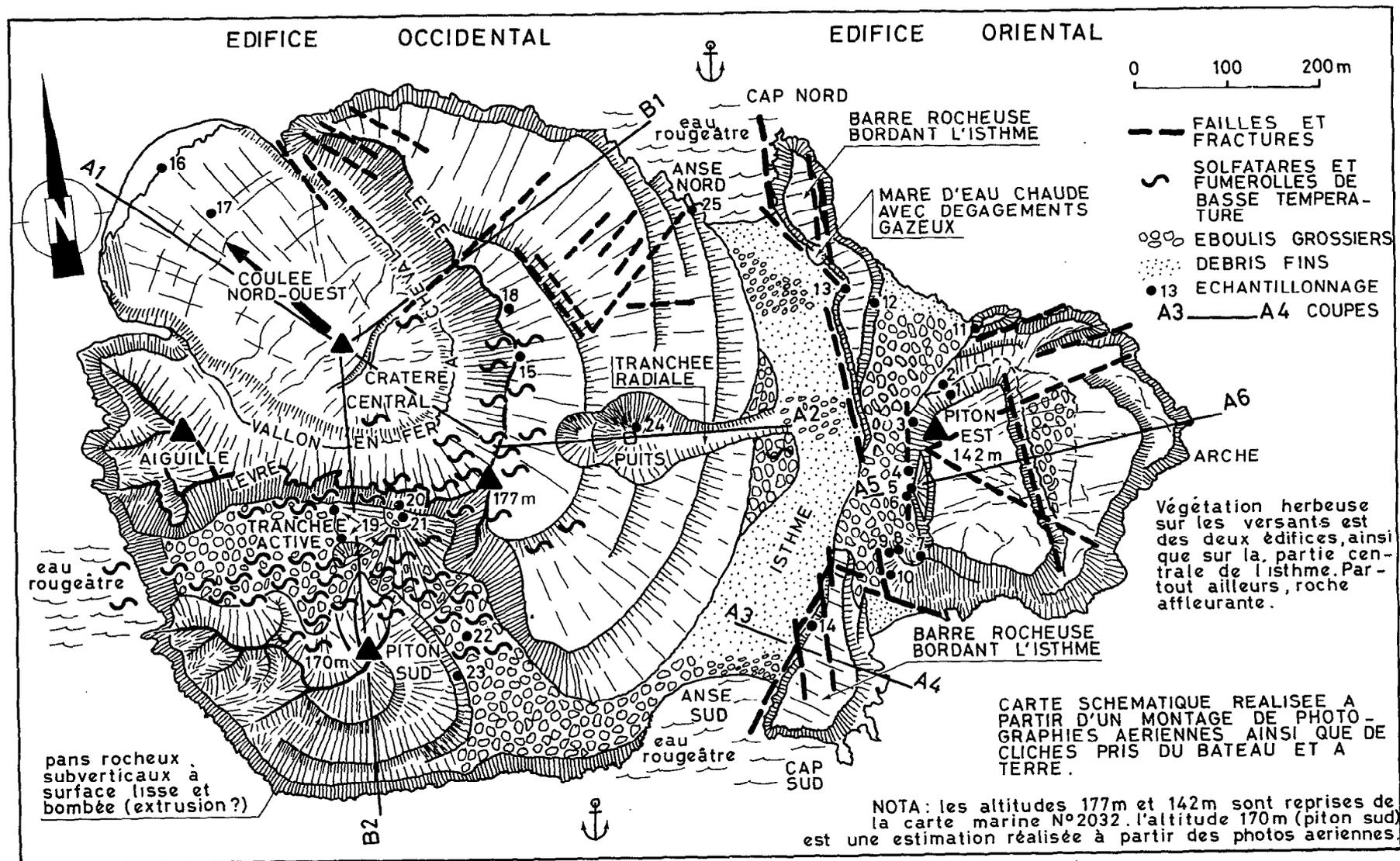


Fig. III-19. Volcan Matthew (partie émergée) ; état des lieux de Juin 1978 à Juin 1979; localisation des échantillons.

pareil volcanique en partie détruit, affectée par de nombreux accidents subverticaux et profondément disséquée par l'érosion. On peut y observer (face nord) trois coulées superposées (de 15 à 35 m de puissance chacune), prismées verticalement, et constituées d'une lave grise compacte, riche en phénocristaux et en enclaves centimétriques à décimétriques. Ces coulées, surmontées chacune d'une passée de lave rougeâtre en blocs anguleux décimétriques à métriques, sont sub-horizontales dans la partie nord du piton, et présentent un pendage d'environ 35° vers le sud-est dans sa partie sud. De grands dykes sub-verticaux orientés nord-sud, et pouvant atteindre plusieurs mètres de puissance, apparaissent sur la paroi occidentale du piton. La continuité structurale entre certains de ces dykes et la coulée sommitale étant évidente sur le terrain, on peut penser que ceux-ci constituaient le système d'alimentation en lave du piton est. Leur orientation méridienne pourrait correspondre alors à la direction de compression maximale horizontale, lors de l'édification de ce dernier (NAKAMURA, 1977). La partie centrale de la face ouest présente également les restes de ce qui fut probablement un ancien cratère; on note enfin, dans la partie sud de cette face, un épaulement montrant, outre les coulées et dykes déjà cités, une passée de brèche chaotique à éléments de lave rougeâtre, de taille variable, parfois métrique, cimentés par d'abondants et fins débris de lave. Un échantillonnage détaillé a été réalisé sur ce piton, en onze sites différents (Annexe II).

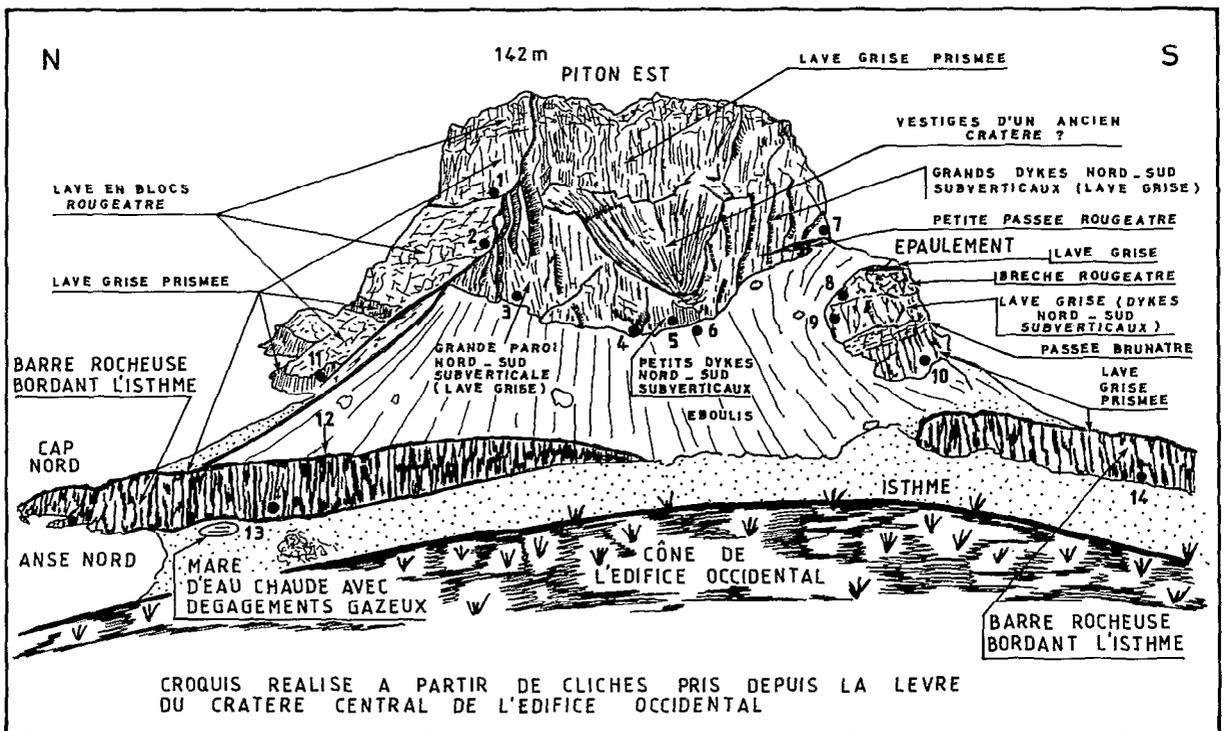
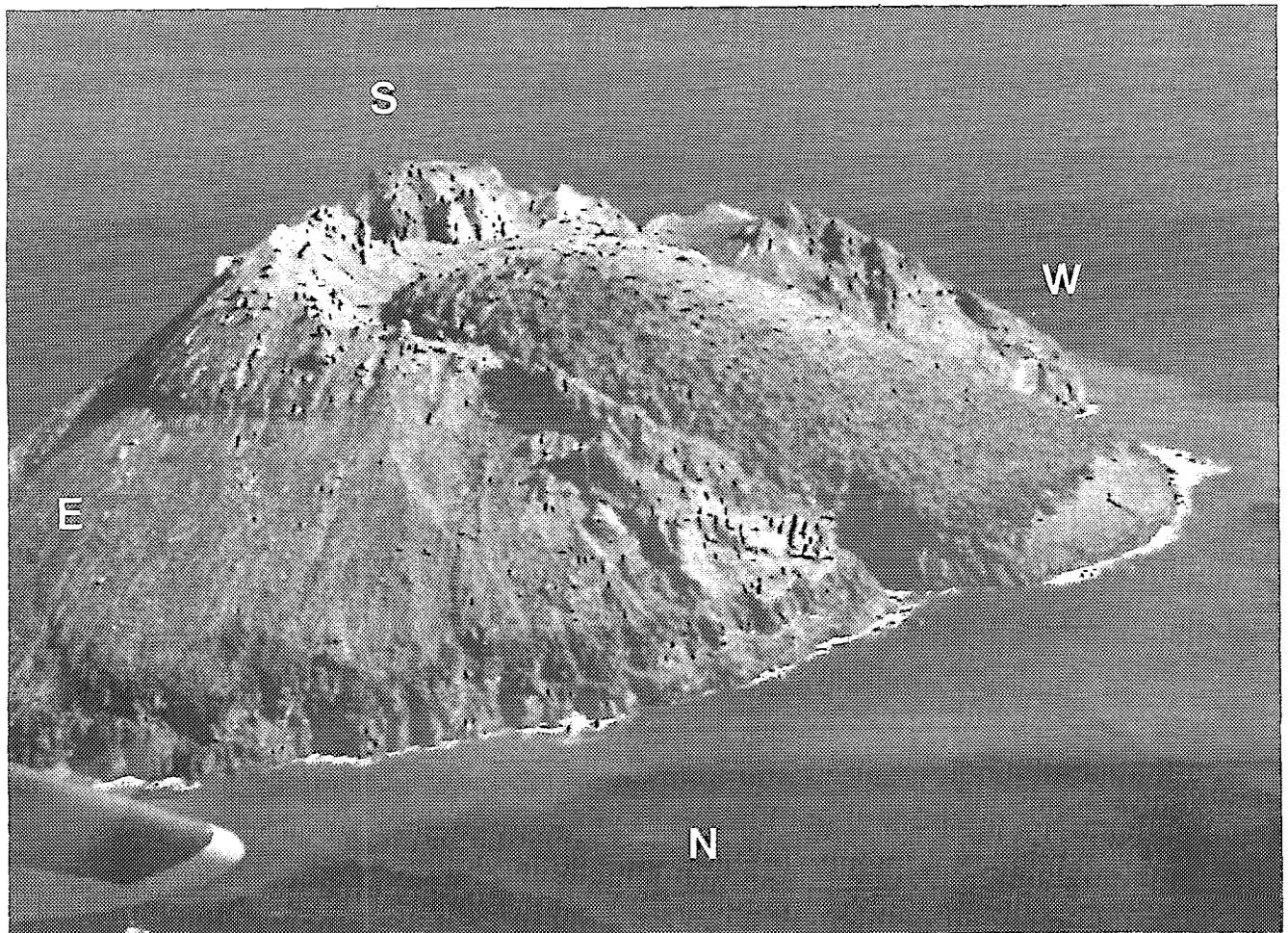


Fig. III-20. Matthew ; édifice oriental de l'île : localisation des échantillons.

Morphologiquement indépendantes du piton est, deux barres rocheuses délimitent le bord oriental de l'isthme (Fig. III-19). Hautes de 25 m au maximum, elles présentent une section fortement asymétrique : falaises verticales surplombant l'isthme, pentes beaucoup plus douces sur leur versant est. Ces barres rocheuses montrent, côté isthme, une prismation subverticale nette, affectant une lave grise très légèrement vésiculaire, riche en phénocristaux et en enclaves centimétriques à décimétriques; elles présentent à leur sommet et sur leur versant oriental une coloration rougeâtre caractéristique d'un toit de coulée. Leur bordure ouest, jalonnée d'un réseau complexe d'accidents subverticaux, dessine un arc grossièrement parallèle au contour de l'édifice occidental. Des dégagements gazeux se produisent à la faveur d'un de ces accidents, au niveau d'une mare d'eau chaude située au pied de la barre septentrionale. Trois sites ont été échantillonnés sur ces fragments de coulées, deux au nord, un au sud (Annexe III).

Planche 2. Matthew ; en haut, la paroi occidentale du piton est (9 juin 1978), depuis la lèvres du cratère de l'édifice occidental ; photo M. MONZIER (cliché ORSTOM) ; en bas, l'édifice occidental avec la coulée nord-ouest (6 juin 1979) ; photo M. MONZIER (cliché ORSTOM), réalisée à partir d'un appareil de l'Aéronavale.



Bien qu'il soit difficile aujourd'hui de préciser la relation originelle entre les barres rocheuses et le piton est, il est probable qu'il s'agit dans les deux cas des vestiges, extrêmement fracturés, d'un même appareil volcanique, caractérisé par un dynamisme essentiellement effusif, se manifestant par un empilement de coulées relativement visqueuses, alimentées par un réseau de dykes. La partie ouest de cet appareil a disparu, peut-être à la faveur d'une série d'effondrements le long d'accidents situés au pied de la face occidentale du piton est, et à l'emplacement de l'isthme (Fig. III-21).

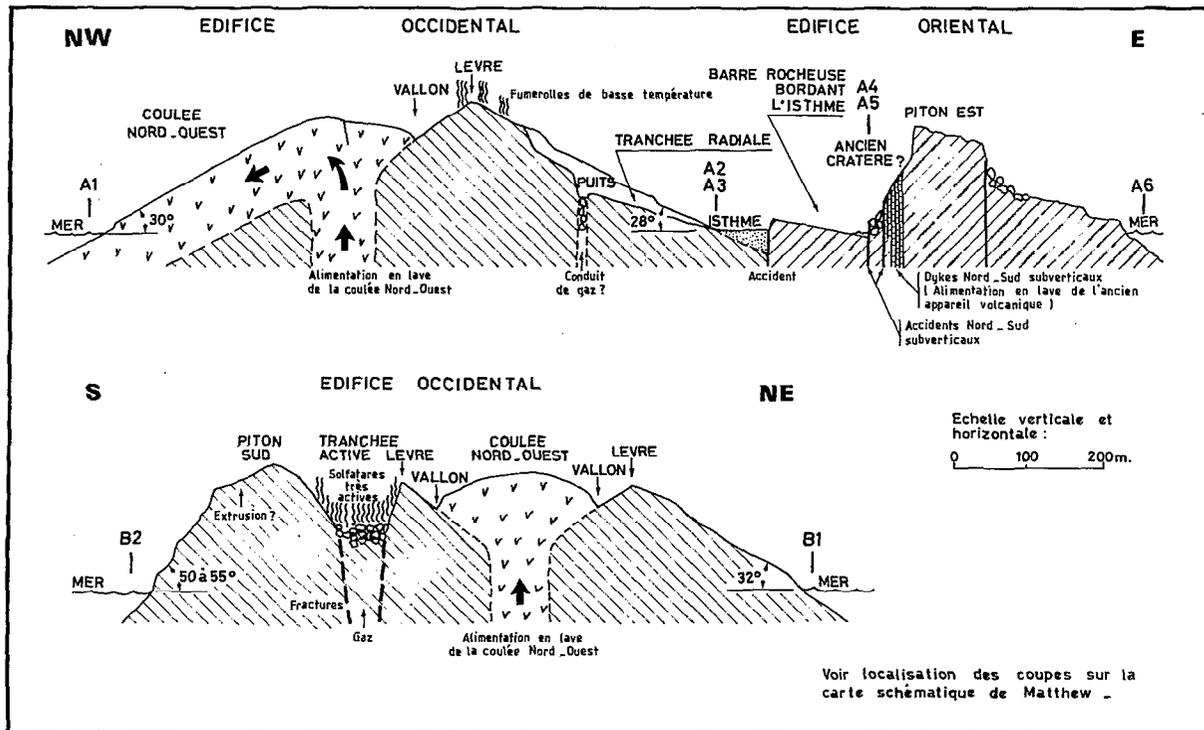


Fig. III-21. Matthew ; coupes à travers la partie émergée.

L'édifice occidental, actif, s'oppose par l'extrême fraîcheur de ses formes à l'édifice oriental. Il est essentiellement formé d'un cône volcanique de 750 m de diamètre, et de 177 m d'altitude maximale, dont le cratère central est masqué par une coulée très visqueuse, épanchée vers le nord-ouest (Fig. III-19; Pl. 2). La base du cône présente en bord de mer un escarpement d'une dizaine de mètres, mettant à l'affleurement une lave grise légèrement vésiculaire, riche en phénocristaux et contenant quelques enclaves centimétriques. Sur son flanc est, le volcan est profondément entaillé par un puits situé au fond d'une tranchée radiale ouest-est, qui recoupe à l'emporte-pièce, sur une cinquantaine de mètres de hauteur, la lave constituant le cône.

La coulée nord-ouest, large d'environ 200 m, présente une surface très bombée, rougeâtre et scoriacée (Fig. III-21); peu érodée, elle montre des bords latéraux très redressés, qui délimitent un vallon périphérique en forme de fer à cheval. A l'endroit où cette coulée atteint le niveau de la mer, le décapage superficiel de la couche scoriacée met en évidence une lave gris-rougeâtre, vésiculaire, riche en phénocristaux, et comportant quelques enclaves centimétriques. La lèvre déchiquetée du cratère surmontant la coulée présente dans sa partie est de nombreuses fumerolles de basse température et solfatares.

Le quart sud-ouest du cône est limité par deux tranchées ouest-est et nord-ouest/sud-est (Fig. III-19 et III-21), la première correspondant à un effondrement guidé par des accidents ouest-est très redressés (tectonique en extension). Ces tranchées isolent un piton massif, haut de 170 m environ (piton sud), dont les parois basales sont constituées de coulées gris-rougeâtre, grossièrement prismées verticalement, formées d'une lave légèrement vésiculaire et riche en phénocristaux. La partie sommitale de ce piton, par contre, caractérisée par de grands pans rocheux verticaux et lisses, pourrait

correspondre, comme l'a déjà signalé PRIAM (1964) aux restes d'une aiguille de type péleén. Le fond de la tranchée ouest-est, encombré de blocs volcaniques éboulés, montre un cratère profond de 25 m, flanqué d'une petite bouche annexe dont la profondeur n'excède pas 7 m. L'ensemble de cette tranchée (parois et fond) est le siège d'une activité solfatarique intense. Aux événements, la lave est profondément altérée, et les dépôts de soufre et de composés divers (gypse...) sont très fréquents. Ces émissions gazeuses se suivent d'ailleurs en mer, dans le prolongement de la tranchée, provoquant une coloration brunâtre des eaux que les courants se chargent de diffuser tout autour de l'île.

En Annexe IV, on trouvera la description des onze sites échantillonnés sur cet édifice occidental.

A la suite de ces observations, il est possible de proposer un essai de chronologie relative des événements ayant abouti à la formation de l'îlot Matthew.

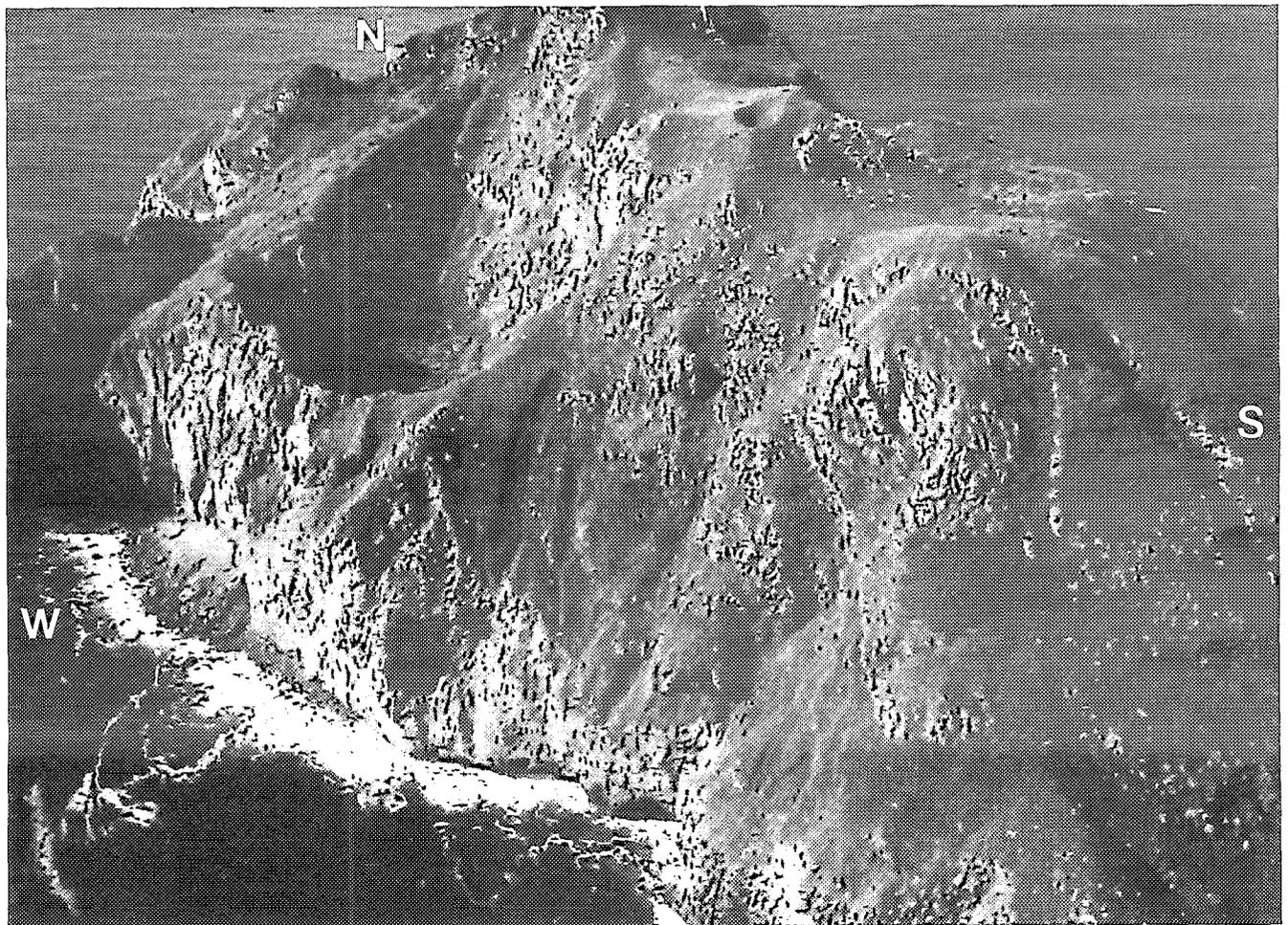
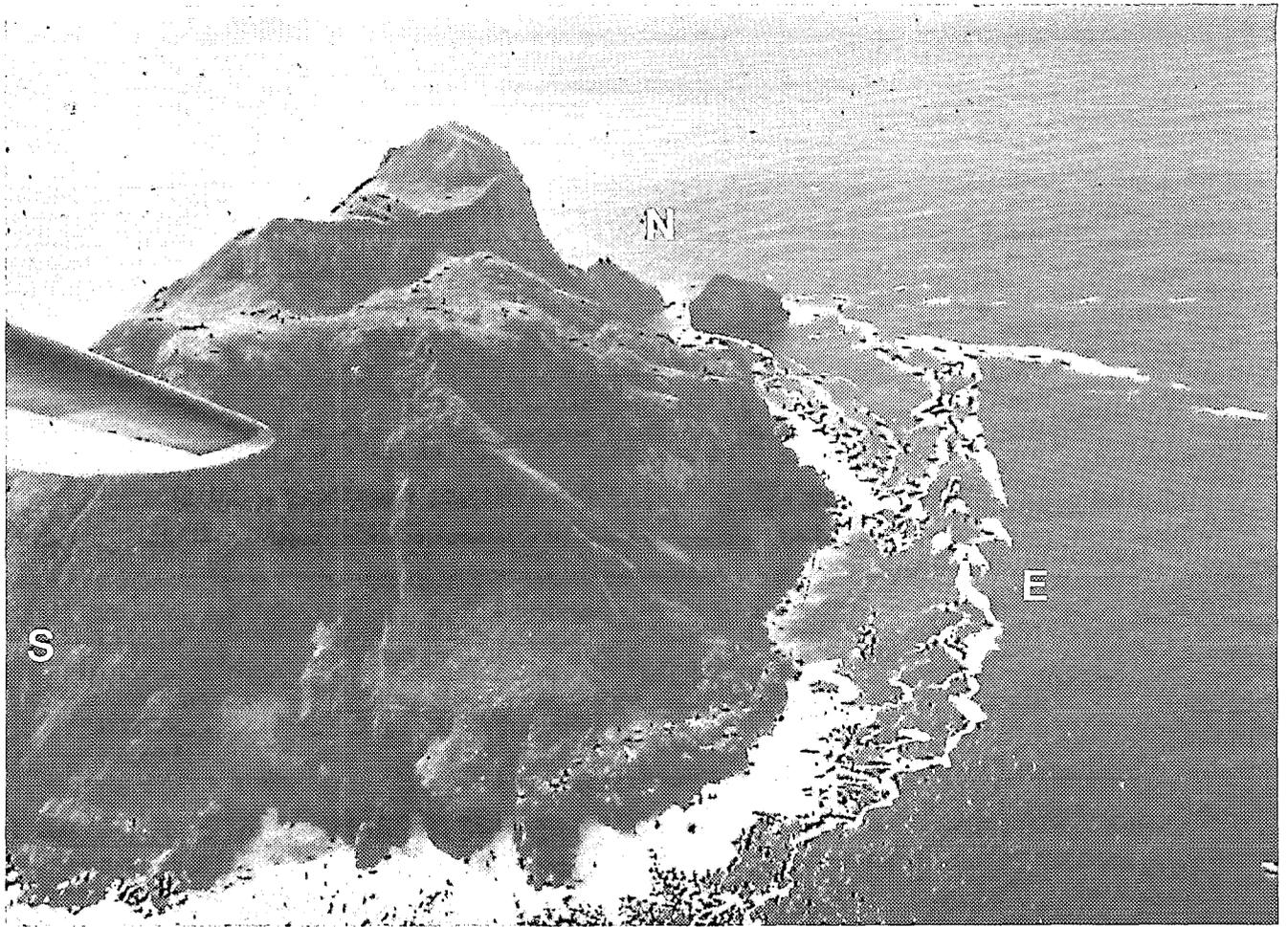
Le piton est et les barres rocheuses bordant l'isthme correspondent à un ancien appareil volcanique incomplet, d'âge indéterminé, et profondément disséqué par l'érosion; eux seuls existaient lors de la découverte de l'île par le Capitaine Thomas GILBERT en 1788 (PRIAM, 1964). Un nouvel appareil, aux formes très fraîches (édifice occidental) est apparu récemment à l'ouest de ce piton. Bien qu'il n'ait été remarqué pour la première fois qu'en 1948-49 (TAYLOR, 1956; KOCH, 1958 a ; PRIAM, 1964), son édification a probablement débuté vers 1945, après une période de forte activité sismique (BLOT, 1976). Dans un premier temps, un cône s'est formé, résultant de l'accumulation de coulées relativement visqueuses autour d'un conduit central. Cette phase s'est achevée par l'émission de la coulée nord-ouest, très visqueuse, accompagnée certainement de phénomènes de dégazage intense, responsables de l'apparition de la tranchée radiale et du puits sur le flanc oriental de l'édifice. Le cratère central étant obstrué par la coulée nord-ouest, l'activité s'est alors déplacée vers la partie sud-ouest du cône, avec peut-être l'érection d'une aiguille de type péleén, rapidement détruite. Un vaste cratère, signalé actif en 1954 (PRIAM, 1964) s'est creusé ensuite dans cette partie de l'édifice. Entre 1954 et 1958, des phénomènes distensifs (et explosifs) ont ouvert progressivement, à l'emplacement de ce cratère, une profonde tranchée orientée ouest-est, siège d'importantes fumerolles et solfatares (PRIAM, 1964). Depuis 1958, aucun changement notable n'est intervenu dans la morphologie de Matthew, mais les manifestations gazeuses se maintiennent à un fort niveau d'activité, tant au fond de la tranchée ouest-est que sur le secteur est de la lèvre du cratère central.

HUNTER

A 70 km à l'est de Matthew, Hunter est un îlot volcanique massif (1 100 m de long, 600 m de large), bordé de côtes escarpées rendant son accès difficile (Fig. III-22; Pl. 3). Une ligne de crête, orientée approximativement nord-sud, culmine vers 260 m d'altitude. La partie méridionale de l'île, au relief conique relativement régulier, se distingue nettement de la zone nord, beaucoup plus tourmentée. Deux cratères principaux, éteints aujourd'hui, découpent le centre de l'édifice volcanique. Le premier, peu profond, au contour circulaire bien dessiné (diamètre : environ 200 m; profondeur estimée : 30 m), et aux formes adoucies, semble assez ancien; le second, au contraire, excentré, beaucoup plus irrégulier dans sa morphologie (200 par 300 m; profondeur estimée supérieure à 100 m), est probablement plus récent. Deux autres cratères adventifs superposés, de taille réduite, apparaissent en bord de côte, dans la partie sud-est de l'île. Les observations réalisées (à terre, depuis un navire et sur photos aériennes) montrent que, tout comme Matthew, l'île est essentiellement constituée de coulées de laves très peu fluides. En deux endroits seulement, sur la côte sud-ouest, on a pu observer des dépôts pyroclastiques stratifiés superficiels, peu épais (20 à 40 m) et d'extension latérale limitée (environ 200 m). Partout ailleurs affleurent des laves massives grises, en coulées épaisses (100 m de puissance apparente au promontoire ouest), généralement affectées par un débit prismatique subvertical.

Les accidents tectoniques, discernables sur photos aériennes, apparaissent sur la Figure III-22 : la majorité des mouvements distensifs semble s'organiser selon une direction subméridienne. Ces accidents sont parfois le siège de fumerolles et solfatares actives, qui, de même qu'à Matthew, sont les seuls témoins d'une activité volcanique actuelle.

L'échantillonnage de Hunter (8 sites) s'est limité (pour des raisons de temps et du fait des difficultés inhérentes au terrain) à l'extrémité nord de l'île (Annexe V), où affleurent une coulée récente et son



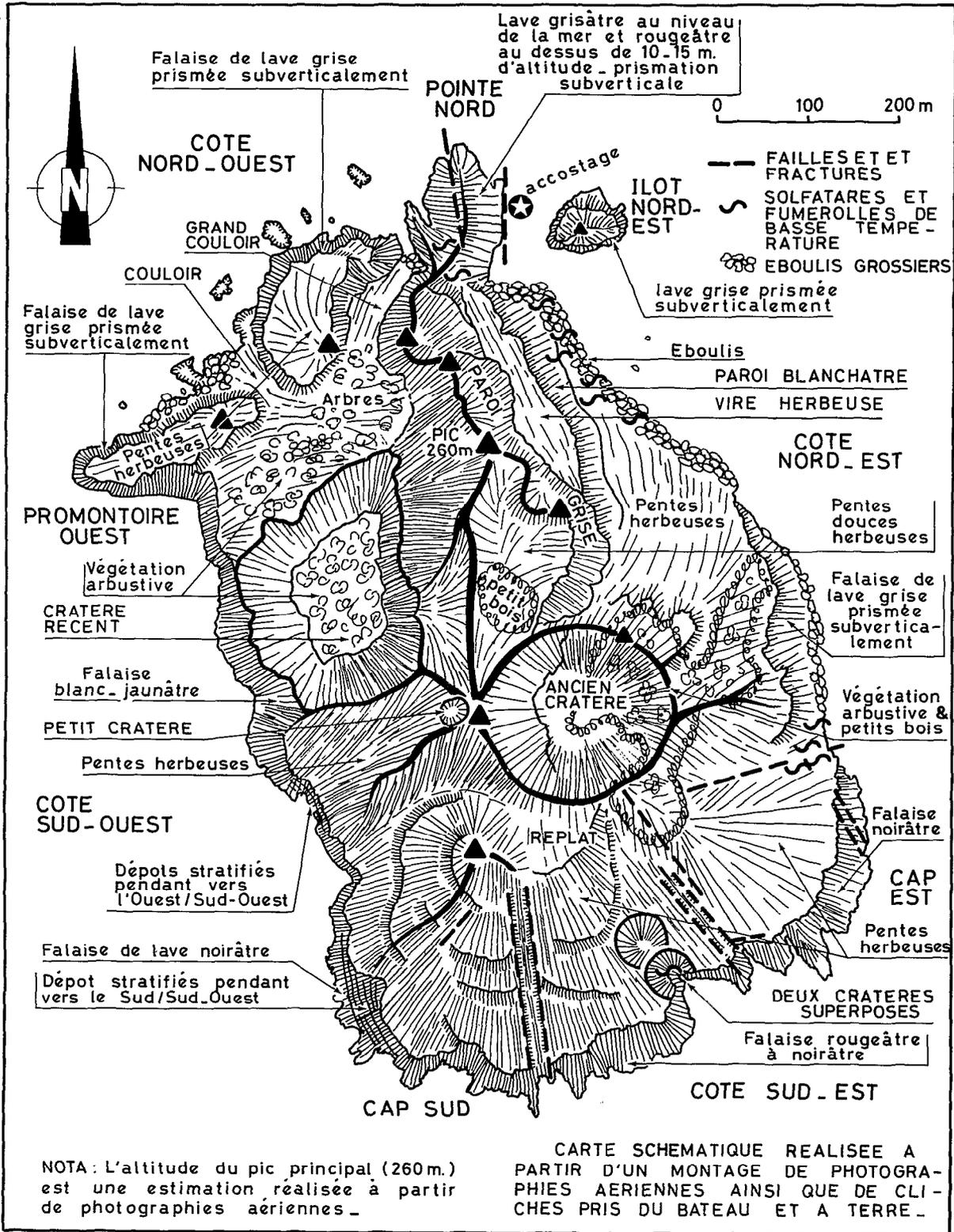


Fig. III-22. Volcan Hunter (partie émergée) ; état des lieux de Juin 1978 à Juin 1979.

encaissant (Fig. III-23, Pl. 4). La coulée, très peu érodée, encore recouverte de son toit rougeâtre, est constituée d'une lave riche en phénocristaux, très similaire à celles de Matthew, contenant de nombreuses enclaves, centimétriques à décimétriques, qui apparaissent en relief à sa surface. L'encaissant, constitué du même type de lave, semble moins riche en enclaves. Cette coulée s'est probablement mise en place à la manière d'un coin perforant les formations laviques plus anciennes qui l'environnaient; celles-ci sont sévèrement fracturées et parfois broyées à son contact, qui est souligné par des solfatares actives. On observe d'ailleurs que ces forces distensives se sont de nouveau manifestées postérieurement à la mise en place de la coulée, qui est affectée par une fracture ouverte, sensiblement orientée nord-sud, longue d'une centaine de mètres, et large de trois à cinq mètres.

A partir des données de terrain limitées dont nous disposons, et compte tenu de l'absence totale d'observations antérieures, il est très difficile d'établir une chronologie relative de l'activité volcanique de Hunter. Vu le degré d'érosion des coulées, on peut supposer qu'elles sont plus récentes que celles du piton est de Matthew. Les différences morphologiques notées plus haut entre les deux cratères principaux sont un argument en faveur d'une activité éruptive polyphasée. La coulée nord, enfin, pourrait être le témoin très récent d'une émission apparemment limitée à la partie septentrionale de Hunter.

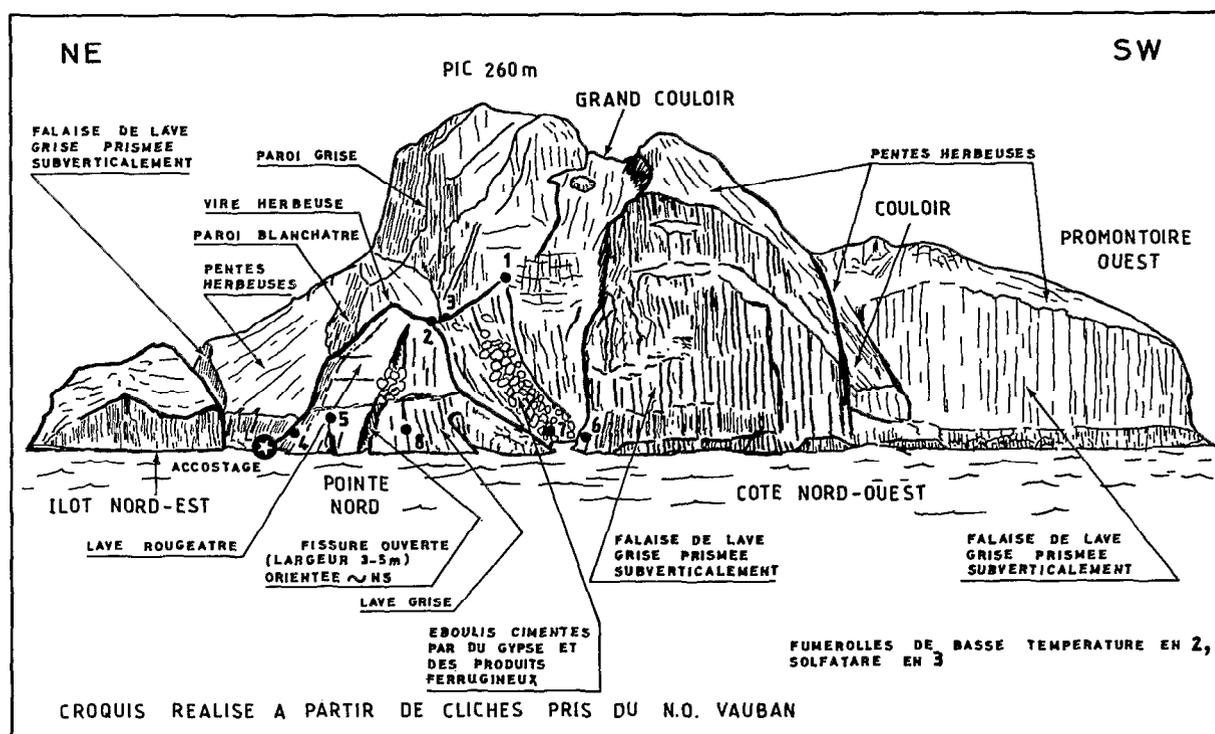
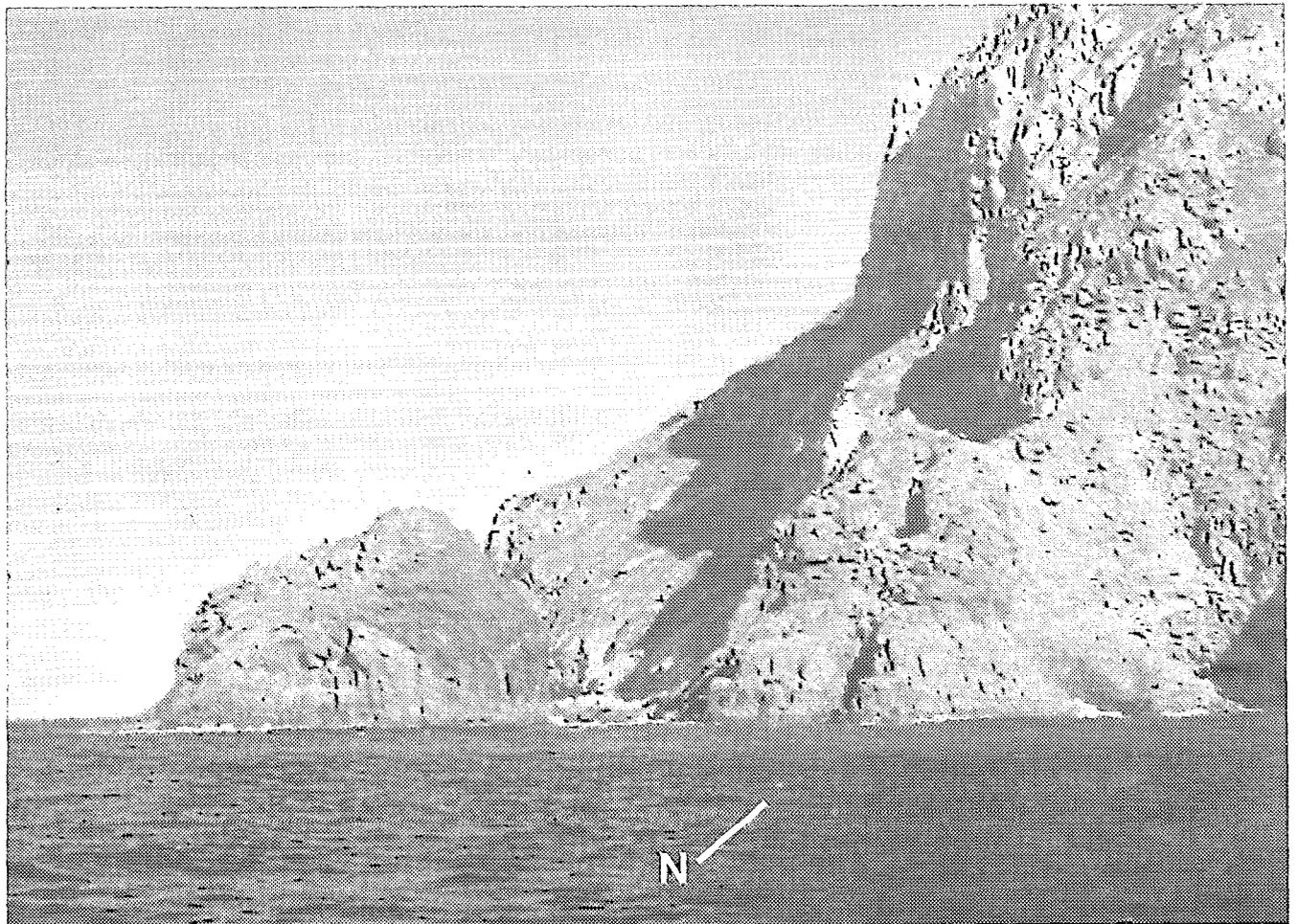
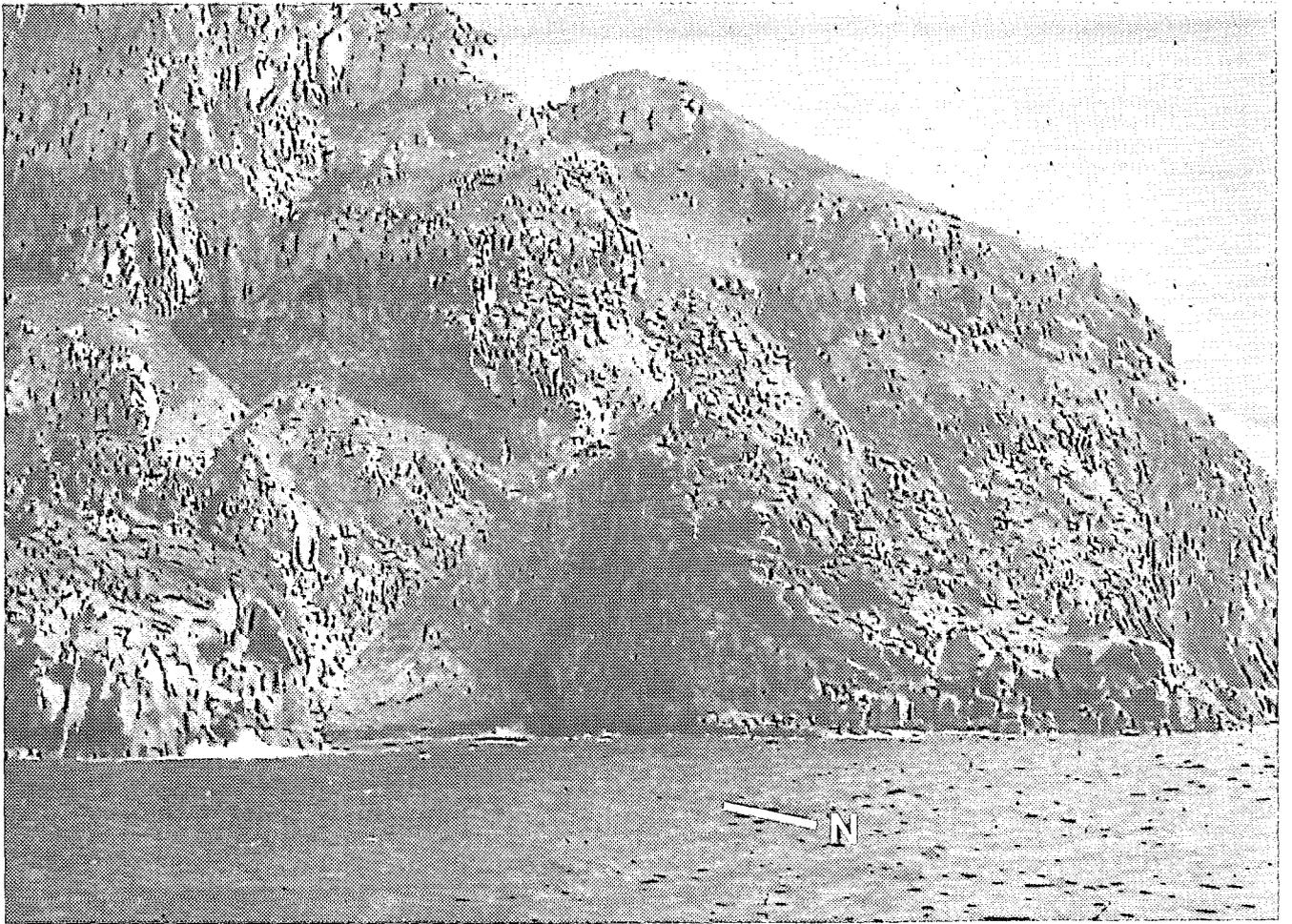


Fig. III-23. Hunter ; extrémité septentrionale de l'île ; localisation des échantillons.

En conclusion, une approche à peu près exhaustive de Matthew, plus partielle de Hunter, met en évidence de nombreux points communs entre ces deux îles : ce sont des édifices récents, essentiellement constitués de laves visqueuses, riches en phénocristaux et en enclaves variées, accompagnées d'une très faible proportion de produits pyroclastiques; l'activité volcanique actuelle se limite dans les deux cas à des fumerolles et des solfatares. L'étude pétrologique va permettre de préciser maintenant la nature des volcanites formant ces îles.

Planche 4. Hunter ; vues de l'extrémité septentrionale de l'île depuis le N.O. VAUBAN ; en haut, la coulée nord vue de profil (12 juin 1978) ; en bas, l'îlot nord-est, la coulée nord vue de face, et le pic 260 m (10 juin 1978) ; photos M. MONZIER (clichés ORSTOM).



PÉTROLOGIE DES VOLCANITES DE MATTHEW ET HUNTER-NORD

CARACTÈRES GÉNÉRAUX

Du point de vue de la pétrographie et de la géochimie des éléments majeurs, il n'existe aucune différence fondamentale entre les laves de Matthew et celles de Hunter-Nord. Il s'agit dans les deux cas *d'andésite acide porphyrique à deux pyroxènes*: les phénocristaux sont, par ordre d'abondance décroissante: du feldspath plagioclase (FP), du clinopyroxène (CPX), de l'orthopyroxène (OPX), de la magnétite (OPA) et de l'olivine (OLIV) [de l'olivine (OLIV) et de la magnétite (OPA) à Hunter]; la pâte comporte les mêmes minéraux (hormis l'olivine toujours absente), plus de la silice, exprimée sous forme de tridymite, et du verre (Pl.5, photos 1 et 2).

Les enclaves contenues dans ces laves sont très variées. Deux types principaux se dégagent néanmoins:

- des enclaves à texture doléritique plus ou moins fine, qu'on rencontre aussi bien à Matthew qu'à Hunter ;
- des enclaves à texture grenue, qui semblent mieux représentées sur la coulée nord de Hunter qu'à Matthew.

Dans le cadre de cette note préliminaire, seuls ces deux types principaux seront pris en considération et traités à la suite de l'étude des laves.

LES LAVES

Pétrographie

Les andésites de Matthew sont généralement massives, de couleur grise, peu vésiculaires (sauf dans les parties superficielles des coulées récentes); leur densité apparente est, en moyenne, de 2.7 (Tableau III-1). Ces laves présentent toujours une proportion notable de phénocristaux baignant dans une pâte microlitique, à texture sub-fluidale, plus ou moins riche en verre.

Les laves des environs de la pointe nord de Hunter sont quasiment identiques à celles de Matthew; elles n'en diffèrent que par une densité apparente légèrement plus forte (2.8 en moyenne) et de légères variations au niveau des pourcentages modaux en phénocristaux.

Une étude détaillée par microsonde de la composition des cristaux et de la pâte étant actuellement en cours, on se bornera ici à une rapide présentation minéralogique.

Les phénocristaux de feldspath plagioclase (Fig. III-24) (taille maximale comprise entre 2 et 6 mm selon les échantillons), incolores ou légèrement blanchâtres à l'œil nu, présentent au microscope un habitus automorphe, trapu ou allongé; généralement maclés (albite polysynthétique; Carlsbad), ils sont très souvent zonés; leur composition varie approximativement entre An₆₅ (labrador) au cœur des cristaux, et An₄₀ (andésine) à leur périphérie. Ces phénocristaux montrent parfois des phénomènes de corrosion magmatique d'intensité variable, pouvant aller jusqu'à la disparition presque totale des individus. Les premiers stades de cette corrosion se manifestent généralement par l'apparition d'une zone périphérique riche en fines inclusions, plus ou moins opaques, orientées selon les clivages du cristal-hôte ("dust inclusions"); celles-ci, dans le cas de fortes résorptions, envahissent progressivement la totalité des individus. Les phénocristaux de plagioclase peuvent inclure quelquefois de la magnétite, de l'orthopyroxène, du clinopyroxène, et, plus fréquemment, des plages d'un verre incolore à brun-rosé. Le plus souvent, ces cristaux se présentent isolément, mais parfois aussi sous forme d'agrégats, uniquement feldspathiques ou composés d'une association de plagioclase, de pyroxènes et de magnétite (Fig. III-26).

Les phénocristaux de clinopyroxène (Fig. III-25), macroscopiquement vert foncé, ont généralement une taille maximale comprise entre 1.2 et 2 mm, pouvant exceptionnellement aller jusqu'à 4 mm. Il

s'agit d'augite très légèrement verdâtre (parfois incolore ou brunâtre), non pléochroïque en lumière naturelle, se présentant sous forme de cristaux subautomorphes à automorphes, dont les sections normales à l'allongement, d'allure octogonale, montrent les deux clivages (110) sub-orthogonaux. Les plus gros individus sont zonés. La macle (100), souvent répétée, est fréquente. Les faces cristallines présentent parfois un début d'ouraltisation ; dans un seul cas, on a pu observer un peu de biotite associée à un clinopyroxène peu altéré. Les groupements parallèles de clinopyroxène et d'orthopyroxène sont fréquents, selon deux modalités (Fig. III-25) :

- accollement de deux cristaux ;
- clinopyroxène englobant l'orthopyroxène (le cas inverse étant nettement plus rare) ; à l'extrême, on observe une fine gaine monocristalline de clinopyroxène autour de l'orthopyroxène.

Le clinopyroxène inclut souvent des grains de magnétite, et parfois du plagioclase et de l'orthopyroxène ; il se présente soit en individus isolés, soit en association avec d'autres phénocristaux (plagioclase, orthopyroxène, magnétite) dans les agrégats millimétriques cités plus haut (Fig. III-26). Exceptionnellement, il a été trouvé en association avec de l'olivine fraîche automorphe (Fig. III-24, croquis 11).

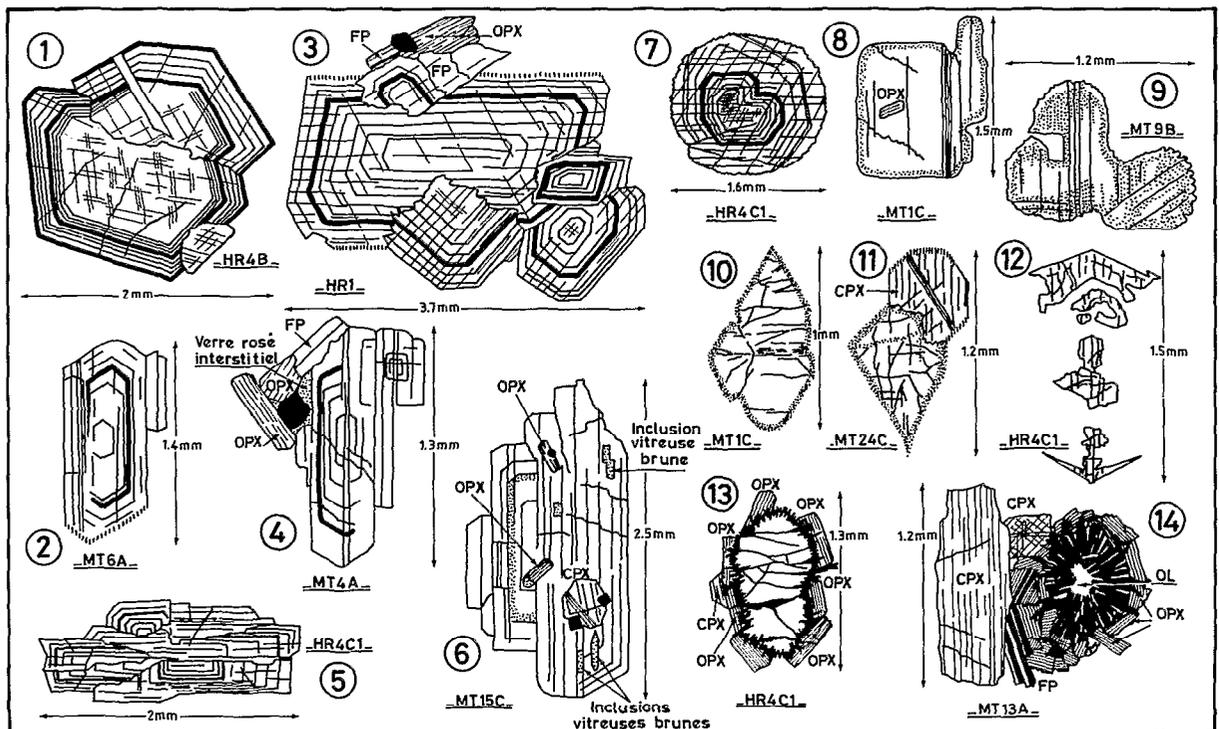
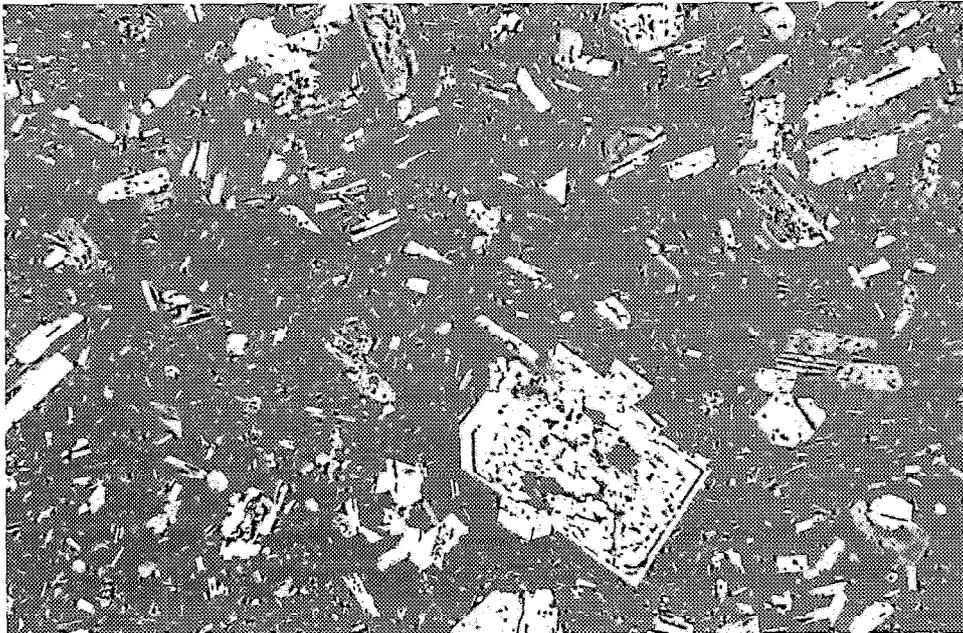


Fig. III-24. Faciès caractéristiques des phénocristaux des laves de Matthew et Hunter ; 1 à 9 : feldspath plagioclase ; 10 à 14 : olivine (13-14 : olivine plus ou moins résorbée, entourée principalement de magnétite vermiculaire et d'hypersthène).

La taille maximale des phénocristaux d'orthopyroxène (Fig. III-25) oscille entre 1.5 et 2 mm. De couleur brun-jaune sur l'échantillon, ils montrent en lumière naturelle au microscope un pléochroïsme vert/rose, d'intensité variable, mais toujours net. Il s'agit d'hypersthène, qui se présente en cristaux subautomorphes à automorphes, avec des sections normales à l'allongement d'allure carrée ou rectangulaire. Le clivage (010) est plus ou moins apparent selon les individus. On note parfois dans les sections longitudinales de fines inclusions alignées parallèlement aux clivages, polarisant dans les gris-blancs. Certains gros phénocristaux montrent une zonation assez nette. En général, les faces

Planche 5. Microphotographies de lames minces ; 1 : Andésite porphyrique à deux pyroxènes (Matthew, échantillon MT4C) ; 2 : Andésite porphyrique à deux pyroxènes (Hunter, échantillon HR1) ; 3 : Andésite porphyrique à deux pyroxènes, incluant une enclave à texture doléritique (Matthew, échantillon MT1B) ; microphotographies A. POUTCHKOVSKY/M. MONZIER (clichés ORSTOM) ; grossissement de l'ordre de 10 fois ; nicols croisés.



1



2



3

crystallines sont franches, bien qu'on ait parfois des contours émoussés, indices d'une faible corrosion magmatique. Ces phénocristaux d'hypersthène sont rarement altérés : quand elle existe, l'altération correspond à une déstabilisation du fer, qui se marque par l'apparition d'un enduit rougeâtre à brun noir, recouvrant les cristaux, pénétrant les fissures et imprégnant parfois la totalité du minéral, qui devient alors presque opaque. Cette altération apparaît uniquement dans les laves constituant les parties superficielles des coulées. On ne reviendra pas sur les groupements parallèles d'orthopyroxène et de clinopyroxène, qui ont été décrits antérieurement.

L'hypersthène, d'autre part, inclut très fréquemment de petits grains subautomorphes de magnétite, et, plus rarement, du clinopyroxène ou du plagioclase ; il peut se présenter en individus isolés, ou entouré de granules de magnétite, ou encore en association avec d'autres phénocristaux dans les agrégats signalés plus haut (Fig. III-26).

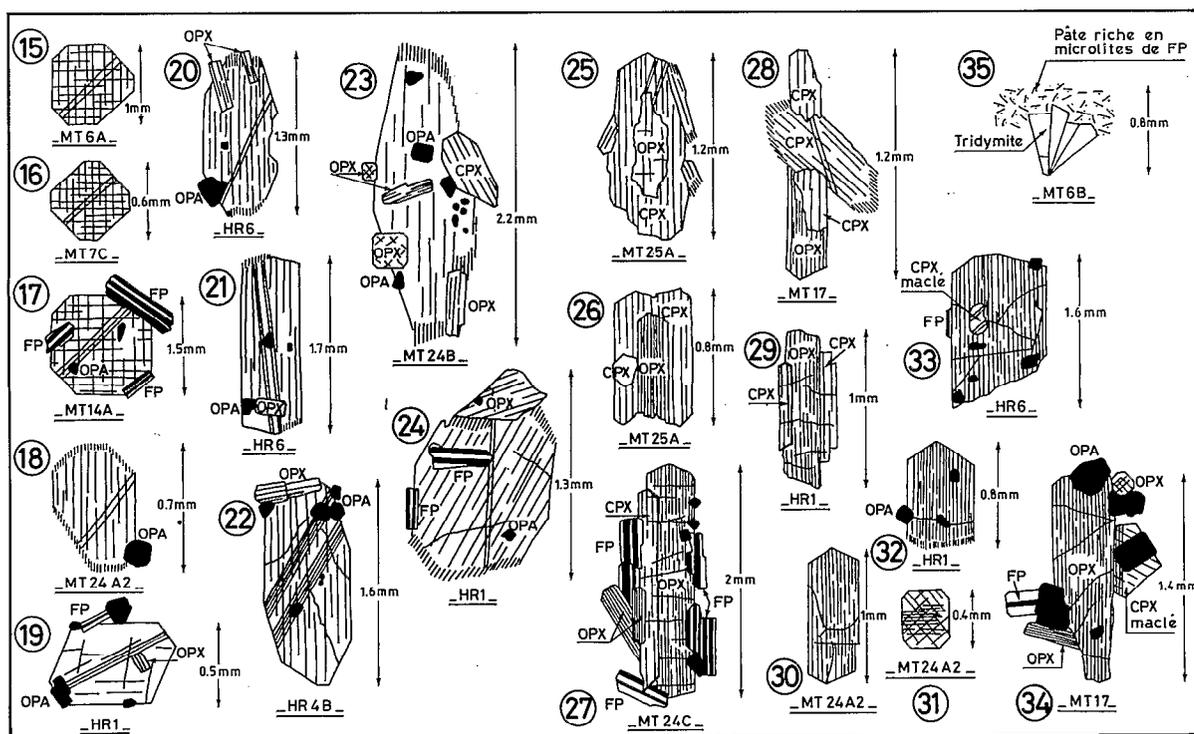


Fig. III-25. Faciès caractéristiques des phénocristaux des laves de Matthew et Hunter ; 15 à 24 : clinopyroxène de type augite ; 25 à 29 : groupements parallèles de clinopyroxène et d'orthopyroxène ; 30 à 34 : orthopyroxène de type hypersthène ; 35 : tridymite en remplissage de vésicule.

La magnétite se présente sous deux habitus (Fig. III-24 et III-25). Dans un cas, il s'agit d'amas de magnétite vermiculaire provenant de la déstabilisation de l'olivine. Dans l'autre cas, ce sont de petits phénocristaux, dont la taille maximale varie généralement entre 0.3 et 0.5 mm, mais qui, dans certains échantillons, peut atteindre 1 mm. D'un noir intense et de contours francs, ces phénocristaux de magnétite (ou titanomagnétite) peuvent être plus ou moins arrondis, mais accusent souvent une tendance automorphe (sections d'allure carrée) ; ils sont généralement très frais et se présentent pour la plupart en inclusions dans les deux types de pyroxènes.

Les phénocristaux d'olivine (Fig. III-24) ont, selon les échantillons, une taille maximale comprise entre 0.5 et 2 mm, pouvant exceptionnellement atteindre 3 mm. Au microscope, ce minéral apparaît toujours incolore, craquelé et peu altéré (rares traces d'iddingsite). Les phénomènes de corrosion magmatique, par contre, sont constants quoique d'intensité variable. Ils se traduisent, soit par un émoussement plus ou moins prononcé des cristaux automorphes, aboutissant à des grains arrondis souvent entourés d'un liseré de très fins minéraux opaques, soit par la disparition progressive de

l'olivine, remplacée par des amas constitués généralement, au centre, de magnétite vermiculaire, et, à la périphérie, d'orthopyroxène, disposé de manière tangentielle (Fig. III-24, croquis 13 et 14); le clinopyroxène apparaît souvent dans de tels amas, mais il reste toujours subordonné à l'orthopyroxène; le plagioclase, en revanche, demeure exceptionnel. L'olivine peu résorbée apparaît presque toujours en cristaux ou grains isolés, mais aussi parfois en agrégats regroupant deux ou trois individus; l'association avec d'autres minéraux est exceptionnelle; le seul exemple de ce type a été signalé plus haut (phénocrystal automorphe et très peu corrodé d'olivine fraîche associé à un phénocrystal de clinopyroxène).

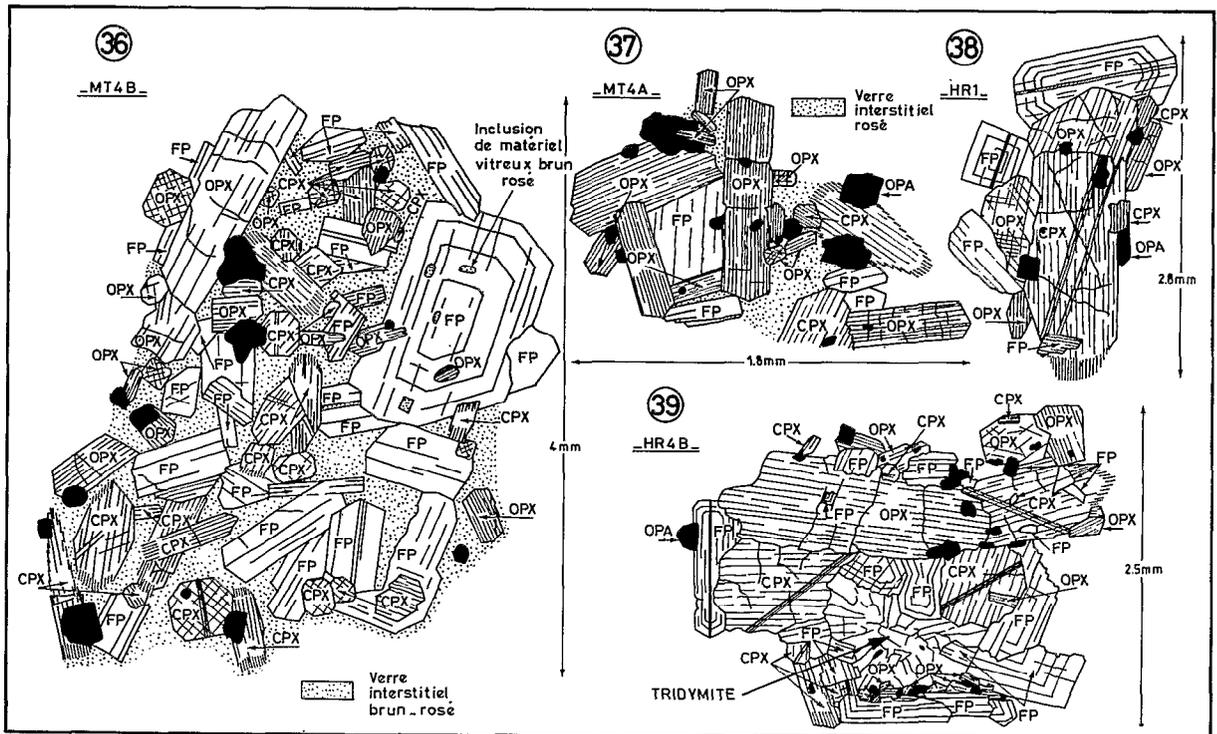


Fig. III-26. Faciès caractéristiques des agrégats de phénocristaux des laves de Matthew et Hunter (36 à 39).

Il convient enfin de souligner la présence constante des agrégats à plagioclase, pyroxènes et magnétite (Fig. III-26), qui piègent fréquemment un verre interstitiel incolore à brun-rosé, d'aspect très similaire à celui observé dans la pâte. Exceptionnellement (Fig. III-26, croquis 39), on a pu mettre en évidence de la tridymite au cœur de l'un d'eux. Leur composition modale est éminemment variable, bien qu'on note généralement une certaine prépondérance des pyroxènes. Ces agrégats de phénocristaux peuvent être considérés comme les témoins des divers stades de fractionnement subis par les magmas dont dérivent ces laves.

La pâte des laves de Matthew et Hunter-Nord est, selon les échantillons, plus ou moins vitreuse ou cristalline. A Matthew, par exemple, le fond des laves échantillonnées à la superficie de la coulée nord-ouest est presque totalement vitreux, tandis que celui des laves du piton oriental est beaucoup plus cristallin, bien qu'il renferme encore une proportion notable de verre. Les pâtes très vitreuses ont une coloration brun-noir, et ne contiennent que de rares et très fins microlites de plagioclase. Les pâtes plus cristallines montrent de nombreux microlites essentiellement feldspathiques, arrangés de manière subfluidale autour des phénocristaux, et baignant dans une mésostase vitreuse, incolore à brun-rosé, constellée d'opaques subautomorphes (magnétite) extrêmement fins (0.01 à 0.05 mm). La répartition du verre est d'ailleurs très capricieuse, la même lame mince pouvant présenter des zones riches en microlites et d'autres de formes irrégulières, presque uniquement vitreuses. Les microlites de

plagioclase, fins et allongés (0.1 à 0.3 mm) sont maclés albite ; le clinopyroxène, de type augite, se présente en petits cristaux trapus (0.1 à 0.3 mm) ; quant à l'orthopyroxène, il s'agit d'hypersthène, en fines baguettes longues de 0.1 à 0.3 mm. Comme pour les phénocristaux, les groupements parallèles de pyroxènes sont fréquents, en particulier sous forme de clinopyroxène englobant l'orthopyroxène. On note également dans la pâte la présence presque constante et volumétriquement non négligeable de petits cristaux de tridymite (0.2 à 0.5 mm en moyenne), qui se disposent préférentiellement dans les cavités de la roche (vésicules, fissures). Ces cristaux présentent couramment les macles "en coins" répétées (Fig. III-25, croquis 35) caractéristiques de ce minéral. Enfin, on peut signaler la présence accessoire d'un peu d'apatite.

Du point de vue qualitatif, on constate ainsi qu'au niveau du plagioclase et des deux pyroxènes, la minéralogie de la pâte est similaire à celle des phénocristaux. Elle en diffère, par contre, par l'absence totale d'olivine, la présence constante de silice sous forme de tridymite, et l'existence d'une mésostase vitreuse, probablement très siliceuse, chargée d'une fine poussière d'opacques (magnétite). La minéralogie des andésites de Matthew et Hunter-Nord est donc typiquement calco-alcaline (BAKER, 1978).

Par ailleurs, ces observations pétrographiques permettent de proposer l'ordre de cristallisation suivant. Le premier minéral à se séparer du liquide est l'olivine, accompagnée de clinopyroxène. Par la suite, l'olivine devient progressivement résiduelle, le bain la résorbant avec formation de magnétite et d'orthopyroxène. Ces deux dernières phases cristallisent alors, accompagnées de clinopyroxène, et de plagioclase calcique. Certains agrégats de phénocristaux, riches en pyroxènes, pourraient être les témoins de ce stade de cristallisation. L'étape suivante conduit à la formation massive de plagioclase intermédiaire (labrador-andésine), la cristallisation des pyroxènes et de la magnétite continuant à un rythme réduit. L'émission de la lave interrompt alors cette évolution : soumis à un refroidissement brutal, le liquide cristallise incomplètement, donnant naissance à du plagioclase et, en moindre quantité, à des pyroxènes, baignant dans une mésostase vitreuse très siliceuse (tridymite souvent exprimée), encore relativement riche en fer (minéraux opaques microscopiques abondants). Terme ultime de ce processus, des émanations gazeuses déposent alors de l'oligiste, du soufre, de la silice, du chlorure de sodium, du gypse...

Malgré l'absence de données minéralogiques de microsonde, il est cependant possible, d'un point de vue pétrogénétique, d'observer que la cristallisation relativement précoce des minéraux opaques est un argument en faveur d'une forte fugacité d'oxygène (OSBORN, 1962) ; parallèlement, l'antériorité des pyroxènes par rapport aux plagioclases montre que la pression partielle d'eau était, elle aussi, importante (NESBITT and HAMILTON, 1970 ; GREEN, 1972).

Données modales

Quarante-trois analyses modales (phénocristaux) ont été réalisées sur l'ensemble des laves de Matthew et Hunter-Nord (Annexe VI) ; elles se répartissent de la façon suivante :

- Matthew :
 - . édifice oriental. 21 analyses
(16 pour le piton est et 5 pour les barres rocheuses bordant l'isthme)
 - . édifice occidental. 16 analyses
- Hunter :
 - . extrémité septentrionale. 6 analyses
(4 pour la coulée nord et 2 pour l'encaissant)

Malgré une disproportion entre le total d'analyses sur chaque île (37 sur Matthew, 6 sur Hunter), on voit qu'au niveau modal (Tableau III-1 ; Fig. III-27), il n'existe aucune différence fondamentale entre les laves récoltées sur ces deux îles. Sur Matthew comme sur Hunter-Nord, on retrouve en effet les caractères généraux suivants :

- un pourcentage volumétrique total de phénocristaux élevé (de l'ordre de 37 % en moyenne) ;
- une nette prédominance volumétrique du plagioclase sur les autres phénocristaux ; le diagramme FP/TOT.PHEN.(Fig. III-28 B et III-28 C) souligne d'ailleurs le contrôle étroit et constant exercé par le plagioclase sur le volume total des phénocristaux, la somme (CPX + OPX + OPA + OLIV) ne montrant, corrélativement, que de faibles variations ;

- une relative constance des rapports existant entre les trois principaux types de phénocristaux, le plagioclase, le clinopyroxène et l'orthopyroxène (Fig. III-28 A) ; la somme FP + CPX + OPX rend compte, en moyenne, de 96 % du volume total des phénocristaux sur Matthew et de 94 % de ce même total sur Hunter.

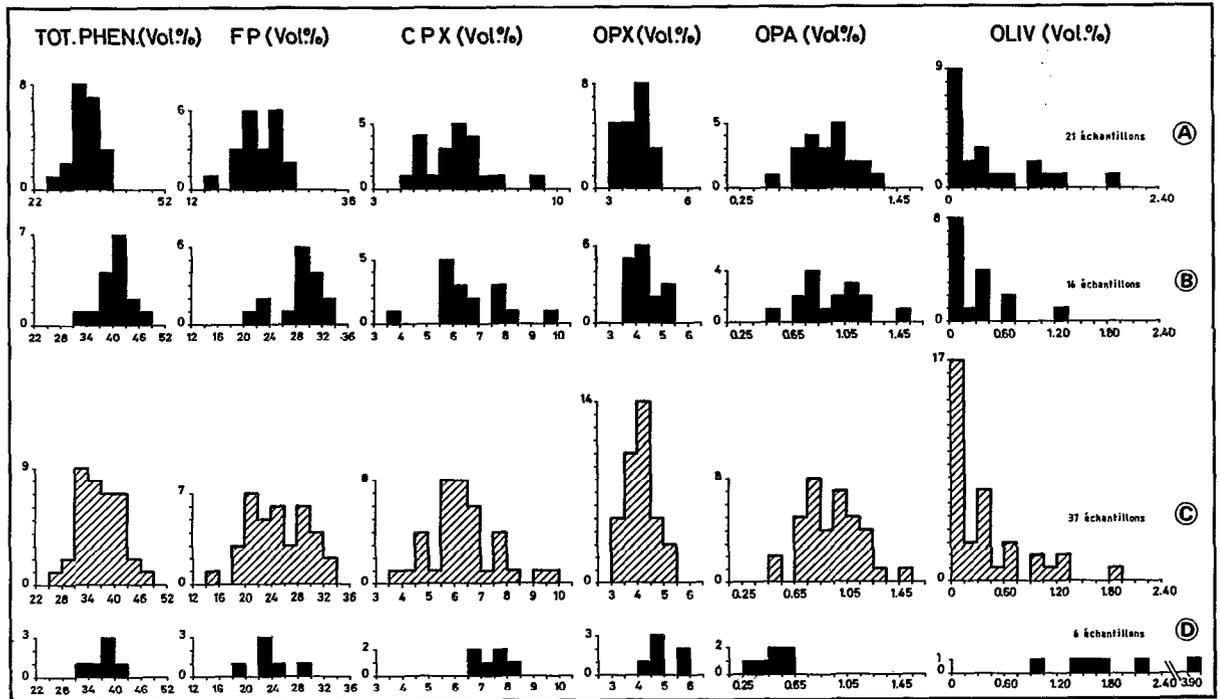


Fig. III-27. Histogrammes montrant la distribution des phénocristaux dans les laves de Matthew et Hunter ; A : Matthew, édifice oriental (piton est et barres rocheuses bordant l'isthme) ; B : Matthew, édifice occidental ; C : Matthew, ensemble de l'île ; D : Hunter, extrémité septentrionale ; comptages effectués sur environ 3.000 points par échantillon (maille carrée de 0,33 mm).

Tous ces caractères se retrouvent classiquement dans les termes intermédiaires des séries volcaniques d'arcs insulaires (EWART, 1976). Néanmoins, d'une île à l'autre, quelques variations peuvent être notées : l'olivine est ainsi nettement résiduelle à Matthew, beaucoup moins à Hunter-Nord, où elle se maintient à environ 2 % du volume total de la roche (Tableau III-1). D'autre part, les laves de Hunter-Nord sont, en moyenne, légèrement plus riches en phénocristaux de clinopyroxène et d'orthopyroxène, et plus pauvres en phénocristaux de plagioclase et de magnétite que celles de Matthew.

Enfin, en ce qui concerne Matthew, où l'on dispose d'un échantillonnage détaillé, on constate que les laves de l'édifice occidental sont, en moyenne, plus porphyriques que celles de l'édifice oriental, l'enrichissement en phénocristaux étant surtout le fait du plagioclase (Tableau III-1; Fig. III-28 B) ; on remarquera que cette observation se parallélise avec un rajeunissement des formations, l'édifice occidental étant plus récent que son homologue oriental (*cf. supra*).

On soulignera en conclusion le rôle prépondérant du plagioclase dans l'évolution magmatique des volcanites de Matthew et Hunter. Si sa cristallisation est relativement tardive, comme l'a montré l'étude pétrographique, ses variations rendent compte cependant de l'essentiel des caractéristiques modales de ces roches.

Poids % MATTHEW						HUNTER	
	EDIFICE ORIENTAL piton est + barres roch.		EDIFICE OCCIDENTAL		ENSEMBLE DE L'ILE		EXTREMITE NORD	
	M.(8)	E.T.	M.(7)	E.T.	M.(15)	E.T.	M.(6)	E.T.
SiO ₂	60.46	0.46	61.53	0.76	60.96	0.81	60.72	0.60
Al ₂ O ₃	16.15	0.38	16.03	0.24	16.09	0.32	15.45	0.32
Fe ₂ O ₃ *	6.43	0.13	6.09	0.25	6.27	0.26	6.11	0.21
MnO	0.11	0.01	0.13	0.05	0.12	0.03	0.10	0.00
MgO	3.89	0.41	3.48	0.47	3.70	0.47	5.03	0.58
CaO	7.36	0.17	6.96	0.30	7.17	0.31	6.95	0.15
Na ₂ O	3.93	0.29	4.07	0.18	3.99	0.24	3.70	0.06
K ₂ O	0.99	0.03	0.88	0.05	0.94	0.07	0.94	0.03
TiO ₂	0.43	0.01	0.40	0.01	0.42	0.02	0.36	0.01
P ₂ O ₅	0.18	0.01	0.13	0.01	0.15	0.02	0.13	0.01
P.F.	0.08	0.10	0.22	0.25	0.15	0.19	0.11	0.13
T O T A L	100.01		99.92		99.96		99.60	
FeO	3.55	0.23	3.17	0.60	3.37	0.47	3.63	0.52
	M.(12)	E.T.	M.(5)	E.T.	M.(17)	E.T.	M.(6)	E.T.
d	2.68	0.06	2.61	0.09	2.66	0.08	2.79	0.06
Vol %	M.(21)	E.T.	M.(16)	E.T.	M.(37)	E.T.	M.(6)	E.T.
PATE	66.17	2.79	59.72	3.51	63.38	4.47	62.11	3.43
TOT.PHEN.	33.83	2.79	40.28	3.51	36.62	4.47	37.89	3.43
FP	22.47	3.06	28.27	3.37	24.98	4.29	23.17	3.22
CPX	6.10	1.13	6.54	1.43	6.29	1.27	7.37	0.63
OPX	3.93	0.51	4.24	0.51	4.06	0.53	4.92	0.58
OPA	0.92	0.20	0.95	0.25	0.94	0.22	0.48	0.12
OLIV	0.41	0.52	0.28	0.33	0.35	0.44	1.95	1.04
FP/TOT.PHEN.	0.66		0.70		0.68		0.61	
CPX/TOT.PHEN.	0.18		0.16		0.17		0.20	
OPX/TOT.PHEN.	0.12		0.11		0.11		0.13	
OPA/TOT.PHEN.	0.03		0.02		0.03		0.01	
OLIV/TOT.PHEN.	0.01		0.01		0.01		0.05	
Fe ₂ O ₃ *	= fer total sous forme de Fe ₂ O ₃						M = valeur moyenne	
FeO	= FeO réel dosé sur une prise à part						E.T.= écart-type	
d	= densité apparente							

Tableau III-1. Compositions chimiques moyennes (éléments majeurs), densités apparentes moyennes, et compositions modales moyennes (phénocristaux) des andésites de Matthew et Hunter. Analyses chimiques réalisées au Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles (Université de RENNES) par F. VIDAL, sauf en ce qui concerne FeO, dosé à l'ORSTOM-Nouméa par S. LECORVAISIER. Données modales obtenues par comptage d'environ 3000 points par échantillon (maille carrée de 0.33 mm de côté). Les chiffres entre parenthèses correspondent au nombre d'échantillons utilisés pour le calcul des moyennes.

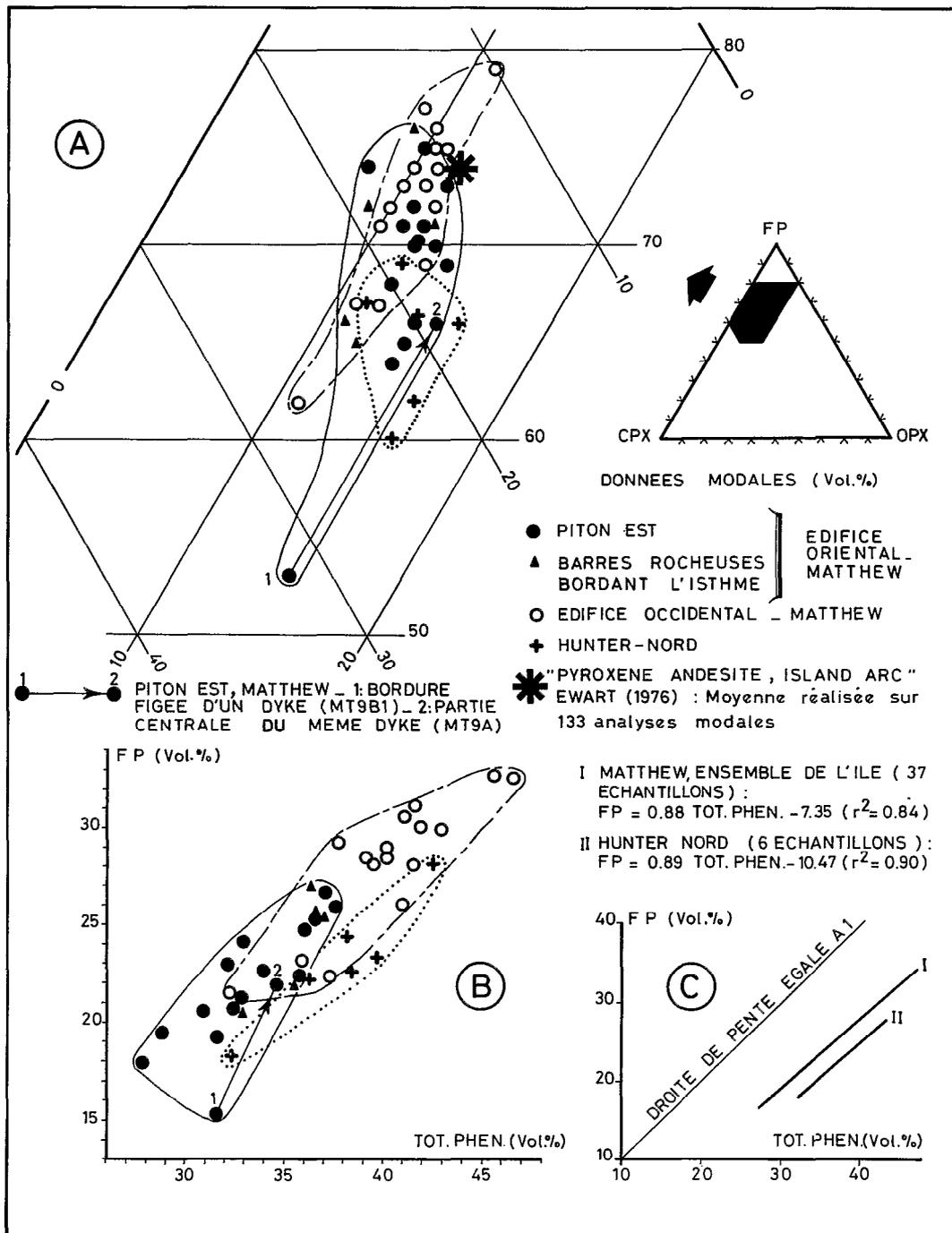


Fig. III-28. Laves de Matthew et Hunter ; diagrammes modaux (phénocristaux, vol. %) ; A : corrélations entre les trois principaux types de phénocristaux (FP - CPX - OPX) ; B et C : corrélations entre feldspath plagioclase et volume total de phénocristaux.

Géochimie des éléments majeurs

On a figuré, en Annexe VII, les résultats des 21 analyses chimiques effectuées sur les andésites de Matthew et Hunter-Nord, qui mettent de nouveau en lumière l'étroite parenté de ces deux îles. Les teneurs moyennes en éléments majeurs (Tableau III-1) sont en effet très similaires, à l'exception de MgO ; les variations de teneurs de ce dernier élément reflètent, à l'évidence, les différences pétrographiques signalées précédemment d'une île à l'autre, au niveau des proportions en phénocristaux d'olivine. La minéralogie typiquement calco-alcaline de l'ensemble de ces laves et leurs

teneurs en SiO_2 , voisines en moyenne de 61 %, permettent de définir les volcanites de Matthew et Hunter-Nord comme des andésites acides.

Si le caractère calco-alcalin de ces laves est confirmé par l'examen du triangle AFM (Fig. III-29), il convient néanmoins de nuancer ce qualificatif. Les andésites calco-alcalines typiques (Tableau III-2) sont en effet caractérisées par des teneurs fortes en CaO , MgO , et Al_2O_3 , des teneurs en alcalins (potassium en particulier) sensiblement plus fortes que celles de leurs équivalents tholéitiques d'arcs, et par un rapport d'oxydation du fer ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$) élevé (JAKES and GILL, 1970 ; JAKES and WHITE, 1972 ; LEFEVRE *et al.*, 1974 ; MIYASHIRO, 1974, 1975 ; BAKER, 1978). Or, dans le cas présent, si la minéralogie des andésites de Matthew et Hunter-Nord est incontestablement calco-alcaline, et si le chimisme de ces laves confirme cette interprétation pour la majorité des éléments-majeurs, deux éléments pourtant (Al_2O_3 et K_2O) présentent des teneurs relativement faibles pour ce type de roches, et posent ainsi un problème sur lequel on reviendra.

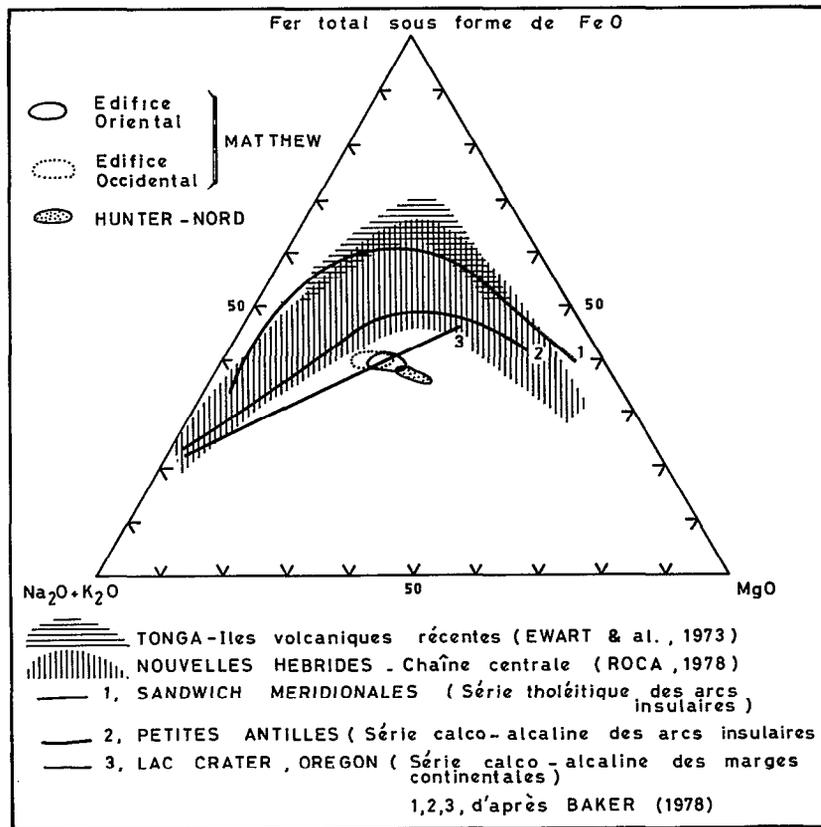


Fig. III-29. Laves de Matthew et Hunter ; diagramme AFM.

Malgré la relative homogénéité du chimisme de ces volcanites, il est cependant possible, même avec une gamme de variation de SiO_2 aussi restreinte, de mettre en évidence, sur des diagrammes de type Harker (Fig. III-30) certaines tendances évolutives significatives. Hormis le cas de Al_2O_3 et de K_2O , les autres éléments considérés présentent en effet des variations de teneurs en fonction de la silice qui peuvent être légitimement reliées à un processus de cristallisation fractionnée; ceci est particulièrement net, en ce qui concerne les deux édifices de Matthew, pour Fe_2O_3 , MgO , CaO et Na_2O . Cette évolution vers des compositions légèrement plus acides, qui traduit le fractionnement de minéraux riches en fer, calcium et magnésium (pyroxènes), ne se marque cependant pas au niveau des teneurs en Al_2O_3 , qui restent relativement stables ; le potassium, pour sa part, présente un comportement désordonné difficilement interprétable.

Malgré ces réserves, il est probable que les laves de cette île sont dérivées de magmas parentaux très similaires, et que l'édifice occidental de Matthew correspond à un stade un peu plus avancé de la cristallisation fractionnée que son homologue oriental.

	I	II	III	IV	V	VI
SiO ₂	60.96	60.72	58.68	58.65	59.49	60.31
Al ₂ O ₃	16.09	15.45	17.29	17.43	16.70	14.60
Fe ₂ O ₃	6.27 *	6.11 *	2.97	3.21	3.10	3.07
FeO			3.96	3.48	2.96	7.09
MnO	0.12	0.10	0.12	0.10	0.10	0.21
MgO	3.70	5.03	3.14	3.28	3.27	2.59
CaO	7.17	6.95	7.13	6.26	5.70	7.42
Na ₂ O	3.99	3.70	3.24	3.82	3.82	2.69
K ₂ O	0.94	0.94	1.27	1.99	2.52	0.79
TiO ₂	0.42	0.36	0.81	0.79	0.88	0.66
P ₂ O ₅	0.15	0.13	0.17	0.18	0.29	0.17
P.F.	0.15	0.11	1.20	1.06		0.45
T O T A L	99.96	99.60	99.98	100.25		100.05
n	15	6	89	29	75	2

* = Fer total sous forme de Fe₂O₃
n = nombre d'analyses

I : andésites de Matthew } (cette étude)
II : andésites de Hunter }
III : andésites calciques des arcs insulaires (Mc BIRNEY, 1969)
IV : andésites calco-alcalines de marges continentales (Mc BIRNEY, 1969)
V : andésites d'Amérique du Sud (LEFEVRE et al., 1974)
VI : "andésites" tholéitiques de Fonualei, Tonga (EWART and BRYAN, 1973)

Tableau III-2. Compositions chimiques moyennes d'andésites, et de laves tholéitiques intermédiaires.

Les variations de teneurs des éléments majeurs dans les laves de Hunter-Nord s'intègrent moins parfaitement à ce schéma, tout en gardant un parallélisme général avec les tendances évolutives reconnues sur les deux ensembles de Matthew ; malgré la faiblesse de l'échantillonnage réalisé sur Hunter, on peut donc penser que les magmas parentaux des laves constituant cette île étaient très voisins de ceux de Matthew.

On a vu plus haut que les teneurs en Al₂O₃ de l'ensemble de ces volcanites peuvent sembler anormalement basses pour des andésites typiques, riches en phénocristaux de plagioclase ; ces teneurs s'expliquent cependant si l'on considère qu'il s'agit de laves assez différenciées (teneurs en SiO₂ voisines de 61 %), ayant déjà subi des fractionnements de plagioclase, qui ont eu pour effet d'appauvrir en Al₂O₃ les liquides résiduels successifs ; les phénocristaux de plagioclase présents dans ces roches sont d'ailleurs moins calciques (An₆₅₋₄₀), et donc corrélativement moins alumineux, que ceux rencontrés classiquement dans les andésites calco-alcalines (An₉₀₋₅₀ selon LEFEVRE *et al.*, 1974) ; à cet égard, on observera que ROCA (1978) donne pour la plupart des roches intermédiaires des îles centrales des Nouvelles-Hébrides, de basicité analogue à celle des volcanites de Matthew et Hunter-Nord, des valeurs de Al₂O₃ très comparables, de l'ordre de 15-16 % (Tableau III-3).

Si l'on analyse enfin, dans les laves de Matthew, les variations du pourcentage volumétrique de phénocristaux de plagioclase, en fonction des teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 (Fig. III-31), on peut mettre en évidence :

- une corrélation positive entre FP (vol. %) et SiO_2 ;
- une absence de corrélation entre FP (vol. %) et Al_2O_3 .

La première observation rend compte de l'accroissement volumétrique de la phase plagioclasique au cours de l'avancement de la cristallisation fractionnée. L'absence de corrélation entre FP (vol. %) et Al_2O_3 , par contre, indique que cet accroissement volumétrique est dû, non à une accumulation de phénocristaux hérités de stades de fractionnement antérieurs, mais bien à un degré de cristallisation plus poussé du liquide avec lequel ces phénocristaux étaient en équilibre (la concentration en Al_2O_3 du magma restant constante, qu'il soit porphyrique ou non).

Reste le problème du potassium : les teneurs en K_2O des andésites de Matthew et Hunter-Nord se situent en effet parmi les valeurs les plus basses qui aient été signalées, tant pour des andésites calco-alcalines typiques (Tableau III-2) que pour les laves de basicité analogue de la chaîne centrale des

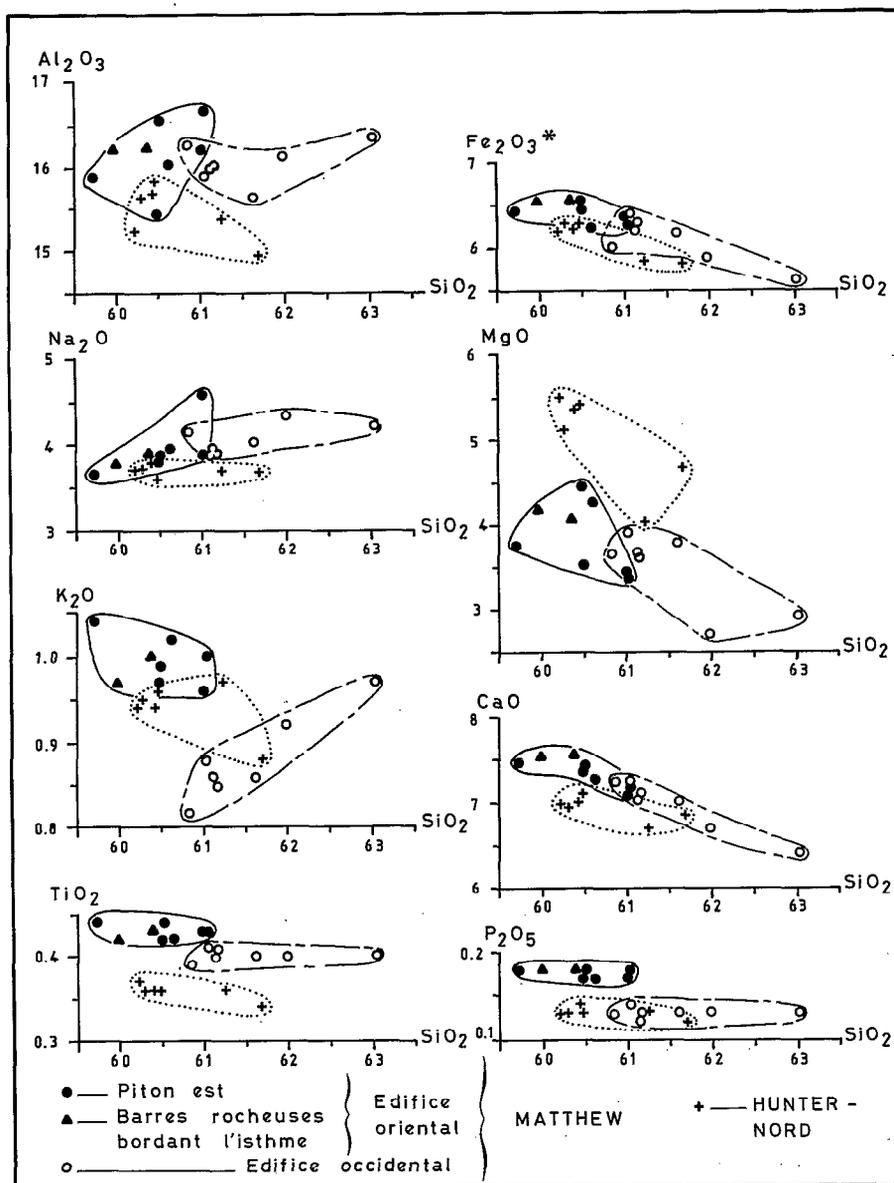


Fig. III-30. Laves de Matthew et Hunter ; diagrammes de variation des principaux oxydes en fonction de SiO_2 .

Nouvelles-Hébrides (Tableau III-3). ROCA (1978) conclut que dans les îles centrales des Nouvelles-Hébrides, "K₂O (et Na₂O) varient de façon anarchique dans le temps et dans l'espace, pour chaque groupe, et pour bon nombre de laves". On serait tenté, à la lumière du diagramme K₂O / SiO₂ (Fig. III-30) de se rallier à cette opinion en ce qui concerne Matthew et Hunter-Nord, puisque seul l'édifice occidental de Matthew semble montrer un accroissement parallèle des teneurs en K₂O et SiO₂, correspondant au comportement classique de cet élément lors de la différenciation magmatique (les laves de l'édifice oriental de Matthew sont par contre, en moyenne, un peu plus potassiques - quoique légèrement moins acides - que celles de l'édifice occidental). On notera cependant que les gammes de variation de K₂O (Tableau III-I et Annexe VII) sont très faibles, et qu'il est donc hasardeux de proposer une interprétation basée sur un petit nombre de données aussi voisines.

Les andésites de Matthew et Hunter-Nord présentent donc la plupart des caractères pétrographiques et chimiques des andésites calco-alkalines ; la géochimie a montré en outre qu'il est probable que les volcanites de ces deux îles ont subi une pétrogenèse similaire, à partir de magmas parentaux très voisins. Cette étude, cependant, serait incomplète sans une analyse préliminaire des différents types d'enclaves englobées dans ces formations ; celles-ci sont en effet des témoins de stades magmatiques précoces, et méritent, à ce titre, d'être prises en considération.

	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO ₂	59.88	58.27	60.05	56.68	57.87	56.01	57.30
Al ₂ O ₃	17.66	15.23	15.89	17.86	18.43	17.66	18.47
Fe ₂ O ₃	6.96*	1.50	1.50	1.50	4.01	2.01	3.04
FeO		6.63	6.36	6.57	4.01	5.70	3.55
MnO	0.21	0.17	0.15	0.19	0.20	0.16	0.17
MgO	3.10	4.15	3.33	3.47	3.55	3.26	2.69
CaO	5.04	7.69	7.18	7.30	7.00	7.17	8.30
Na ₂ O	5.09	3.72	2.96	3.93	2.49	3.75	3.10
K ₂ O	1.64	1.89	1.88	1.11	0.80	2.40	1.37
TiO ₂	0.30	0.66	0.61	0.67	0.46	0.71	0.48
P ₂ O ₅	0.20	0.24	0.18	0.27	0.16	0.42	0.19
H ₂ O+	0.37	0.08	0.03	0.22	0.23	0.11	0.35
H ₂ O-		0.04	0.23	0.29	0.93	0.15	0.15
T O T A L	100.45	100.27	100.35	100.06	100.14	99.51	99.16
<p>* = Fer total sous forme de Fe₂O₃</p> <p>I : "pyroxene-andesite", éch. 13, Lopevi (WARDEN, 1967)</p> <p>II : "andesite", éch. RI 11, Epi-Ririña (ROCA, 1978)</p> <p>III : "andesite", éch. T 14A, Tongoa (ROCA, 1978)</p> <p>IV : "andesite", éch. EM 14, Emae (ROCA, 1978)</p> <p>V : "2 pyroxene andesite lava", éch. ERC 463, Mt William Formation, Erromango (COLLEY and ASH, 1971)</p> <p>VI : "dense porphyritic andesite bomb ejected from Yasur in 1975", éch. TY 2, Siwi Group, Tanna (CARNEY and MACFARLANE, 1979)</p> <p>VII : "porphyritic hornblende andesite dyke", éch. AYMAG 17, Upper Inwanawow River, Aneityum (CARNEY and MACFARLANE, 1979)</p>							

Tableau III-3. Compositions chimiques de quelques laves intermédiaires des Nouvelles-Hébrides.

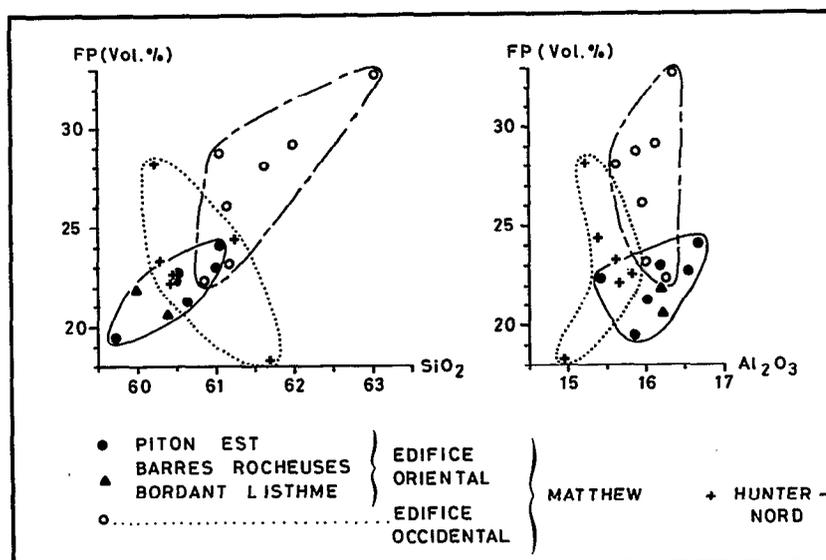


Fig. III-31. Laves de Matthew et Hunter ; corrélations entre le pourcentage volumétrique de feldspath plagioclase et les teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 .

LES ENCLAVES

De taille centimétrique à décimétrique, ces enclaves à bordures franches, de forme arrondie ou oblongue, se distinguent de la lave-hôte par leur contraste de couleur, leur cristallinité mieux exprimée, et leur plus grande abondance de vésicules ; de plus, elles apparaissent souvent en relief par rapport à la lave, du fait de leur meilleure résistance à l'érosion superficielle.

Par souci de concision, nous nous limiterons dans cette note préliminaire à l'étude, à partir de quelques échantillons caractéristiques, des deux types principaux d'enclaves regroupant la majorité des échantillons récoltés :

- enclaves à texture doléritique plus ou moins fine ;
- enclaves à texture grenue.

Le second type, qui semble mieux représenté sur la coulée nord de Hunter qu'à Matthew, regroupe des cumulats plagioclasiques, des cumulats pyroxéniques, et une enclave de quartz.

Cette classification reste cependant schématique et provisoire, car il existe en fait des enclaves à texture intermédiaire, difficiles à rattacher à l'un ou l'autre de ces groupes.

Les enclaves à texture doléritique

Ces enclaves ont été observées dans l'ensemble des laves (dykes ou coulées) de Matthew et Hunter. Au microscope, elles apparaissent constituées d'un fond doléritique plus ou moins fin, englobant des phénocristaux de plagioclase, de pyroxènes (clino et orthopyroxène), d'olivine et de magnétite (Pl. 5, photo 3). Les principaux caractères pétrographiques de ces enclaves sont les suivants :

- les phénocristaux paraissent en tous points identiques à ceux des laves-hôtes (faciès, dimensions, macles, zonations, inclusions...) ; on retrouve également les agrégats précoces déjà signalés dans ces laves ;

- le fond doléritique est principalement composé d'une trame feldspathique, constituée de microphénocristaux de plagioclase dont la taille moyenne varie, selon les enclaves, de 0.1 à 0.5 mm, et qui présentent fréquemment des textures de trempe (extrémités dilacérées, sections en "boucle de ceinture"...). Cette trame inclut dans sa maille de petits cristaux de clinopyroxène, d'orthopyroxène et de magnétite, le tout étant cimenté par un peu de verre interstitiel ; ce verre, généralement coloré en brun-rosé, présente des vésicules, dans lesquelles on observe parfois de la tridymite.

L'ensemble de ces observations montre qu'à l'évidence les enclaves à texture doléritique proviennent d'un matériel volcanique proche des laves-hôtes ; on remarque néanmoins, du point de vue modal et chimique, certaines différences caractéristiques (Tableau III-4). Dans ces enclaves, en effet, les phénocristaux sont en général moins abondants et le feldspath, s'il reste la phase prédominante, l'est moins nettement. Les pyroxènes semblent également montrer une distribution

Poids %	ENCLAVES DOLERITIQUES				CUMULATS PLAGIOCLASIQUES			CUMULAT PYROXENIQUE
	Matthew		Hunter		Hunter			Hunter
	MT1B	MT14A'	HR4N	HR8G	HR4H	HR4I	HR8B	HR4L
SiO ₂	58.47	57.88	55.61	55.98	55.76	56.14	54.92	54.09
Al ₂ O ₃	15.64	15.89	14.24	14.24	16.77	16.46	15.81	7.27
Fe ₂ O ₃ *	7.20	7.60	7.89	7.34	7.60	7.60	8.18	8.28
MnO	0.12	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12	0.14	0.16
MgO	4.98	5.52	9.05	9.79	5.60	6.04	7.95	14.47
CaO	8.74	8.93	8.09	8.23	8.98	8.80	9.18	13.54
Na ₂ O	3.57	3.45	3.04	3.10	3.14	3.27	3.03	1.21
K ₂ O	0.86	0.89	0.65	0.55	0.50	0.46	0.30	0.21
TiO ₂	0.47	0.44	0.34	0.30	0.35	0.36	0.29	0.25
P ₂ O ₅	0.23	0.20	0.10	0.11	0.12	0.12	0.12	0.09
P.F.	0.06	0.00	0.05	0.70	0.30	0.38	0.10	0.30
T O T A L	100.34	100.92	99.19	100.46	99.24	99.75	100.02	99.87
FeO	2.70	4.50	4.30	5.40	3.60	3.90	5.20	4.70
n	1607	1104	2540	3278	2707	2824	2960	1870
Vol %								
PATE	82.3	69.0	74.1	85.1	22.9*	27.3*	12.6*	
TOT.PHEN.	17.7	31.0	25.9	14.9	77.1	72.7	87.4	
FP	7.7	19.0	12.1	4.6	55.5	51.2	56.3	
CPX	7.8	6.7	5.0	3.5	9.1	12.9	12.9	54.9
OPX	1.7	2.8	5.1	2.2	11.4	7.8	16.4	14.2
OPA	0.2	0.6	0.0	0.0	1.1	0.8	1.6	
OLIV	0.3	1.9	3.7	4.6	0.0	0.0	0.2	5.9
FP/TOT.PHEN.	0.43	0.61	0.47	0.31	0.72	0.70	0.64	
CPX/TOT.PHEN.	0.44	0.22	0.19	0.23	0.12	0.18	0.15	
OPX/TOT.PHEN.	0.10	0.09	0.20	0.15	0.15	0.11	0.19	
OPA/TOT.PHEN.	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	
OLIV/TOT.PHEN.	0.02	0.06	0.14	0.31	0.00	0.00	0.00	
Fe ₂ O ₃ *	= fer total sous forme de Fe ₂ O ₃							
FeO	= FeO réel dosé sur une prise à part							
n	= nombre de points déterminés (maille carrée de 0,33 mm de côté)							
*	= dont 3 à 4 % de tridymite bien exprimée							

Tableau III-4. Compositions chimiques et modales (phénocristaux) de quelques enclaves caractéristiques de Matthew et Hunter. Analyses chimiques réalisées au Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles (Université de RENNES) par F. VIDAL, sauf en ce qui concerne FeO, dosé à l'ORSTOM-Nouméa par S. LECORVAISIER.

différente, le clinopyroxène étant dans la plupart des cas significativement plus abondant que l'orthopyroxène. Quant à l'olivine, contrairement aux autres phénocristaux, elle est généralement mieux représentée dans les enclaves doléritiques que dans les laves. De plus, d'une île à l'autre, certaines variations observées sur les laves-hôtes se retrouvent clairement au niveau des enclaves doléritiques ; le cas le plus frappant concerne les phénocristaux d'olivine, moins abondants à Matthew qu'à Hunter, tant dans les laves que dans les enclaves. Du point de vue chimique, l'acidité des enclaves est en général plus faible que celle des laves ; en outre, les enclaves doléritiques de Hunter-Nord sont nettement plus magnésiennes que celle de Matthew, ce qui traduit bien les variations de teneurs en olivine citées précédemment.

En conclusion, les enclaves à texture doléritique de Matthew et Hunter-Nord semblent correspondre à du matériel volcanique ancien, arraché par les venues andésitiques lors de leur montée vers la surface ; la composition de ce matériel enclavé, très proche de celle des laves-hôtes quoique légèrement plus basique, sa texture à la cristallinité toujours mieux exprimée, indice d'une cristallisation relativement tranquille, sa fréquence, enfin, tant dans les laves de Matthew que dans celles de Hunter-Nord, incitent à y voir des venues andésitiques précoces, qui pourraient constituer en partie le cône immergé de ces deux volcans. On remarquera que les teneurs relativement basses en phénocristaux de plagioclase de ces venues précoces semblent d'ailleurs confirmer la relation "âge/teneur en plagioclase" mise en évidence au niveau des laves émergées.

Les enclaves à texture grenue

- Les cumulats plagioclasiques

Ce type d'enclaves, bien représenté sur la coulée nord de Hunter, se caractérise par l'enchevêtrement de grandes lattes de plagioclases et de pyroxènes (Pl. 6, photo 1). Les premiers (3 à 4 mm maximum), maclés, plus ou moins zonés, sont parsemés d'inclusions vitreuses rosées, qui se disposent parallèlement aux plans de clivages ; en outre, leurs extrémités présentent très souvent des indentations et des dilacérations. Ces phénomènes, qui témoignent probablement d'un début de fusion, sont en général très accentués au contact - toujours franc - de la lave-hôte. Les clinopyroxènes et orthopyroxènes ont des dimensions sensiblement identiques (prismes de 1.4 à 2.2 mm de longueur maximum) ; ils présentent parfois les groupements parallèles déjà cités au sujet des laves et des enclaves doléritiques. Ces pyroxènes, relativement fracturés (au contraire des plagioclases) paraissent souvent profondément transformés ; il n'est pas rare, en effet, d'observer deux individus d'orientation optique différente, morcelés en nombreuses petites unités jointives à contours arrondis, imbriquées les unes dans les autres. Enfin quelques agrégats d'orthopyroxènes et de magnétite vermiculaire correspondent vraisemblablement à de l'olivine presque complètement résorbée. A côté de ces phases cristallines bien exprimées, il convient de signaler, dans ces enclaves grenues, la présence constante d'un matériel interstitiel peu abondant et irrégulièrement disposé, constitué d'un verre rosé, riche en microlites de plagioclase trempés et en vésicules où cristallise fréquemment de la tridymite.

Au point de vue composition modale (Tableau III-4), on soulignera l'importance volumétrique des feldspaths par rapport aux autres constituants, et les proportions sensiblement égales d'ortho et de clinopyroxènes, au contraire des enclaves à texture doléritique ; cette richesse en plagioclase, cependant, ne se reflète que faiblement au niveau des teneurs en Al_2O_3 .

Il est difficile, avec les données encore limitées dont nous disposons, de présenter une interprétation génétique de ces enclaves ; il nous manque en particulier des déterminations minéralogiques précises des différentes phases cristallines, ainsi que des analyses du matériel interstitiel (travaux en cours). On sait toutefois que les volcanites des séries calco-alcalines d'arcs et de marges actives sont connues pour la fréquence de leurs enclaves, xénolites et cumulats (BAKER, 1978). L'arc des Petites Antilles, en particulier, a donné lieu à des études approfondies de ces éjecta (WAGER, 1962 ; BAKER, 1968 ; LEWIS, 1973). En ce qui concerne Matthew et Hunter, il semble qu'un phénomène de cumulation dans une chambre magmatique, proche de celui invoqué par LEWIS (1973) au sujet des blocs éjectés de la Soufrière de Saint-Vincent, puisse être à l'origine de ces enclaves. Il s'agirait, dans ce cas, de cumulats plagioclasiques, le matériel interstitiel plus ou moins vitreux représentant la phase intercumulus ; le fait que celui-ci soit vésiculaire, voire scoriacé, implique d'ailleurs une baisse brutale de pression et de température, qui ne correspond guère à la montée relativement lente des laves peu fluides qui ont transporté ces enclaves. Il est donc probable que ces dernières ont subi une histoire complexe, avant d'être englobées par le matériau andésitique.

- Les cumulats pyroxéniques

Un exemplaire de ces roches a été récolté sur chacune des îles. Il s'agit de grosses enclaves de forme ovoïde, de couleur gris verdâtre et d'aspect grenu, qui atteignent 30 cm environ de grand axe : on y observe à l'œil nu deux types de pyroxènes (l'un vert, l'autre brun). Au microscope, on peut y mettre en évidence du clinopyroxène (55 % en volume dans l'échantillon récolté à Hunter, Tableau III-4), de l'orthopyroxène (14 %), de l'olivine (6 %), quelques cristaux de plagioclase et de très rares opaques (liés aux pyroxènes), le tout disposé selon une texture grenue, non litée à l'échelle de l'échantillon (Pl. 6, photo 2). Le clinopyroxène (1 à 2 mm) est maclé, fréquemment zoné ; l'orthopyroxène (1 à 2 mm) se présente souvent en groupements parallèles avec le clinopyroxène. L'olivine (1.2 mm au maximum), incluant parfois quelques fins opaques, est très généralement corrodée, et plus ou moins résorbée avec formation d'hypersthène et d'un peu de magnétite vermiculaire ; elle apparaît souvent en inclusions dans l'orthopyroxène, plus rarement dans le clinopyroxène. Le plagioclase est peu abondant et se présente sous forme de cristaux massifs (2 mm au maximum) et maclés. On observe, entre ces cristaux de pyroxènes, d'olivine et de plagioclase, une phase intercumulus, peu abondante, et assez irrégulièrement répartie, constituée de baguettes squelettiques de plagioclase (0.5 mm en moyenne ; 2 mm exceptionnellement) à textures de trempe, baignant dans un matériel vitreux interstitiel.

Du point de vue chimique, on notera les valeurs élevées en MgO et CaO, ainsi que la faible teneur en Al_2O_3 de l'enclave pyroxénique échantillonnée à Hunter (Tableau III-4), qui traduisent bien la composition minéralogique de cette roche.

Ces enclaves correspondent donc à des cumulats formés essentiellement de minéraux denses (pyroxènes et olivine), et précoces, si l'on se réfère à l'ordre de cristallisation observé dans les laves.

- L'enclave de quartz

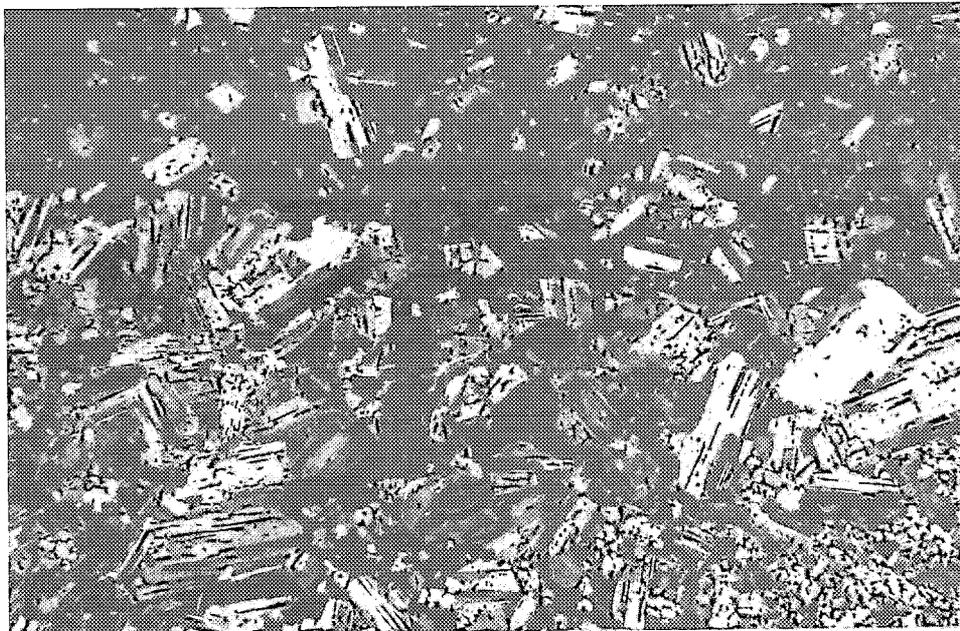
La description de cette enclave tout à fait exceptionnelle, récoltée sur la coulée nord de Hunter, sera paradoxalement très brève. Sur le terrain, elle apparaît sous forme d'un petit rectangle (5 x 1 cm) au contour extrêmement net, tranchant par sa couleur claire sur le fond plus sombre de l'andésite ; au microscope, on voit qu'elle est exclusivement constituée de quartz grenu, en cristaux xénomorphes (taille maximum : 1.2 mm), coalescents, et montrant une microfracturation très importante (Pl. 6, photo 3). L'origine et la signification de cette enclave demeurent énigmatiques. Elle peut provenir du socle, de nature inconnue, sur lequel s'est édifié Hunter ; mais il s'agit plus vraisemblablement d'un fragment arraché à un niveau quelconque du cône volcanique ; de la silice peut en effet se déposer lors de la concentration des substances volatiles, liées au stade final de la solidification d'un magma.

CONCLUSION

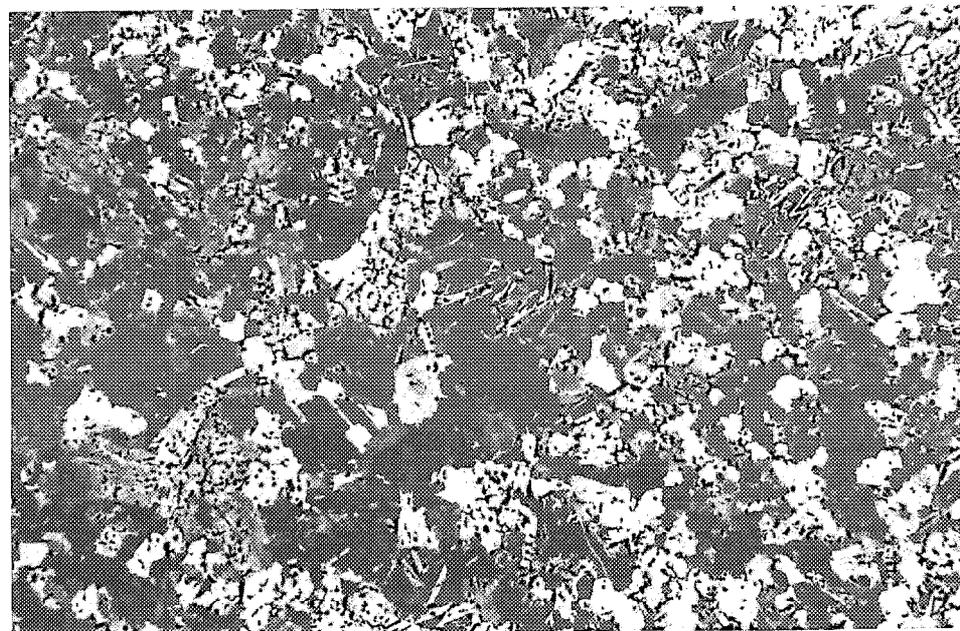
Cette étude préliminaire des caractères morphologiques, structuraux, pétrographiques et géochimiques des volcans Matthew et Hunter a permis de mettre en lumière certains points importants qui vont être brièvement rappelés ici.

Ces deux volcans actifs, distants de 70 km, sont situés sur une chaîne ouest-est affectée par d'importants accidents subméridiens.

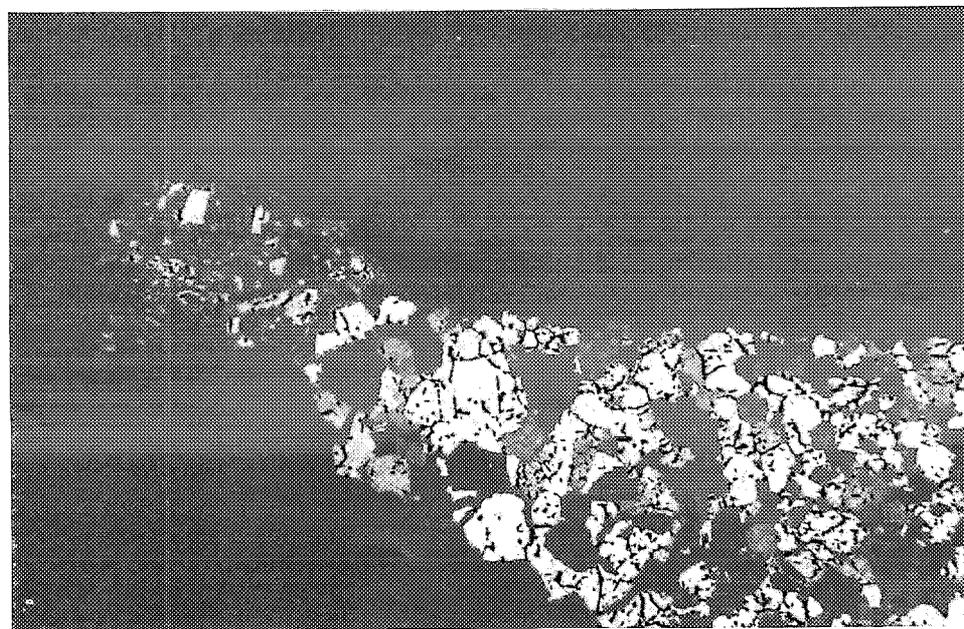
Planche 6 . Microphotographies de lames minces ; 1 : Andésite porphyrique à deux pyroxènes, incluant un cumulat plagioclasiq (Hunter, échantillon HR8B) ; 2 : Cumulat pyroxénique enclavé dans l'andésite de Hunter (échantillon HR4L) ; 3 : petit bloc de quartz grenu enclavé dans l'andésite de Hunter (échantillon HR5A) ; microphotographies A. POUTCHKOVSKY/M. MONZIER (clichés ORSTOM) ; grossissement de l'ordre de 10 fois ; nicols croisés.



1



2



3

Leur volume respectif comparable (de l'ordre d'une douzaine de km³), la nature presque identique des laves qui les constituent (andésites acides à deux pyroxènes), leur chimisme très voisin, sont autant d'observations qui suggèrent un âge, une genèse et une évolution magmatique très similaires.

Le caractère calco-alkalin des laves de ces deux volcans actifs s'accorde bien avec un volcanisme d'arc insulaire lié au fonctionnement d'une zone de subduction. Compte tenu des similitudes soulignées précédemment, il est probable que le plan de Benioff correspondant à cette zone de subduction se trouve sensiblement à la même profondeur à l'aplomb des deux volcans.

On remarquera enfin le caractère singulier de ces deux édifices par rapport à ceux de l'arc volcanique récent des Nouvelles-Hébrides ; ces derniers montrent en effet une nette prédominance des basaltes sur les laves intermédiaires (GORTON, 1974, 1977) ; de plus, la présence d'enclaves doléritiques et de cumulats n'a jamais - à notre connaissance - été signalée ailleurs dans cet arc avec une telle fréquence ; elle confère ainsi un intérêt tout particulier à l'étude pétrogénétique de Matthew et Hunter ; celle-ci, abordée sous l'angle de l'analyse minéralogique par microsonde et de la géochimie des éléments-traces (données en cours d'acquisition), devrait permettre - en quantifiant et modélisant les processus magmatiques - de mieux cerner la genèse de ces deux volcans.

Nous tenons à remercier C. LEFEVRE pour la lecture critique de cet article.

Manuscrit remis en février 1980

Manuscrit révisé en juillet 1980

ANNEXES

ANNEXE I :

(1) : Nous présentons ici les résultats obtenus à la suite d'une mission de terrain réalisée du 5 au 15 juin 1978 (avec l'aide du N.O. VAUBAN/ORSTOM-Nouméa ; Commandant P. FURIC), complétée par une reconnaissance photographique aérienne (6 juin 1979 : NEPTUNE P2H de l'Aéronavale, Tontouta ; Commandant THOINET DE LA TURMELIERE). A l'heure actuelle (Janvier 1980), nous ne disposons que des observations pétrographiques sur lames minces et des analyses chimiques d'éléments majeurs. Cette note, dont les conclusions seront reprises à la lumière des résultats des travaux en cours (étude minéralogique par microsonde, géochimie des éléments-traces, missions complémentaires d'échantillonnage à Matthew et Hunter), n'a donc qu'un caractère partiel.

(²) : La position exacte de ces îles n'est pas connue ; on trouvera ci-dessous un tableau donnant les différentes latitudes et longitudes proposées :

	MATTHEW	HUNTER
Admiralty Chart 2904	22° 20' 12" S 171° 18' 44" E	22° 24' 2" S 172° 3' 29" E
FISHER (1957) citant l'Admiralty Chart 2904	22° 20' 00" S 171° 19' 00" E	22° 24' 00" S 172° 3' 00" E
Carte marine n° 2032 (Version française de l'Admiralty Chart 2904)	22° 20' 12" S 171° 18' 44" E (Gr)	22° 24' 2" S 172° 5' 15" E (Gr)
Instructions nautiques (fascicule de correction, 1977)	22° 22' 55" 171° 21' E	-

ANNEXE II :

Echantillonnage du piton est (Matthew, édifice oriental)

Site MT1... Lave grise compacte contenant des enclaves centimétriques à décimétriques ; base de la coulée supérieure de la face nord (débit prismatique grossier subvertical).

Site MT2... Lave rougeâtre : épaisse passée de lave en blocs, sous la coulée supérieure de la face nord (blocs anguleux décimétriques à métriques).

Site MT3... Lave grise compacte contenant des enclaves centimétriques à décimétriques ; grande paroi de la face ouest (pas de débit prismatique, mais de grandes cassures conchoïdales et craquelures).

Site MT4... Lave compacte de teinte foncée, relativement vitreuse, contenant des enclaves centimétriques à décimétriques ; blocs métriques éboulés au pied de la face ouest.

Site MT5... Lave compacte vitreuse noire, sans enclaves apparentes ; dykes nord-sud subverticaux, de 20 à 40 cm de puissance, présentant un débit prismatique subhorizontal ; face ouest, à l'aplomb des vestiges de l'ancien cratère.

Site MT6... Lave compacte gris-clair, contenant de nombreuses enclaves centimétriques à décimétriques ; face ouest, éboulis sous l'exutoire de l'ancien cratère.

Site MT7... Lave compacte grise avec enclaves centimétriques à décimétriques ; grands dykes nord-sud subverticaux, épais de plusieurs mètres, constituant la paroi surplombant l'épaule de la face ouest.

Site MT8... Fraction fine cimentant une brèche chaotique, à éléments de lave rougeâtre de taille variable, parfois métrique ; passée bréchique dans la partie supérieure de l'épaule de la face ouest.

Site MT9... Lave compacte grise contenant des enclaves centimétriques à décimétriques ; dykes nord-sud subverticaux, puissants de 0,20 à 1,80 m, avec bordures figées nettement vitreuses, présentant une microprismation subhorizontale. Partie médiane de l'épaule de la face ouest.

Site MT10... Lave compacte grise contenant des enclaves centimétriques à décimétriques ; coulée basale de l'épaule de la face ouest (débit prismatique assez net, subvertical).

Site MT11... Lave compacte grise contenant des enclaves centimétriques à décimétriques ; coulée basale de la face nord (débit prismatique assez net, subvertical).

ANNEXE III :

Echantillonnage des barres rocheuses bordant l'isthme (Matthew, édifice oriental)

Site MT12... Lave très légèrement vésiculaire, grise, contenant des enclaves centimétriques à décimétriques ; versant est, en pente douce, de la barre rocheuse nord.

Site MT13... Lave très légèrement vésiculaire, grise, contenant des enclaves centimétriques à décimétriques ; versant ouest, abrupt, de la barre rocheuse nord (débit prismatique subvertical).

Site MT14... Lave très légèrement vésiculaire, grise, contenant des enclaves centimétriques à décimétriques ; versant ouest, abrupt, de la barre rocheuse sud (débit prismatique subvertical).

ANNEXE IV :*Echantillonnage de l'édifice occidental de Matthew.*

Site MT15... Dépôts fumerolliens (gypse, oxydes de fer...) et lave gris-beige ; fumerolle à vapeur d'eau dominante, jaillissant sous un bloc métrique de lave situé sur la lèvre du cratère central.

Site MT16... Coupe de 4 m de hauteur, allant de la lave interne légèrement vésiculaire, gris-rougeâtre, à enclaves centimétriques, à la lave externe, scoriacée, rougeâtre, présentant parfois de petits cristaux d'oligiste ; partie superficielle, décapée par la mer, de la coulée nord-ouest (on observe un débit de la lave en couches décimétriques parallèles à la surface supérieure de la coulée, ainsi qu'un litage centimétrique, perpendiculaire au flux, et probablement dû à une émission pulsée du magma).

Site MT17... Lave scoriacée jaunâtre : partie superficielle de la coulée nord-ouest.

Site MT18... Lave grise légèrement vésiculaire provenant d'un bloc métrique anguleux à patine gris-blanchâtre ; lèvre du cratère central.

Site MT19... Soufre et lave altérée à la bouche de solfatares très actives (jets bruyants) ; tranchée ouest-est.

Site MT20... Lave grise légèrement vésiculaire ; paroi verticale de la tranchée ouest-est, au fond du cratère ouvert dans les blocs éboulés.

Site MT21... Dépôts fumerolliens bigarrés (gypse, oxydes de fer...) sous un bloc métrique de lave (pas de dégagement gazeux notable) ; tranchée ouest-est, au fond du cratère ouvert dans les blocs éboulés.

Site MT22... Dépôt d'une fumerolle peu active (gypse, soufre...) située sous un bloc métrique de lave ; tranchée nord-ouest/sud-est, dans la descente vers l'isthme.

Site MT23... Lave gris-rougeâtre légèrement vésiculaire ; paroi basale, à patine brunâtre, du piton sud (prismation subverticale grossière).

Site MT24... Lave grise légèrement vésiculaire, contenant d'assez nombreuses enclaves centimétriques ; parois verticales surplombant le puits au fond de la tranchée radiale.

Site MT25... Lave grise, légèrement vésiculaire, contenant quelques enclaves centimétriques, recouverte par de la lave scoriacée rougeâtre (faciès identiques à ceux observés au site MT16) ; lave altérée, verdâtre, le long de certaines fissures (action de fumerolles actuellement inactives) ; escarpement dû à l'érosion marine, à la base du cône, près de l'anse nord.

ANNEXE V :*Echantillonnage de l'extrémité septentrionale de Hunter.*

Site HR1... Lave grise très similaire à celles observées à Matthew ; falaise grise (diaclasage nord-sud subvertical intense) bordant la rive droite du grand couloir, au-dessus de la coulée nord.

Site HR2... Lave épigénisée en silice, à la bouche d'une petite fumerolle exhalant de la vapeur d'eau ; sommet de la coulée nord.

Site HR3... Soufre provenant d'une solfatare active, située dans l'encaissant de la coulée nord, à proximité du contact avec la partie supérieure de cette dernière ; la solfatare est établie sur des diaclases nord-sud subverticales, et les dépôts de soufre couvrent environ 50 m².

Site HR4... Lave grise pratiquement identique à celles reconnues à Matthew, contenant de nombreuses enclaves de forme, couleur, aspect très variables, dont la taille oscille entre 3 et 30 cm (moyenne 10 cm) ; partie inférieure de la coulée nord (la lave présente un modelé caractéristique d'un début d'érosion par les embruns et la mer : nombreuses vasques, plus ou moins profondes, séparées par des arêtes arrondies).

Site HR5... Lave de type habituel, contenant quelques enclaves (et en particulier une petite enclave de 5 x 1 cm constituée exclusivement de quartz) ; toit de la coulée nord (on observe comme à Matthew - site MT16 - un litage centimétrique à décimétrique, perpendiculaire au flux de la coulée et caractérisé par des alternances rougeâtres et noirâtres).

Site HR6... Lave grise, très tenace, plus sombre et moins riche en phénocristaux et enclaves que celles appartenant à la coulée nord ; paroi bordant la rive gauche du grand couloir (prismation subverticale). Au pied de la paroi, 2 m au-dessus du niveau de la mer, un replat rocheux semble témoigner d'une surrection de cette partie de l'île.

Site HR7... Gypse plus ou moins bien cristallisé et produits ferrugineux, cimentant une brèche d'éboulis à éléments métriques de lave ; une circulation d'eau minéralisée, encore active actuellement, en provenance de la partie supérieure de la coulée nord, est à l'origine des dépôts cimentant la brèche.

Site HR8... Lave grise présentant les mêmes caractéristiques que celle du site HR4 ; on note de nombreuses enclaves, de 5 à 20 cm, de forme, couleur, et aspect très variables ; partie inférieure de la coulée nord (le modelé dû aux embruns et à l'érosion marine est identique à celui observé en HR4).

ANNEXE VI :

Compositions modales (vol. % phénocristaux) et densités apparentes des andésites de
Matthew et Hunter

Ech.	n	PATE	TP	FP	CPX	OPX	OPA	OLIV	FP TP	CPX TP	OPX TP	OPA TP	OLIV TP	d
<u>Matthew, édifice oriental : piton est</u>														
MT1A	3047	67.5	32.5	20.6	6.6	4.4	0.9	0.0	0.63	0.20	0.14	0.03	0.00	2.67
MT1C	3471	66.1	33.9	22.7	5.6	4.5	0.9	0.2	0.67	0.16	0.13	0.03	0.01	2.50
MT3	4103	67.1	32.9	24.1	4.7	3.3	0.8	0.0	0.73	0.14	0.10	0.03	0.00	2.74
MT4A	3405	63.9	36.1	24.8	5.8	4.2	1.3	tr	0.69	0.16	0.11	0.04	0.00	2.72
MT4B	3460	62.5	37.5	25.9	6.3	4.2	1.1	0.0	0.69	0.17	0.11	0.03	0.00	2.72
MT4C	3631	63.5	36.5	25.3	5.9	4.3	1.0	0.0	0.69	0.16	0.12	0.03	0.00	2.65
MT5	3801	67.9	32.1	23.0	4.4	3.7	1.0	0.0	0.71	0.14	0.12	0.03	0.00	2.70
MT6A	3387	62.9	37.1	26.7	6.2	3.2	1.0	0.0	0.72	0.17	0.08	0.03	0.00	nd
MT7A (1)	3420	69.1	30.9	20.6	5.1	4.3	0.9	0.0	0.67	0.16	0.14	0.03	0.00	nd
MT7B	3472	71.2	28.8	19.5	4.9	3.6	0.8	0.0	0.68	0.17	0.12	0.03	0.00	2.67
MT7C	3342	72.2	27.8	18.0	4.8	3.1	0.8	1.1	0.65	0.17	0.11	0.03	0.04	nd
MT9A	3311	65.4	34.6	21.9	6.2	4.8	0.7	1.0	0.63	0.18	0.14	0.02	0.03	nd
MT9B (1)	3422	68.4	31.6	15.3	9.1	4.2	1.2	1.8	0.48	0.29	0.13	0.04	0.06	nd
MT10 (1)	3072	64.2	35.8	22.4	6.9	4.5	0.8	1.2	0.63	0.19	0.13	0.02	0.03	2.68
MT11A	3284	67.2	32.8	21.3	6.3	3.9	1.0	0.3	0.65	0.19	0.12	0.03	0.01	nd
MT11C	3554	68.4	31.6	19.3	6.7	4.1	1.2	0.3	0.61	0.21	0.13	0.04	0.01	nd
<u>Matthew, édifice oriental : barres rocheuses bordant l'isthme</u>														
MT12	3604	63.7	36.3	27.0	4.9	3.2	0.7	0.5	0.74	0.14	0.09	0.02	0.01	nd
MT13A	3409	64.5	35.5	21.9	7.8	3.8	1.1	0.9	0.62	0.22	0.11	0.03	0.02	2.73
MT13B (1)	3471	63.0	37.0	25.4	6.1	4.4	0.7	0.4	0.69	0.16	0.12	0.02	0.01	2.65
MT14A	2996	63.4	36.6	25.6	6.5	3.3	0.5	0.7	0.70	0.18	0.09	0.01	0.02	nd
MT14B	3107	67.5	32.5	20.6	7.2	3.5	1.0	0.2	0.63	0.22	0.11	0.03	0.01	2.69
<u>Matthew, édifice occidentale</u>														
MT15C	3412	58.9	41.1	30.6	5.6	4.1	0.8	0.0	0.74	0.14	0.10	0.02	0.00	nd
MT16A	2958	58.4	41.6	31.2	5.6	3.6	1.1	0.1	0.75	0.13	0.09	0.03	0.00	nd
MT16B (1)	2539	62.3	37.7	29.2	3.6	3.7	1.1	0.1	0.77	0.10	0.10	0.03	0.00	2.45
MT16C	3105	60.9	39.1	28.5	5.9	3.8	0.8	0.1	0.73	0.15	0.10	0.02	0.00	nd
MT16D	3029	53.4	46.6	32.6	7.9	4.5	1.2	0.4	0.70	0.17	0.10	0.02	0.01	nd
MT16E	2940	60.6	39.4	28.3	6.0	4.0	1.1	tr	0.72	0.15	0.10	0.03	0.00	nd
MT17	2392	67.7	32.3	21.6	5.5	4.2	0.7	0.3	0.67	0.17	0.13	0.02	0.01	nd
MT20	3355	54.3	45.7	32.8	6.6	5.1	1.2	0.0	0.72	0.14	0.11	0.03	0.00	nd
MT20'	3184	57.0	43.0	30.0	6.3	5.2	1.5	0.0	0.70	0.15	0.12	0.03	0.00	nd
MT23A	3046	58.1	41.9	30.1	6.5	4.5	0.5	0.3	0.72	0.15	0.11	0.01	0.01	nd
MT23B	3227	62.7	37.3	22.4	9.7	4.1	1.0	0.1	0.60	0.26	0.11	0.03	0.00	nd
MT24A (1)	3540	59.8	40.2	28.7	6.3	4.0	0.8	0.4	0.71	0.16	0.10	0.02	0.01	2.65
MT24A (2)	3312	59.8	40.2	28.9	5.5	4.3	0.8	0.7	0.72	0.14	0.10	0.02	0.02	2.65
MT24B	2849	59.0	41.0	26.1	8.2	5.1	1.0	0.6	0.64	0.20	0.12	0.02	0.02	2.65
MT24C	3399	58.5	41.5	28.1	7.7	3.8	0.7	1.2	0.68	0.18	0.09	0.02	0.03	2.67
MT25A	2853	64.1	35.9	23.2	7.7	3.9	0.9	0.2	0.65	0.21	0.11	0.02	0.01	nd
<u>Hunter, extrémité septentrionale</u>														
HR1	3961	61.8	38.2	24.4	8.1	4.2	0.6	0.9	0.64	0.21	0.11	0.02	0.02	2.82
HR4A	3487	57.5	42.5	28.2	7.7	4.9	0.3	1.4	0.66	0.18	0.12	0.01	0.03	2.82
HR4B	4434	61.6	38.4	22.6	7.9	5.7	0.5	1.7	0.59	0.21	0.15	0.01	0.04	2.82
HR4C (1)	3668	60.3	39.7	23.3	6.5	5.5	0.5	3.9	0.59	0.16	0.14	0.01	0.10	2.82
HR6	4253	67.7	32.3	18.3	7.1	4.7	0.6	1.6	0.56	0.22	0.15	0.02	0.05	2.79
HR8A	3700	63.8	36.2	22.2	6.9	4.5	0.4	2.2	0.61	0.19	0.13	0.01	0.06	2.68
n = nombre de points déterminés (maille carrée de 0.33 mm de côté)														
TP = total des phénocristaux - FP = feldspath plagioclase - CPX = clinopyroxène - OPX = orthopyroxène														
OPA = magnétite - OLIV = olivine (tr = traces)														
d = densité apparente (nd = non déterminée)														

ANNEXE VII :

Compositions chimiques (éléments majeurs) des andésites de Matthew
et Hunter

Ech.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	P.F.	TOTAL	FeO
<u>Matthew, édifice oriental : piton est</u>													
MT1C	60.50	16.55	6.45	0.10	3.54	7.42	3.88	0.99	0.44	0.18	0.00	100.05	3.80
MT3	61.03	16.66	6.28	0.11	3.36	7.19	3.88	1.00	0.43	0.18	0.00	100.12	3.50
MT5	61.00	16.20	6.36	0.10	3.46	7.08	4.60	0.96	0.43	0.17	0.30	100.66	3.50
MT7B	59.71	15.87	6.44	0.11	3.77	7.47	3.65	1.04	0.44	0.18	0.11	98.79	3.80
MT10	60.48	15.44	6.56	0.11	4.46	7.36	3.80	0.97	0.42	0.17	0.00	99.77	3.70
MT11A	60.62	16.03	6.25	0.10	4.27	7.27	3.95	1.02	0.42	0.17	0.14	100.24	3.50
<u>Matthew, édifice oriental : barres rocheuses bordant l'isthme</u>													
MT13A	59.97	16.20	6.55	0.11	4.18	7.55	3.77	0.97	0.42	0.18	0.08	99.98	3.10
MT14B	60.36	16.21	6.57	0.10	4.10	7.56	3.90	1.00	0.43	0.18	0.04	100.45	3.50
<u>Matthew, édifice occidental</u>													
MT16B	61.96	16.12	5.90	0.10	2.71	6.70	4.35	0.92	0.40	0.13	0.76	100.05	2.10
MT20	63.02	16.35	5.64	0.19	2.93	6.40	4.22	0.97	0.40	0.13	0.08	100.33	2.70
MT23B	60.84	16.25	6.02	0.10	3.66	7.24	4.15	0.82	0.39	0.13	0.25	99.85	3.10
MT24A	61.03	15.89	6.38	0.20	3.94	7.22	3.89	0.88	0.41	0.14	0.12	100.10	3.70
MT24B	61.12	15.96	6.19	0.10	3.68	7.04	3.92	0.86	0.40	0.12	0.10	99.49	3.60
MT24C	61.60	15.63	6.17	0.11	3.81	7.02	4.03	0.86	0.40	0.13	0.10	99.86	3.30
MT25A	61.15	16.00	6.30	0.10	3.64	7.10	3.90	0.85	0.41	0.13	0.10	99.68	3.70
<u>Hunter, extrémité septentrionale</u>													
HR1	61.24	15.38	5.85	0.10	4.02	6.70	3.70	0.97	0.36	0.13	0.08	98.53	4.40
HR4A	60.22	15.24	6.20	0.10	5.52	7.00	3.71	0.94	0.37	0.13	0.03	99.46	3.80
HR4B	60.46	15.83	6.27	0.10	5.44	7.12	3.59	0.96	0.36	0.13	0.00	100.26	4.00
HR4C	60.28	15.63	6.28	0.11	5.13	6.97	3.72	0.95	0.36	0.13	0.02	99.58	3.30
HR6	61.68	14.96	5.82	0.10	4.69	6.86	3.68	0.88	0.34	0.12	0.20	99.33	3.00
HR8A	60.42	15.68	6.22	0.10	5.39	7.02	3.79	0.94	0.36	0.14	0.34	100.40	3.30
<p>Fe₂O₃* = fer total sous forme de Fe₂O₃ FeO = FeO réel dosé sur une prise à part</p> <p>Les analyses ont été réalisées au Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles (Université de RENNES) par F. VIDAL. Na₂O et MgO ont été analysés par Absorption atomique après dissolution de 10 mg de roche dans HF-HClO₄. Les autres éléments (Al, Si, P, Ca, Ti, Mn, Fe, K) ont été dosés par Fluorescence X, sous forme de perles au tétraborate de Lithium dopé au Lanthane. Tout le fer est exprimé sous forme de Fe₂O₃. FeO a été dosé sur une prise à part à l'ORSTOM-Nouméa (analyste S. LECORVAISIER).</p>													

5

ESSAI DE SCHÉMA TECTONIQUE DE LA TERMINAISON SUD DE L'ARC INSULAIRE DES NOUVELLES-HÉBRIDES

par Jean LAUNAY

Cette approche pluridisciplinaire de la terminaison méridionale de l'arc des Nouvelles-Hébrides fait ressortir un certain nombre de faits, d'interprétations avec des degrés divers de certitude, ainsi que des hypothèses de travail constituant de nouvelles voies de recherches.

Il existe une modification très importante de l'arc vers 20° - 21° Sud se traduisant principalement par une diminution de la profondeur de la fosse, une absence de prisme d'accrétion, d'arc frontal et volcanique et de fossé arrière-arc. De plus, la profondeur maximale des séismes passe brusquement de 280 à 170 km et l'on observe un décalage vers la fosse de l'axe de la ligne moyenne des séismes à 130 km. **Tout se passe comme si au sud d'Anatom, avec l'arrivée des îles Loyauté près de la fosse et le changement de direction de celle-ci, on assistait à un autre régime de subduction différent de celui qui existe plus au nord, comme le suggèrent les mécanismes focaux.** Tout en poursuivant son inflexion vers l'est au niveau des 22° - 23° Sud, l'arc insulaire acquiert de nouvelles caractéristiques, la fosse s'approfondit

AUS 402 b

NW

SE

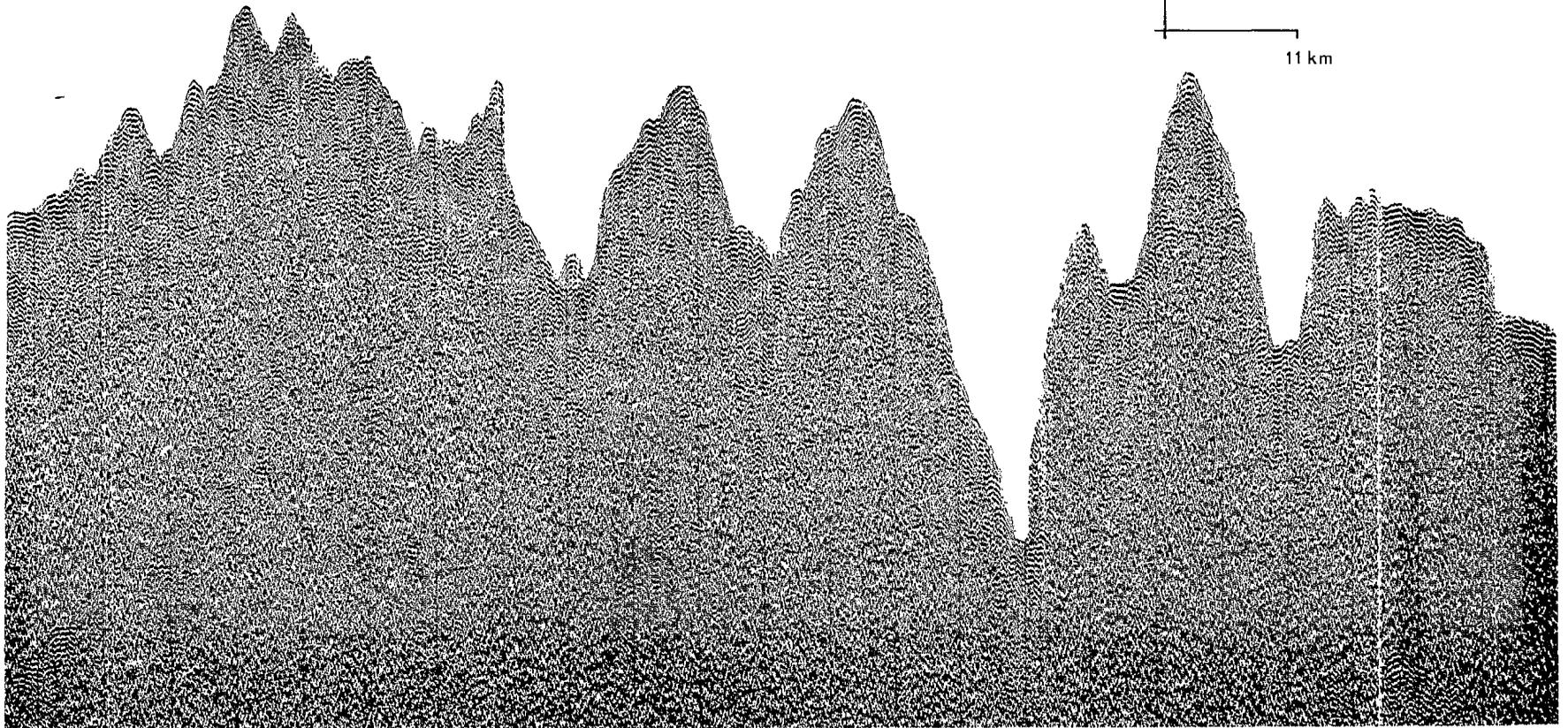
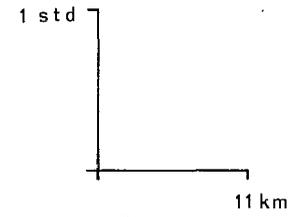


Fig. III -32 : Profil de sismique réflexion AUS 402b interprété comme une zone de fracture.

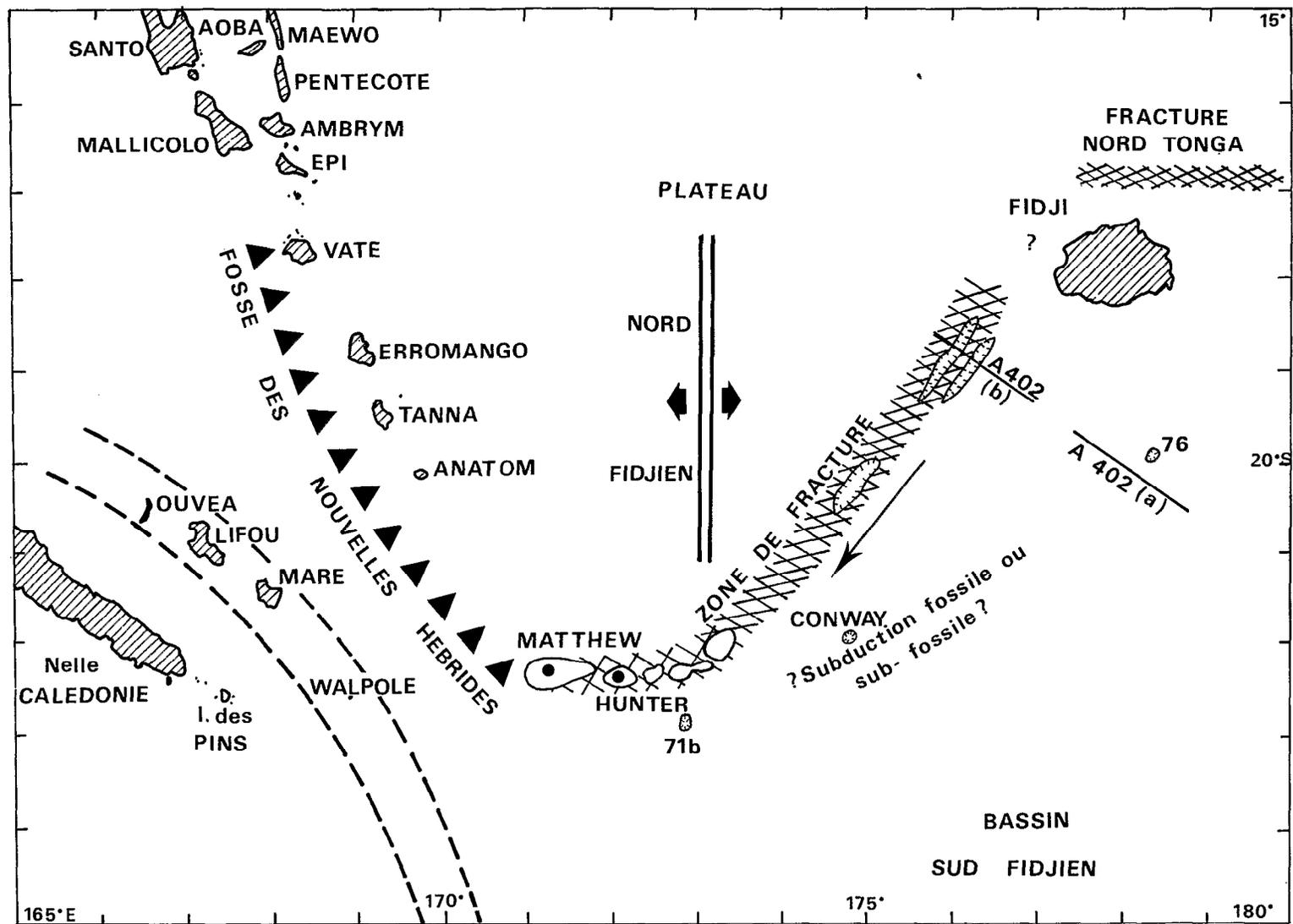


Fig. III - 33 : Essai de schéma tectonique à l'est de la terminaison sud de l'arc des Nouvelles-Hébrides. 71 b et 76 = mécanismes focaux cités par Johnson et Molnar (1972).

de nouveau, un arc volcanique s'individualise, la sismicité superficielle se répartit sur une bande plus étroite, puis, de même que celle située à 130 km de profondeur, s'interrompt brutalement au niveau de 172° Est. Ceci peut s'interpréter par une déchirure de la plaque plongeante ("hinge faulting") selon un réseau de failles, la longueur totale de la zone de Benioff n'excédant pas 200 km. Ainsi donc la sismologie, la bathymétrie, la sismique réfraction (épaississement crustal au niveau de 172° Est) tendent à localiser une déchirure au voisinage des volcans actifs Matthew et Hunter. Les caractères du magmatisme de ces îles (volume, pétrographie et chimisme de type calco-alkalin) suggèrent un âge, une genèse et une évolution très similaires, liés au fonctionnement d'une même zone de subduction récente. L'âge apparemment jeune de ces édifices (Pléistocène supérieur à actuel) n'est pas impérativement corréléable avec la simultanéité d'une subduction et les séismes intermédiaires ; il peut en effet se produire un décalage de plusieurs millions d'années entre l'arrêt d'une subduction et l'apparition du volcanisme qui lui est lié, ce qui expliquerait la différence entre l'âge du début de la subduction dans cette région (2 millions d'années) par rapport à la jeunesse des volcans. Il convient de noter qu'il existe au niveau du 175° Est et de 22° Sud un îlot émergé appelé "cayes de Conway" (Fig. III-19) dont la nature pétrographique, jusqu'ici inconnue, pourrait se révéler identique à celle de Matthew et Hunter (andésites), avec un âge différent. Il semblerait donc que la déchirure localisée au voisinage de Matthew-Hunter soit fossile et que, depuis le Pléistocène moyen (âge obtenu en utilisant la sismicité à 80 km) une extension de la subduction, responsable du volcanisme de Matthew-Hunter, se soit produite, établissant alors vers l'est une nouvelle limite.

Le problème demeure posé quant à la nature et au rôle de la structure arquée, concave vers le nord, faisant suite à la subduction et à la région Matthew-Hunter. Elle est classiquement appelée "Zone de Fracture de Hunter" avec mouvement senestre, ce qui est infirmé par les mécanismes focaux des séismes 71 b et 76 de JOHNSON et MOLNAR (1972) tendant à montrer qu'il existe plutôt un mouvement de chevauchement. L'absence d'un nombre important de séismes ne permet pas de lever l'indétermination entre une subduction fossile comme nous l'avons suggéré plus haut (Fig. III-12, AUS 402 a) et la conclusion d'HALUNEN (1979) pour qui la zone d'Hunter apparaît être une zone de fracture bloquée avec une subduction de faible importance se produisant de temps à autre ("The Hunter Fracture zone appears to be a welded fracture zone with minor amounts of subduction occurring from time to time."). Il est difficile d'imaginer qu'une même structure puisse fonctionner alternativement en zone de fracture et en subduction. Nous avons vu que dans la région de Matthew-Hunter la zone de fracture est réelle par sa morphologie (Fig. III-6, AUS 405, DANAÏDES, EVA 240 ; et Fig. III-8 et 9, EVA 255) et la dénivelée existant entre le plateau Nord-Fidjien et le bassin Sud-Fidjien. Cette morphologie se poursuit jusqu'aux environs de 175° E (Fig. III-10) après quoi elle devient différente. Si l'on examine la sismicité à partir de 172° Est, là où nous avons situé une déchirure fossile, cette sismicité est relayée par un petit nombre de séismes en direction des Fidji (SYKES *et al.*, 1969 ; JOHNSON and MOLNAR, 1972) qui s'écartent donc très nettement de l'azimut topographique de la fosse. **Nous pouvons alors émettre l'hypothèse que les séismes représentent la manifestation d'une zone de fracture qui partant de la région Matthew-Hunter prend une direction nord-est vers le nord des îles Fidji où elle rejoint la zone de fracture Nord-Tonga assurant ainsi la liaison entre l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides et celui des Tonga-Kermadec.** Si l'on examine la morphologie de cette région d'après la carte bathymétrique Scripps (MAMMERICKX *et al.*, 1971) à partir de la ride Matthew-Hunter, on voit qu'il existe une succession de hauts-fonds se prolongeant par des dépressions étroites et allongées à l'approche des Fidji ; cet ensemble représenterait donc une **zone de fracture** (Fig. III-32, AUS 402 b et Fig. III-33) **débutant par des phénomènes de compression (hauts-fonds) puis d'extension (dépressions)** que l'on pourrait relier au mouvement engendré par la dorsale d'expansion nord-sud signalée par MALAHOFF *et al.* (in prep.) sur le plateau Nord-Fidjien.

Ce schéma tectonique permettrait alors de concilier d'une part l'existence d'une zone de fracture ou déchirure au niveau de Matthew-Hunter décelée par la morphostructure et la sismologie, d'autre part l'extension soit actuelle, soit passée d'une subduction que nous envisageons soit comme fossile, soit subfossile, et dans ce dernier cas, le phénomène se rapprocherait de l'hypothèse émise par HALUNEN (1979).

CHAPITRE IV

**SUR LA SURRECTION ET LA DÉFORMATION
D'UN ARC JEUNE : L'ARC DES NOUVELLES-
HÉBRIDES**

SUR LA SURRECTION ET LA DÉFORMATION D'UN ARC JEUNE : L'ARC DES NOUVELLES-HÉBRIDES

par Christian JOUANNIC, Frederick W. TAYLOR et Arthur L. BLOOM

INTRODUCTION

L'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides (Fig. IV-1) est lié à la convergence des plaques Indo-australienne et Pacifique. La plaque Indo-australienne s'enfonce aujourd'hui à la vitesse de 10 (ROCA, 1978) à 12 cm/an (DUBOIS *et al.*, 1977 b) suivant une direction N 75° E \pm 11° (PASCAL *et al.*, 1978). La subduction sous sa forme actuelle est estimée avoir débuté au Miocène moyen à supérieur (MITCHELL and WARDEN, 1971 ; KARIG and MAMMERICKX, 1972) ou au Miocène franchement supérieur (DUGAS *et al.*, 1977 a ; FALVEY, 1978 ; CARNEY and MACFARLANE, sous presse).

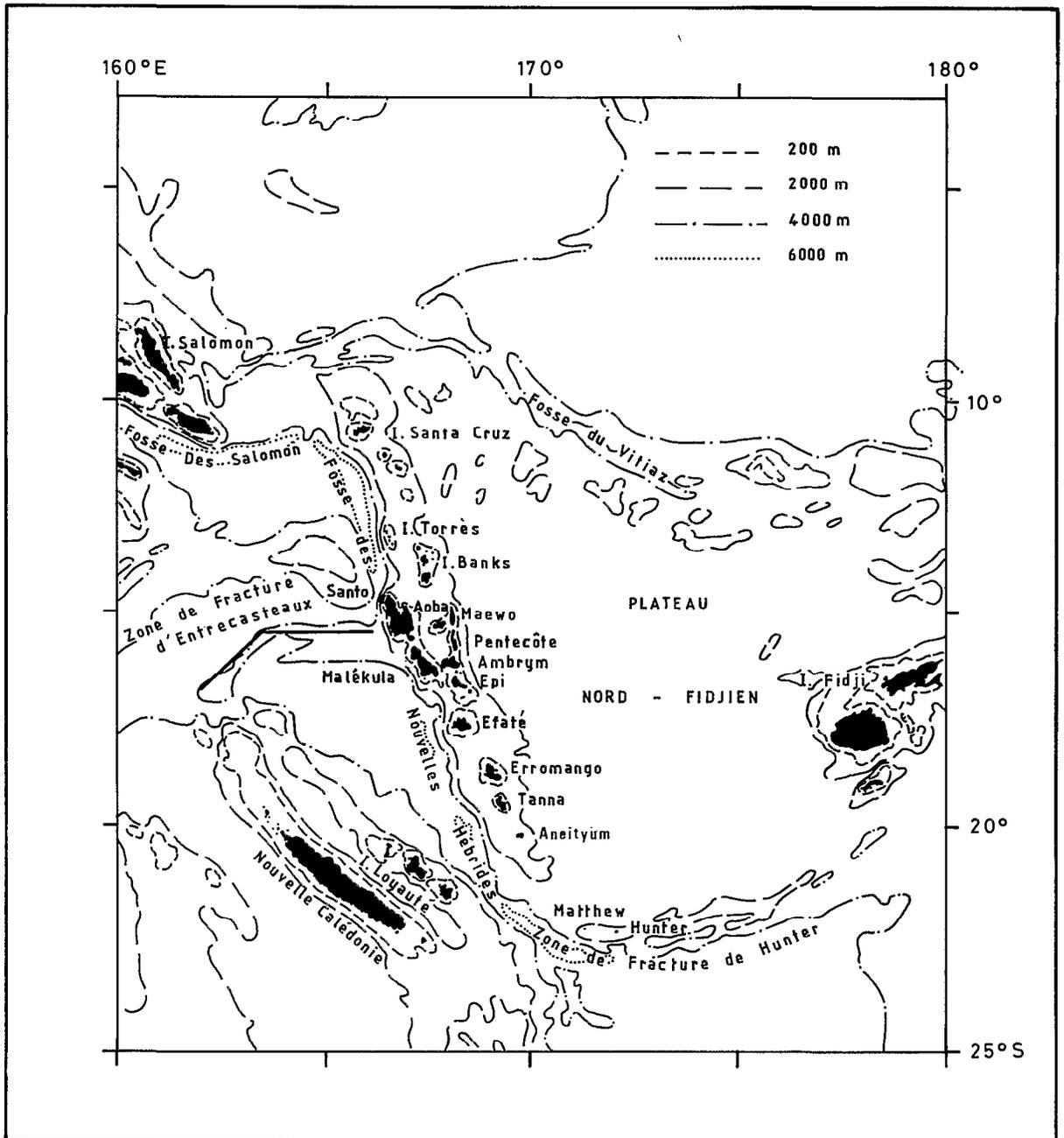


Fig. IV-1 - L'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides et son contexte bathymétrique.

La structure de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides n'est toutefois pas simple. Pour de nombreux auteurs en effet (MITCHELL and WARDEN, 1971 ; KARIG and MAMMERICKX, 1972 ; GILL and GORTON, 1973 ; FALVEY, 1978 ; CARNEY and MACFARLANE, sous presse), elle résulterait d'une inversion de polarité qui aurait affecté l'arc au Miocène moyen ou supérieur, accompagnée d'une rotation de celui-ci de l'ordre de 30° à la suite de l'ouverture et de l'expansion du bassin Nord-Fidjien. Ce schéma est rendu plus compliqué par certains auteurs (HUGHES, 1978 ; PARROT and DUGAS, 1980) qui font intervenir plusieurs inversions ; il est toutefois contesté par d'autres (LUYENDYK *et al.*, 1974 ; MALLICK, 1975 ; ROCA, 1978).

Dans la partie centrale de l'archipel, on observe trois chaînes émergées (Fig. IV-2) qui correspondent à trois phases volcaniques majeures (MITCHELL and WARDEN, 1971 ; MALLICK, 1975 ; CARNEY and MACFARLANE, sous presse) :

- une chaîne occidentale, d'âge Oligocène supérieur à Miocène moyen, comprenant les îles de Malekula, Santo et des Torrès : cette chaîne aurait fonctionné en tant qu'arc volcanique lié à la subduction, à cette époque, de la plaque Pacifique sous la plaque Indo-australienne ; elle se trouverait placée aujourd'hui en position d'arc frontal à la suite de l'inversion de polarité ;

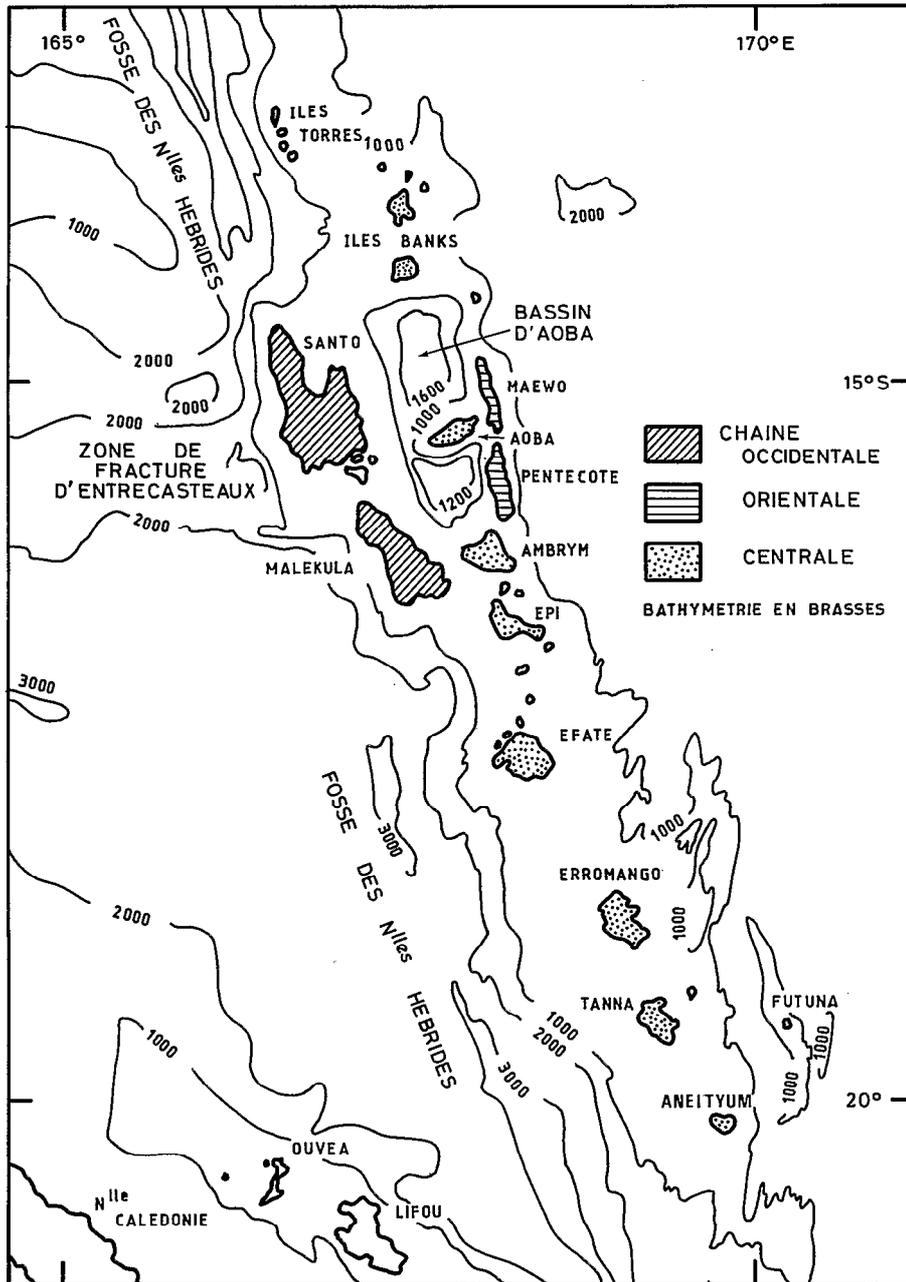


Fig. IV-2 - L'archipel des Nouvelles-Hébrides.

- une chaîne orientale, d'âge Miocène supérieur à Pliocène inférieur, constituée essentiellement par les îles de Pentecôte et Maewo : cette chaîne se serait trouvée liée entre 7 et 4 millions d'années à la subduction sous sa forme actuelle (plongement de la plaque Indo-australienne sous la plaque Pacifique) ;

- une chaîne centrale, d'âge Pliocène supérieur à actuel, comprenant plusieurs volcans actifs, et qui constitue la ligne volcanique aujourd'hui associée à la subduction actuelle.

Par ailleurs, la fosse des Nouvelles-Hébrides est interrompue dans sa partie centrale, au niveau des îles de Santo et de Malekula. La partie occidentale de l'île de Santo, en particulier, se trouve presque dans l'axe général de la fosse. KARIG et MAMMERICKX (1972) interprètent la position anormale de Santo et Malekula par la dérive vers l'ouest des deux îles par suite de l'ouverture et de l'expansion d'un bassin inter-arc, correspondant à l'actuel bassin Central (ou bassin d'Aoba). RAVENNE *et al.* (1977 b) estiment qu'une telle expansion est incompatible avec les données de sismique réflexion et suggèrent, à la suite de PASCAL (1974), que l'interruption de la fosse et la position anormale de Santo et Malekula sont dues à la subduction de la ride d'Entrecasteaux, un accident majeur de la plaque plongeante (DANIEL *et al.*, 1977), sismiquement inactif, et qui s'enfonce sous l'arc des Nouvelles-Hébrides à la hauteur des deux îles (Fig. IV-1 et 2). Cette seconde interprétation est reprise par CHUNG et KANAMORI (1978 b), qui attribuent à la partie déjà consommée de la ride d'Entrecasteaux un effet de remontée, venant perturber ainsi la lithosphère supérieure. De même, ROCA (1978) montre que le passage de la ride d'Entrecasteaux provoque un changement d'orientation de la contrainte compressive, qui devient rayonnante autour de la ride, du moins dans sa zone d'influence (entre 13°30' et 18° S). Toutefois, la géométrie du plan de Benioff ne semble pas être affectée au niveau du plongement de la ride d'Entrecasteaux et reste relativement uniforme le long de l'ensemble de l'arc des Nouvelles-Hébrides (PASCAL *et al.*, 1978).

Des complexes récifaux se sont largement développés durant le Quaternaire au-dessus du substrat volcanique des Nouvelles-Hébrides. Soulevés - parfois considérablement - dans la plus grande partie des îles de l'archipel, ils témoignent de mouvements verticaux importants ayant affecté l'arc durant cette période. C'est le cas notamment de la chaîne occidentale (Torrès, Santo, Malekula) : il y a là, en raison de la position anormalement proche de cette chaîne occidentale par rapport à l'axe de la fosse, et aussi de son éloignement par rapport à la ligne volcanique actuelle, qui exclut par conséquent toute interférence des phénomènes volcaniques, une occasion particulièrement intéressante de mesurer les déformations verticales entraînées sur la lithosphère supérieure par la subduction d'une ride asismique.

Les terrasses récifales que l'on observe aux Nouvelles-Hébrides ont été depuis longtemps décrites. Il y a lieu de citer notamment les travaux du Geological Survey des Nouvelles-Hébrides (aujourd'hui Vanuatu), en particulier les études régionales publiées par GREENBAUM *et al.* (1975) sur les Torrès, par ROBINSON (1969) et MALLICK et GREENBAUM (1977) sur Santo, par MITCHELL (1966, 1971) sur Malekula, par ASH *et al.* (1978) sur Efaté. Néanmoins, ces terrasses n'avaient été jusqu'ici l'objet que de datations rares et dispersées (LAUNAY et RECY, 1972 ; KAPLIN *et al.*, 1975 ; LADD, 1976 ; NEEF and VEEH, 1977), et les auteurs en étaient le plus souvent réduits à spéculer sur leur âge.

Trois études de terrain ont été effectuées conjointement par l'Université de Cornell et l'ORSTOM avec l'aide très efficace du Service des Mines de Port-Vila en 1976, 1977 et 1979. Elles ont porté essentiellement sur les Torrès, Santo et Malekula, ainsi que sur Efaté : cette dernière, bien qu'elle appartienne à la chaîne centrale, présente l'avantage, outre sa grande facilité d'accès, d'être relativement plus proche de l'axe de la fosse - 80 à 110 km - que le reste de cette chaîne centrale - 130 à 160 km - dans son ensemble (ASH *et al.*, 1978). Les échantillons ont été datés soit par la méthode du C¹⁴, soit par celle du Th/U aux laboratoires de W.S. BROECKER et J.G. GODDARD (1), de J.-Ch. FONTES (2) et de M. BERNAT et C. GAVEN (3).

(1) - Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, NY, USA.

(2) - Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie isotopique, Université de Paris-Sud, Orsay, France.

(3) - Laboratoire de Géologie structurale, Université de Nice, France.

Cet article fait le point des premiers résultats, dont le détail a déjà fait l'objet de publications dans le cas d'Efaté (BLOOM *et al.*, 1978) et de Santo et Malekula (GAVEN *et al.*, 1980 ; TAYLOR *et al.*, 1980 ; JOUANNIC *et al.*, 1980). Toutefois, l'étude des Torrès est encore en cours : il ne sera donc question ici que des trois premières îles.

LES TERRASSES PLÉISTOCÈNES

Des formations calcaires récifales soulevées, relativement peu disséquées par l'érosion, d'âge essentiellement Pléistocène, s'étendent sur de grandes surfaces dans les îles de Santo, Malekula et Efaté (ROBINSON, 1969 ; MITCHELL, 1966, 1969, 1971 ; MALLICK and GREENBAUM, 1977 ; ASH *et al.*, 1978). Elles s'élèvent jusqu'à des altitudes atteignant 600 m sur Efaté et le Nord-Malekula, 860 m dans le Sud-Malekula et plus de 1000 m dans l'Ouest-Santo (MALLICK, 1970 b). Ces formations calcaires récifales constituent sur leur bordure externe des séries de terrasses surplombant une plate-forme littorale elle-même d'origine récifale et d'âge Holocène (cf. *infra*).

Santo

L'île de Santo (Fig. IV-3) se compose de deux unités géomorphologiques fondamentales, d'importance à peu près égale (ROBINSON, 1969 ; MALLICK and GREENBAUM, 1977). A l'ouest, une chaîne montagneuse, volcanique, parallèle dans son ensemble à l'axe général de la fosse des Nouvelles-Hébrides, est constituée de blocs semi-indépendants surélevés ou affaissés, où les roches sont fortement inclinées ou intensément faillées : les failles majeures sont pour la plupart parallèles à l'axe de la fosse ou suivent une direction NE-SW. A l'est, un plateau formé de terrasses calcaires récifales repose sur des sédiments pliocènes et un substrat volcanique oligo-miocène. La carte géologique de Santo au 1/100.000e publiée par le Geological Survey des Nouvelles-Hébrides montre que ces terrasses sont légèrement inclinées vers l'est ou l'ENE au nord d'une ligne passant par Wusi (sur la côte ouest), le mont Tabwemasana (1879 m) et le mont Tankara, 784 m (plateau de Boutmas), et vers l'ESE au sud de cette ligne ainsi que dans les îles de Malo et de Toutouba.

Des mesures d'altitude ont été faites sur la crête externe de ces terrasses à l'aide de deux altimètres Wallace et Tiernan (l'un, fixe, enregistrant les variations de la pression barométrique). La précision de ces mesures est estimée à ± 3 m, compte tenu de la dérive instrumentale et surtout de l'imprécision quant à l'estimation du point à mesurer sur une terrasse donnée, les crêtes externes des terrasses n'étant pas toujours bien définies sur le terrain.

Les résultats sont rassemblés dans le tableau IV-1. Huit coupes ont été effectuées dans la presqu'île de Queiros, qui forme le NE de Santo (Fig. IV-3), et deux dans le sud de l'île : ces dix coupes viennent s'ajouter à deux coupes préalablement publiées par MALLICK (1970 a) sur le plateau de Walraoul (Queiros) et sur le Tomébou (un paléo-îlot soulevé du sud de Santo, aujourd'hui situé à l'intérieur des terres).

Jusqu'à huit terrasses ont été observées dans la presqu'île de Queiros au-dessus de la plate-forme littorale. Parmi elles, la seconde à partir du bas (39-46 m), la septième (182-190m) et la huitième (218-253 m) sont morphologiquement les terrasses les plus distinctes. En particulier la dernière forme l'essentiel de la surface des plateaux du Queiros. Dans le sud de Santo, il n'est pas possible de corréler les terrasses entre elles. Il est à remarquer toutefois que les terrasses du Tomébou présentent des altitudes comparables à celles de la presqu'île de Queiros, notamment à celles de la localité d'Avatao (qui constitue la coupe la plus complète et la plus représentative de la péninsule).

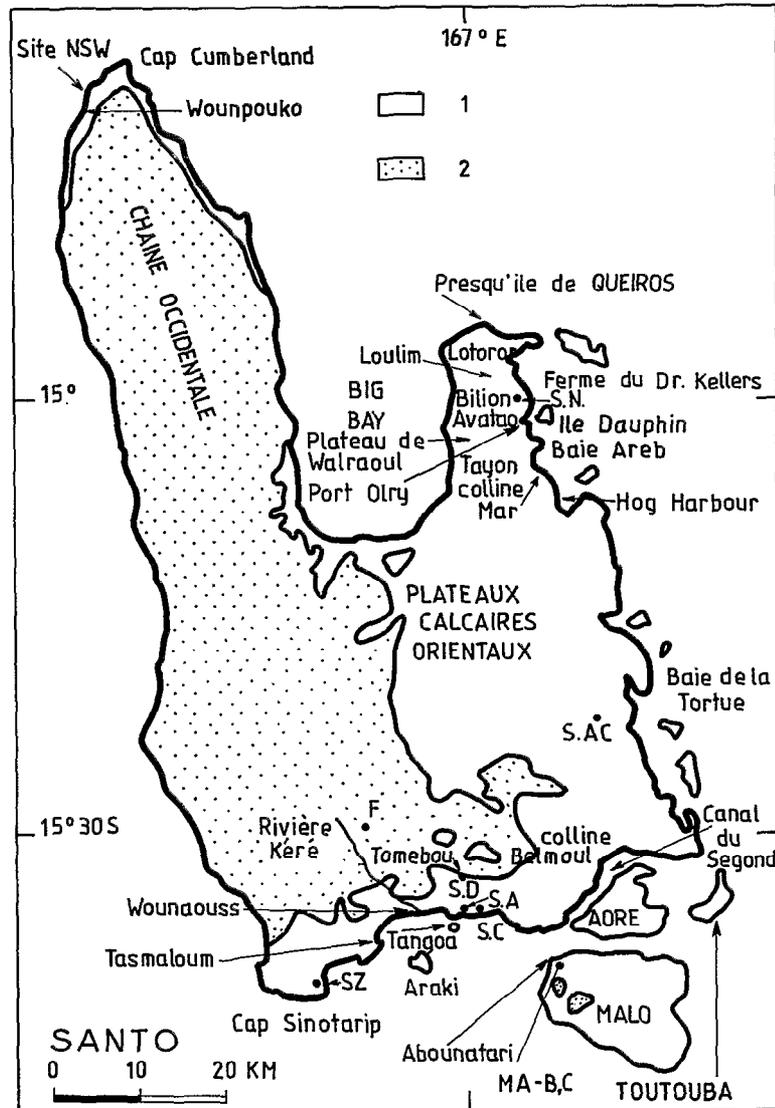


Fig. IV-3 - L'île de Santo : toponymie et localisation des échantillons datés. 1 : récifs calcaires soulevés et dépôts associés Quaternaires et Plio-Pléistocènes. 2 : autres roches sédimentaires anté-Quaternaires et roches ignées (d'après la carte géologique des Nouvelles-Hébrides au 1/1.000.000 ème).

Quatre datations (Tabl. IV-2) ont été effectuées sur les hautes terrasses de Santo et de Malo (JOUANNIC *et al.*, 1980). Deux d'entre elles, parfaitement concordantes, datent à 37 et 38.000 ± 200 ans la terrasse de 41 m du Tomébou (Fig. IV-3). Deux autres mesures donnent des âges de 55.000 ± 400 et 223.000 ± 4.400 ans pour deux terrasses de Malo, respectivement situées à 43 m et 53 m d'altitude, au-dessus d'Abounatari. La première s'accorde relativement bien à un âge de 60.000 ans publié par NEEF et VEEH (1977) pour une terrasse de Malo de 49 à 55 m. Ces mêmes auteurs publient par ailleurs un âge de 130.000 ans pour une terrasse supérieure (94 - 98 m).

Les terrasses récifales que l'on observe aujourd'hui émergées se sont développées essentiellement lors des hauts stationnements du niveau marin résultant des oscillations glacio-eustatiques de la mer, à un moment où le taux de remontée de la mer devenait comparable au taux de surrection tectonique régionale, entraînant une approximative stabilité du niveau relatif marin. On connaît aujourd'hui

Localisation des coupes (fig. 3)	Altitude x 10 m (au-dessus du niveau moyen des basses mers)																																			
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33		
NE SANTO																																				
Lotoror	11 m												127	133		161																				232
Bilion	9	18	32	40																																
Dr. Keller's farm	14	24	39	(53)																																
Avatao	13		42	(60)	(92)					121		145				185				218		240		260												
Walraoul plateau (Mallick, 1970)	7		30				70									160		190							253										317	
W. Queiros (Loulim)		19		46		63									154			189																		
W. Queiros (Tayon)	15										136							182																		
Dolphin island	10	(21)																173																		
Mar hill	13		42								128																									
SUD SANTO																																				
Belmoul hill		(29)								106		136				164																				
Tombou	14		41	(64)	90									154	170											240										
Tombou (Mallick, 1970)		27	35				85							153												240 m										

Note : les altitudes entre parenthèses indiquent des terrasses peu distinctes correspondant plutôt à des simples ruptures de pente.

Tabl. IV-1 - Mesures d'altitude effectuées sur les hautes terrasses de Santo (en mètres).

N° échantillons et localités (fig. 3)	% aragonite	U ppm	U^{234}/U^{238}	Th^{230}/U^{234}	Age ($\times 10^3$ ans)	Altitude de la terrasse correspondante	Correction de l'altitude en fonction du niveau marin de l'époque (BLOOM et al., 1974)	Taux moyen de soulèvement (en mm/an)
S-D-1 *	100 %	$3,44 \pm 0,07$	$1,13 \pm 0,02$	$0,30 \pm 0,01$	38 ± 2	41 m	+ 38 m	2
S-D-2 *	100 %	$3,58 \pm 0,09$	$1,13 \pm 0,02$	$0,29 \pm 0,01$	37 ± 2	41 m	+ 38 m	2
MA-B-2 **	100 %	$2,72 \pm 0,05$	$1,07 \pm 0,02$	0,89	$223 + 44$ $- 33$	53 m	?	?
MA-C-3 **	100 %	$2,85 \pm 0,05$	$1,15 \pm 0,02$	0,40	55 ± 4	43 m	+ 28 m	1,2

* Datations effectuées par BROECKER W.S. et GODDARD J.G., Lamont-Doherty Geol. Obs., N.Y., U.S.A.

** Datations effectuées par BERNAT M. et GAVEN C., Geol. Structurale, Univ. de Nice, France

Tabl. IV-2 - Ages obtenus sur les hautes terrasses de Santo et de Malo par la méthode du Th/U.

relativement bien les fluctuations du niveau marin, au moins pour ce qui est des dernières 140.000 années, à la suite notamment des travaux de MESOLELLA *et al.* (1969) et de BENDER *et al.* (1979) dans les Caraïbes et de BLOOM *et al.* (1974) en Nouvelle-Guinée (presqu'île de Huon). Ces auteurs ont mis en évidence les principaux hauts stationnements de la mer au cours de cette période : 28, 40, 60, 82, 103 et 125.000 ans, ainsi que la différence de niveau qui caractérise ces hauts stationnements marins par rapport au niveau actuel de la mer (—41, —38, —28, —13, —15 et + 6 m respectivement, BLOOM *et al.*, 1974).

Si l'on applique ce principe du développement des terrasses récifales lors des hauts stationnements marins au cas des terrasses de Santo, il devient possible de voir dans la terrasse de 41 m d'altitude du Tomébou, datée à 37 et 38.000 ans, l'équivalent du paléoniveau marin d'il y a 40.000 ans. Compte tenu du niveau relatif de la mer à cette époque (—38 m, cf. ci-dessus), c'est à environ 79 m que l'on peut estimer le soulèvement de cette terrasse, à raison par conséquent d'un taux moyen de surrection de 2 mm/an.

De même, sur Malo, la terrasse située à 43 m d'altitude au-dessus d'Abounatari et datée à 55 et 60.000 ans correspond très vraisemblablement au haut stationnement marin d'il y a 60.000 ans, estimé avoir été de 28 m plus bas que le niveau actuel de la mer (cf. ci-dessus). Cette terrasse se serait donc élevée de 71 m au total, à raison d'un taux moyen de surrection de 1,2 mm/an. L'âge de 134.000 ans publié par NEEF et VEEH peut correspondre au paléoniveau marin d'il y a 125.000 ans, estimé s'être trouvé 6 m au-dessus du niveau actuel de la mer. La terrasse correspondante, haute aujourd'hui de 94 à 98 m, se serait donc élevée de 90 m environ, à raison d'un taux moyen de surrection de 0,7 mm/an. L'âge de 223.000 ans obtenu sur la terrasse haute de 53 m est plus problématique, d'autant qu'en fait cette terrasse de 53 m apparaît sur le terrain nettement plus fraîche que celle de 43 m datée de 55.000 ans. Une inversion d'échantillons n'est pas à exclure : un âge de 55.000 ans pour la terrasse de 53 m serait même plus en accord avec les observations de NEEF et VEEH. Quoi qu'il en soit, cette terrasse de 223.000 ans, si du moins l'âge en est confirmé, peut s'être développée au moment d'un bas stationnement relatif du niveau marin, ce qui expliquerait son altitude relativement faible malgré son ancienneté.

Il doit d'autre part être rappelé ici un âge de 25.280 ± 460 ans (LADD, 1976) obtenu par la méthode du C^{14} sur un corail trouvé dans un lit fossilifère situé aujourd'hui à environ 70 m d'altitude, le long de la rivière Kéré dans le sud de Santo (Fig. IV-3). L'analyse de la faune associée (en particulier d'une abondante faune de mollusques) montre que le dépôt a dû se former par une profondeur d'au moins 50 m. A cette époque, la mer est estimée s'être trouvée quelques 50 m au-dessous de son niveau actuel (BLOOM *et al.*, 1974). Il apparaît donc y avoir eu un soulèvement d'au moins 170 m, ce qui requiert un taux de surrection élevé de 7 mm/an.

Puisque les terrasses récifales soulevées se sont, en principe, essentiellement développées au moment des hauts stationnements du niveau marin au cours du temps, il est logique de s'attendre à retrouver dans la morphologie, des séries de terrasses correspondant aux paléoniveaux de 28, 40, 60, 82, 103 et 125.000 ans. Dans le cas du Tomébou, où le niveau 40.000 ans a été repéré, il devient alors possible d'identifier les autres terrasses. Reprenant une méthode déjà utilisée dans les Ryu Kyu par KONISHI *et al.* (1970), on peut tenter de définir par le calcul l'altitude où l'on devrait théoriquement observer les différentes terrasses : cela suppose toutefois que l'on admette que le taux de surrection n'ait pas varié au cours de l'intervalle de temps considéré (125.000 ans). Le détail du calcul est donné dans le tableau IV-3.

Le tableau IV-3 montre qu'il existe effectivement une nette concordance entre les altitudes théoriques des terrasses du Tomébou et les altitudes réellement mesurées sur le terrain. Il semble par conséquent possible de conclure que le sommet du Tomébou correspond au paléoniveau marin d'il y a 125.000 ans, et que les terrasses intermédiaires de 90, 154 et 170 m sont respectivement vieilles de 60, 82 et 103.000 ans. Les altitudes mesurées des deux terrasses supérieures apparaissent être un peu faibles cependant par rapport aux altitudes théoriques. Dans le cas de l'avant dernière, haute de 170 m à

l'endroit de notre coupe, il y a lieu de remarquer que cette terrasse est réellement haute de 190 m sur le flanc nord du Tomébou. Néanmoins, les altitudes plus faibles que prévu des deux terrasses supérieures du Tomébou peuvent traduire un taux de surrection moins élevé à cette époque (103-125.000 ans) dans cette localité. Quant à la terrasse de 28.000 ans, que l'on devrait observer vers + 15 m, elle se trouve en fait masquée par la plate-forme littorale holocène dont l'altitude est équivalente (+ 14 m) au pied du Tomébou (cf. *infra*).

Il a été dit plus haut que les terrasses du Tomébou et celles de la localité d'Avatao, dans la presqu'île de Queiros, présentaient des altitudes comparables. On peut donc penser que le taux moyen de surrection a été semblable dans les deux localités. On peut alors à nouveau comparer les altitudes mesurées à Avatao à celles théoriques, calculées à un taux de surrection de 2 mm/an (cf. Tabl. IV-4).

Hauts stationnements du niveau marin (BLOOM et al., 1974)	Soulèvement théorique calculé sur la base d'un taux constant de 2 mm/an	Position des paléoniveaux marins correspondants par rapport au niveau marin actuel (BLOOM et al., 1974)	Altitudes des terrasses du TOMEBOU	
			calculées	mesurées
28.000 ans	+ 56 m	- 41 m	+ 15 m	+ 14 m
40.000 "	80 m	- 38 m	42 m	41 m
60.000 "	120 m	- 28 m	92 m	(64 m)
82.000 "	164 m	- 13 m	151 m	90 m
103.000 "	206 m	- 15 m	191 m	154 m
125.000 "	250 m	+ 6 m	256 m	170 (à 190m)

Tabl. IV-3 - Comparaison entre les terrasses du Tomébou et les hauts stationnements du niveau marin, tels qu'ils sont définis par BLOOM *et al.* (1974). Hypothèse : taux de surrection constant de 2 mm/an, déduit de l'âge de la terrasse du Tomébou de 41 m (voir texte). Les altitudes entre parenthèses marquent une terrasse peu distincte, correspondant plutôt à une rupture de pente.

Hauts stationnements du niveau marin	Altitudes des terrasses d'AVATAO	
	calculées (voir Tabl. IV-3)	mesurées
28.000 ans	+ 15 m	+ 12 m
40.000	42 m	+ 42 m
60.000	92 m	(60 m)
82.000	151 m	(92 m)
103.000	191 m	121 m
125.000	256 m	145 m
		185 m
		218 m

Tabl. IV-4 - Comparaison des terrasses d'Avatao (Queiros) avec les hauts stationnements du niveau de la mer, tels que définis par BLOOM *et al.* (1974). Hypothèse : taux de surrection constant de 2 mm/an. Les altitudes entre parenthèses marquent une terrasse peu distincte, correspondant plutôt à une rupture de pente.

Il y a là à nouveau bonne concordance entre altitudes calculées et mesurées dans le cas des terrasses d'Avatao. Deux remarques doivent être faites toutefois à propos du tableau IV-4.

1 - Deux niveaux sont observés à Avatao à 60 et 121 m sans qu'ils correspondent dans le tableau IV-4 à l'un des principaux hauts stationnements du niveau marin tels qu'ils sont définis par BLOOM *et al.* (1974). Il y a par contre correspondance entre le niveau 60 m d'Avatao et le niveau 64 m du Tomébou, lui aussi observé sans pouvoir être a priori corrélié à un âge connu. Mais en fait, l'époque 40 à 50.000 ans semble avoir été complexe (BLOOM *et al.*, 1974) et les niveaux 60 et 64 m de Santo peuvent correspondre à l'une des terrasses de ce complexe. Le niveau 121 m d'Avatao n'a pas, quant à lui, d'équivalent sur le Tomébou. Il peut par contre être corrélié (voir Tabl. IV-1) au sommet de la colline Mar ou à une terrasse assez bien développée de Lotoror (Fig. IV-3). Le niveau 121 m d'Avatao peut représenter un événement intervenu entre 60 et 82.000 ans. Il peut correspondre également à une terrasse plus ancienne qui se serait développée au moment d'un bas stationnement relatif du niveau marin, comme dans le cas de la terrasse datée de 223.000 ans sur l'île de Malo.

2 - La terrasse supérieure à Avatao a été mesurée sur le terrain à 218 m, ce qui est faible par rapport aux 253 m théoriques. Mais en fait, la mesure a été effectuée sur le rebord oriental de la terrasse, sans doute abaissé à cet endroit, car la carte IGN au 1/100.000e de Santo indique qu'autour d'Avatao, la terrasse se situe entre 230 et 260 m. On peut donc bien corréler la surface du plateau de Walraoul au paléoniveau marin de 125.000 ans.

La carte IGN de Santo au 1/100.000e montre que cette surface du plateau de Walraoul correspond géomorphologiquement à la surface des autres plateaux calcaires qui recouvrent la moitié est de l'île de Santo : la majeure partie de cette moitié est de Santo apparaît avoir donc émergé il y a 125.000 ans.

Malekula

L'île de Malekula est formée d'un socle volcanique miocène, profondément disséqué par l'érosion, et en partie recouvert, surtout dans le nord, par des terrasses calcaires récifales, qui atteignent une altitude maximum de 614 m (MITCHELL, 1969, 1971). Ces terrasses consistent en une série de six terrasses majeures, numérotées de 1 à 6 par MITCHELL (1971), avec localement jusqu'à 4 terrasses supplémentaires (Fig. IV-4). Elles s'étendent largement vers le nord, ainsi que le long de la côte NE, particulièrement dans le cas de la terrasse n° 3 (de la numérotation de MITCHELL). Elles ne sont plus distinctes par contre 10 km au sud de Tenmaru, où elles sont intersectées par une série de failles NW-SE (région de la pointe de l'Eléphant). Elles réapparaissent de façon continue dans la région de West bay et s'étendent vers le sud jusqu'à la baie de Tisvel.

Dans la partie nord de Malekula, les terrasses récifales pendent vers le NE, c'est-à-dire perpendiculairement au tracé de la côte est de l'île (Fig. IV-4), avec un axe de soulèvement maximum NW-SE passant approximativement par Tenmaru et Brenwé. Au sud d'une ligne passant par la région de West bay et celle de Norsup, par contre, les terrasses pendent faiblement vers le SE (Fig. IV-4). Dans la partie sud de Malekula les terrasses calcaires soulevées sont dans l'ensemble nettement moins développées. Le long de la côte est se développent dans cette partie sud de larges platiers récifaux actuels, avec formations de mangroves dans le fond des baies, ce qui n'apparaît pas, en tout cas beaucoup moins, dans la partie nord de l'île (TAYLOR *et al.*, 1980).

Le Nord-Ouest-Malekula

Des mesures d'altitude ont été effectuées le long de 2 coupes sur les terrasses dominant les villages de Malua Bay et de Npénavèt, dans le NW de Malekula, et sont présentées dans le tableau IV-5, venant ainsi s'ajouter aux résultats d'une coupe publiée par MITCHELL en 1969, effectuée elle-même entre ces deux localités.

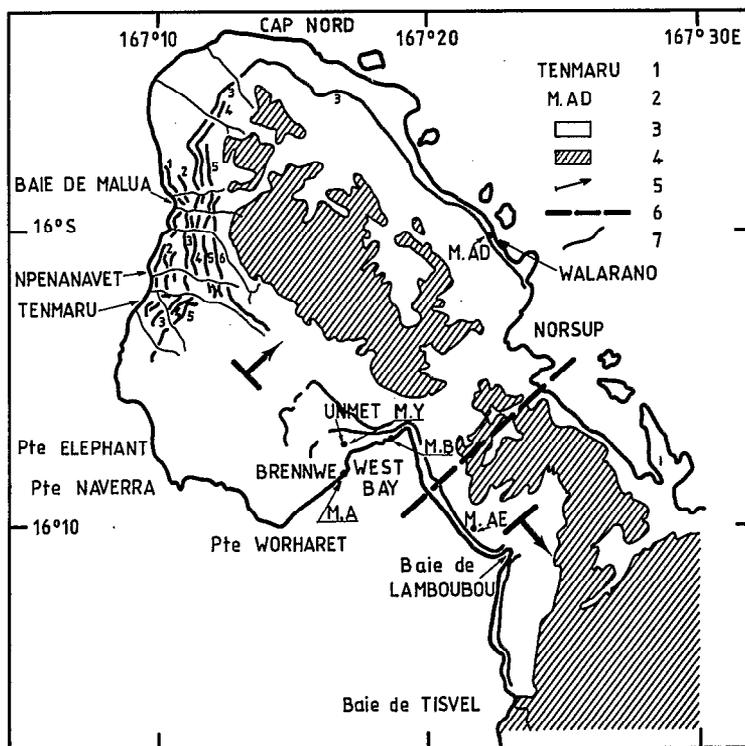


Fig. IV-4 - Le Nord-Malekula : toponymie et localisation des échantillons datés. 1 : villages ou lieux-dits. 2 : échantillons datés. 3 : terrains Plio-Quaternaires (essentiellement calcaires récifaux Quaternaires). 4 : substratum volcanique et volcanosédimentaire Miocène. 5 : direction du pendage des terrasses. 6 : discontinuité tectonique séparant le nord et le sud de Malekula. 7 : rebord externe des terrasses récifales soulevées avec leur numérotation (d'après MITCHELL, 1971).

N° des terrasses (d'après MITCHELL, 1971)	La coupe de MITCHELL (1969)	Malua Bay	Npénanavèt
6	240 m	223-240 m	353 m
5	215	204	(289)
4	180	160	231
3	120	122	173
2 a	-	(89)	154
2	75	71	(113)
1	45	37	57 et 68

Tabl. IV-5 - Mesures d'altitude sur les hautes terrasses du Nord-Malekula. Les altitudes entre parenthèses marquent une terrasse peu distincte, correspondant plutôt à une rupture de pente.

La terrasse n° 1 se situe à 37 m d'altitude à Malua Bay, à 68 m à Npénavèt. Toutefois, au-dessus de Npénavèt, la terrasse n° 1 se dédouble localement en une terrasse principale supérieure à 68 m et une petite terrasse inférieure à 57 m d'altitude.

Deux séries de datations ont été effectuées sur les hautes terrasses du NW de Malekula (Fig. IV-5). Une première série (Tabl. IV-6) a été d'abord obtenue (JOUANNIC *et al.*, 1980) ;

- un échantillon en provenance de la terrasse n° 1 au-dessus de Malua Bay est daté de 60.000 ± 400 ans (M-P-3) ;

- deux échantillons appartenant à la partie supérieure de la terrasse n° 1 de Npénavèt (68 m) sont datés à 55.000 ± 400 et 57.000 ± 200 ans respectivement (M-G-3 et M-G-4) ;

- un échantillon appartenant à la partie inférieure de la terrasse n° 1 de Npénavèt (57 m) est daté de 47.000 ± 200 ans (M-I-3). (Un 2ème échantillon, M-I-2, prélevé sur la même falaise au-dessus de Npénavèt donne un âge de 1.700 ans : il est considéré comme tout à fait aberrant et n'est pas retenu).

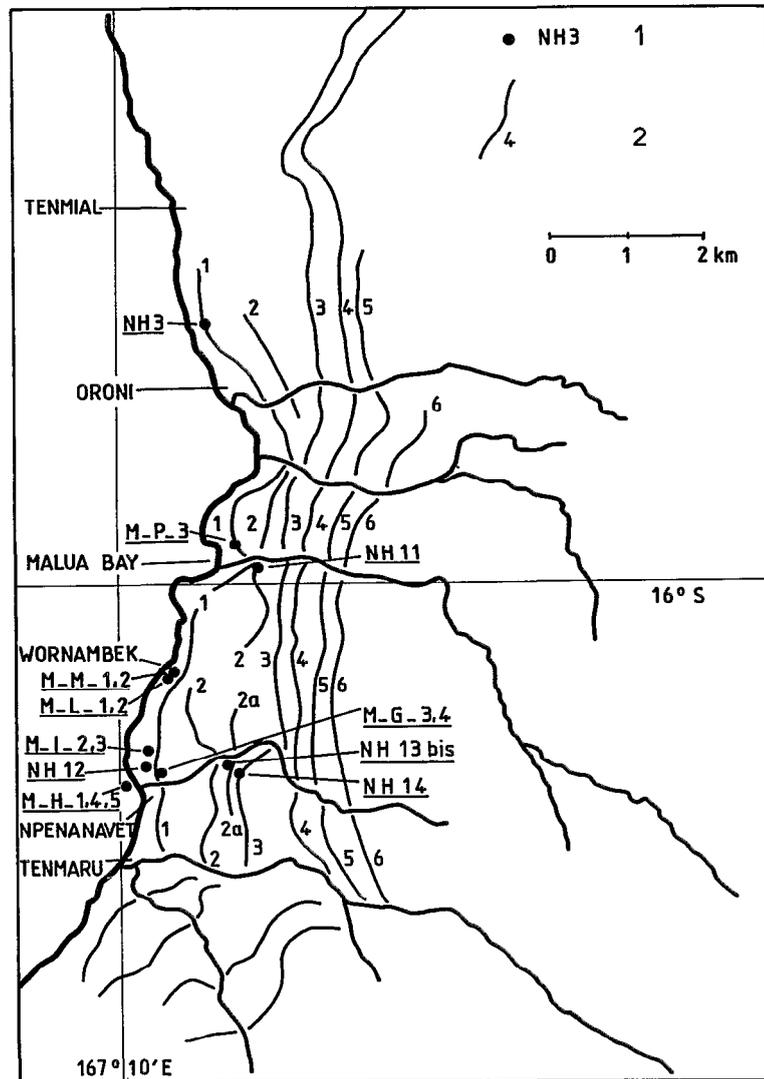


Fig. IV-5 - Le nord-ouest de Malekula : toponymie et localisation des échantillons datés. 1 : localisation des échantillons. 2 : rebord externe des terrasses récifales soulevées (numérotation d'après MITCHELL, 1971).

N° échantillons et localités (fig. 5)	% aragonite	Uppm	U^{234}/U^{238}	Th^{230}/U^{234}	Age ($\times 10^3$ ans)	Altitude de la terrasse correspondante	Correction de l'altitude en fonction du niveau marin de l'époque (BLOOM et al., 1974)	Taux moyen de soulèvement (en mm/an)
M-G-3 *	100 %	2,76 \pm 0,08	1,12 \pm 0,03	0,40 \pm 0,02	55 \pm 4	68 m	+ 28 m	1,6
M-G-4 *	100 %	2,73	1,11	0,41	57 \pm 2	68 m	+ 28 m	1,6
M-I-2 *	100 %	2,60 \pm 0,06	1,12 \pm 0,02	0,016 \pm 0,004	1,7 \pm 0,5	57 m	aberrant	aberrant
M-I-3 *	100 %	3,35	1,13	0,35	47 \pm 2	57 m	voir texte	voir texte
M-P-3 *	100 %	2,89 \pm 0,07	1,13 \pm 0,02	0,43 \pm 0,02	60 \pm 4	37 m	+ 28 m	1,1
M-AA-2 **	100 %	3,19 \pm 0,09	1,08 \pm 0,03	0,60	98 \pm 14 - 11	30 m	+ 15 m	0,45 (voir texte)
M-AD-4 **	100 %	3,16 \pm 0,05	1,13 \pm 0,02	0,49	72,5 \pm 5	30 m	+ 13 m	0,6 (voir texte)
M-AE-1 *	100 %	2,97 \pm 0,09	1,11 \pm 0,02	0,50 \pm 0,015	75 \pm 4	60 m	+ 13 m	0,9 (voir texte)

* Datations effectuées par BROECKER W.S. et GODDARD J.G., Lamont-Doherty Geol. Obs. N.Y., USA

** Datations effectuées par BERNAT M. et GAVEN C, Géol. Structurale, Univ. de Nice, France

Tabl. IV-6 - Première série d'âges obtenus sur les hautes terrasses de Malekula par la méthode du Th/U (JOUANNIC *et al.*, 1980).

Les âges de 60, 57 et 55.000 ans obtenus conduisent à admettre que la terrasse n° 1 de MITCHELL correspond au haut stationnement du niveau marin d'il y a 60.000 ans. Ce paléoniveau marin étant estimé avoir été 28 m plus bas que l'actuel (BLOOM *et al.*, 1974), la terrasse n° 1 se serait en fait soulevée de 65 et 96 m respectivement à Malua Bay et Npénanavèt, à raison de taux moyens de surrection de 1,1 et 1,6 mm/an.

Si l'on fait ici le même calcul qu'à propos des terrasses du Tomébou et d'Avatao, on obtient les deux tableaux suivants (Tabl. IV-7 et 8).

On trouve ici également une bonne correspondance entre hauteurs de terrasses mesurées sur le terrain et hauteurs calculées. Les terrasses n° 2, 2 a et 3 de la numérotation de MITCHELL se sont donc développées selon toute vraisemblance lors des hauts stationnements du niveau marin d'il y a 82, 103 et 125.000 ans. Une telle corrélation entre la terrasse n° 3 et le paléoniveau de 125.000 ans est tout à fait compatible, vu l'extension morphologique importante de cette terrasse n° 3 dans le nord et NE de Malekula.

Ici comme sur Santo, toutefois, on peut remarquer que la terrasse de 125.000 ans est un peu basse par rapport à son altitude théorique. Cela peut signifier qu'il y a eu ici aussi une légère diminution du taux de surrection du nord de Malekula au cours des cent derniers milliers d'années.

Une seconde série de mesures d'âges (Tabl. IV-9) a été publiée ultérieurement (GAVEN *et al.*, 1980). Cette série est toutefois particulière. Les échantillons avaient en effet été prélevés sur le terrain au cours d'une visite préliminaire faite sur Malekula en 1975 par l'un d'entre nous, et les altitudes correspondantes avaient à l'époque été non pas mesurées mais estimées sur la carte topographique IGN au 1/100.000e, ce qui en restreint bien sûr la précision. Ces échantillons avaient donné lieu à une première série d'âges incohérents les uns avec les autres et on pouvait s'interroger sur leur validité. Repris récemment, ils donnent une 2ème série d'âges nettement plus cohérents, qui permet de recouper les hypothèses faites à propos des premiers résultats obtenus et discutés ci-dessus.

Hauts stationnements du niveau marin (BLOOM et al., 1974)	Soulèvement total calculé sur la base d'un taux constant de 1,1 mm/an	Position des paléoniveaux par rapport au niveau marin actuel (BLOOM et al., 1974)	Altitude des terrasses au-dessus de Malua Bay	
			calculées	mesurées
28.000 ans	31 m	- 41 m	- 10 m	-
30.000 "	44 m	- 38	+ 6 m	+3m; 8-11 m
60.000 "	66 m	- 28	38 m	37 m
82.000 "	90 m	- 13	77 m	71 m
103.000 "	113 m	- 15	98 m	99 m
125.000 "	137 m	+ 6	143 m	122 m

Tabl. IV-7 - Comparaison des terrasses de Malua Bay avec les hauts stationnements du niveau marin, tels que définis par BLOOM *et al.* (1974). Hypothèse : taux de surrection constant de 1,1 mm/an (voir texte).

28.000 ans	45 m	- 41 m	+ 4 m	3m; 7-12m
40.000 "	64 m	- 38 m	26 m	(23 m à Wornabek)
60.000 "	96 m	- 28 m	68 m	68 m
82.000 "	131 m	- 13 m	118 m	113 m
103.000 "	165 m	- 15 m	150 m	154 m
125.000 "	200 m	+ 6 m	206 m	173 m

Tabl. IV-8 - Comparaison des terrasses de Npénanavèt avec les hauts stationnements du niveau marin, tels que définis par BLOOM *et al.* (1974). Hypothèse : taux de surrection constant de 1,6 mm/an (voir texte).

N° échantillons et localités (fig. 5)	% aragonite	U^{238} (dpm/g)	U^{234} (dpm/g)	U^{234}/U^{238}	Erreur statistique de comptage	Th ²³⁰ (dpm/g)	Age ($\times 10^3$ ans)	Altitude de l'échantillon (2)
NH 3 (1)	> 99 %	1,957	2,219	1,13	0,04	0,715	42 \pm 4	40m ? (voir texte)
NH 12 (1)	> 99 %	1,757	2,001	1,14	0,02	0,707	47 \pm 5	40 m (3)
NH 11 (1)	> 99 %	2,145	2,339	1,09	0,02	1,186	77 \pm 4	75 m
NH 13 bis (1)	> 99 %	1,694	1,909	1,12	0,03	1,142	98 \pm 7	110 m (voir texte)
NH 14 (1)	> 99 %	1,570	1,705	1,09	0,02	1,148	119 \pm 8	180 m

(1) Datations effectuées par BERNAT M. et GAVEN C., Géol. Structurale, Univ. de Nice, France
(2) Estimée d'après la lecture de la carte IGN
(3) L'altitude de 55 m publiée dans GAVEN et al. (1980) est erronée (à la suite d'une erreur de lecture sur la carte IGN) et doit être remplacée par 40 m.

Tabl. IV-9 - Deuxième série d'âges obtenus sur les hautes terrasses de Malekula (GAVEN *et al.*, 1980).

Les échantillons NH 14 et NH 11, prélevés respectivement au-dessus des localités de Npénanavèt et de Malua Bay à des altitudes de 180 et 75 m et datés de 119.000 ± 8.000 et de 77.000 ± 4.000 ans, sont particulièrement intéressants : si l'on compare en effet le tableau IV-9 aux tableaux IV-7 et 8 on voit qu'ils s'accordent correctement en altitude et en âge avec les résultats obtenus auparavant. Il convient de noter toutefois que c'est à l'état d'éboulis au pied de la falaise n° 3 que l'échantillon NH 14 a été trouvé, ce qui en limite quelque peu la validité : la concordance en âge est cependant bonne et tend à confirmer l'âge de 125.000 ans attribué à la terrasse n°3.

L'échantillon NH 13 bis, prélevé au-dessus de Npénanavèt, est également intéressant, car, daté de 98.000 ans, il tend à confirmer l'existence de la terrasse 103.000 ans. L'altitude retenue pour cet échantillon, 110 m (cf. Tabl. IV-9), ne concorde pas cependant avec l'altitude de la terrasse de 103.000 ans, qui est de 154 m au-dessus de Npénanavèt (Tabl. IV-8). Néanmoins une erreur de 40 m est très possible dans l'estimation sur le fond de carte topographique d'un cheminement en dehors du sentier indiqué sur la carte, et qui comportait notamment la traversée du torrent de Npénanavèt.

Les échantillons NH 3 et NH 12, datés de 42 et 47.000 ans, sont un peu plus problématiques. Ils viennent en fait s'ajouter à l'échantillon M-I-3, daté de 47.000 ans, et publié dans la 1ère série (Tabl. IV-6). NH 12, comme M-I-3, a été prélevé au-dessus de Npénanavèt dans la falaise sous-jacent la partie inférieure de la terrasse n° 1 à une altitude d'environ 40 m. NH 3 a été trouvé dans les éboulis apparemment en provenance du toit effondré d'une grotte profonde creusée dans la falaise n° 1, entre les villages d'Oroni et de Tenmial (Fig. IV-5), au nord de Malua Bay. Il y a là 3 âges, 42 et deux fois 47.000 ans, qui sont jeunes par rapport à l'âge supposé de la terrasse n° 1, 60.000 ans. Mais en fait, il a été rappelé plus haut que l'histoire du haut stationnement marin de 40.000 ans apparaît avoir été complexe (BLOOM *et al.*, 1974). Si la chute du niveau marin semble s'être bien produite à 40.000 ans, c'est entre 50 et 40.000 ans que le niveau de la mer était remonté, avec de possibles oscillations mineures entre ces deux âges. Au taux de surrection de 1,6 mm/an à Npénanavèt, et si l'on admet entre 50 et 45.000 ans un niveau de la mer semblable à celui proposé pour 40.000 ans, soit 38 m environ au-dessous du niveau actuel, c'est entre 42 et 34 m que l'on pourrait trouver sinon une terrasse correspondante (l'instabilité plus ou moins affirmée du niveau relatif marin à cette époque n'aurait pas permis son développement), du moins des coraux témoins du stationnement de la mer à cette époque, tels que NH 12 ou M-I-3.

Le Nord-Est et le Sud-Malekula

Par ailleurs, dans le NE de Malekula, un échantillon (M-AD-4) en provenance d'une terrasse haute de 30 m dans la localité de Walarano (Fig. IV-4) est daté de 72.500 ± 500 ans (Tabl. IV-6). Si l'on assimile cette terrasse au paléoniveau de 82.000 ans, on obtient un taux moyen de surrection de 0,6 mm/an : un tel faible taux de surrection dans le NE de l'île est logique si l'on considère le pendage général vers le NE qui caractérise l'ensemble du nord de Malekula.

Dans la partie sud de Malekula, deux âges ont été obtenus sur les terrasses pléistocènes (Tabl. IV-6) :

- un échantillon (M-AE-1) prélevé au-dessus de la baie de Lamboubou (Fig. IV-4) sur une terrasse de 60 m d'altitude est daté à 75.000 ± 400 ans. Comme précédemment, cette terrasse peut être assimilée au paléoniveau marin de 82.000 ans et par conséquent un taux de surrection de 0,9 mm/an en est déduit ;
- un corail (M-AA-2) prélevé au-dessus de la baie de Tisman (SE de Malekula, Fig. IV-8) sur une terrasse haute de 30 m donne un âge de 98.000 ± 1.100 ans. Cette terrasse a tout lieu de correspondre au paléoniveau marin de 103.000 ans, ce qui requiert un taux moyen de surrection de 0,45 mm/an dans cette localité.

Ces deux valeurs confirment le soulèvement nettement plus lent qui affecte la partie de Malekula qui se trouve au sud de la discontinuité tectonique, avec toutefois une sorte de maximum non loin de cette discontinuité (région de Lamboubou bay), ce qui tend à montrer que le soulèvement qui affecte la partie nord de Malekula affecte également au moins partiellement la partie sud de l'île (TAYLOR *et al.*, 1980).

Efaté

Les terrasses calcaires récifales recouvrent une grande partie d'Efaté (500 km² environ sur un total de 770 km²) reposant en discordance sur un socle volcanique plio-pléistocène, qui affleure principalement dans le centre montagneux de l'île (ASH *et al.*, 1978).

La présente étude a porté, en ce qui concerne les terrasses pléistocènes d'Efaté, essentiellement sur le site de Port-Havannah, situé dans le NW de l'île (Fig. IV-6). Des mesures d'altitudes faites le long d'une coupe sur ce site ont été publiées par BLOOM *et al.* (1978). Au-dessus de la plate-forme littorale, 4 terrasses principales, très distinctes géomorphologiquement, sont observées à Port-Havannah : 55-65 m, 85-95 m, 110-130 m (où l'on observe un net dédoublement de la terrasse sur son rebord externe), et 220-245 m, qui forme le sommet d'un escarpement important ; au-dessus, les terrasses calcaires montent en pente douce jusqu'au Mont Erskine (392 m).

La première haute terrasse (55-65 m) est datée (Tabl. IV-10) à 76.000 ± 5.000 , 86.000 ± 4.000 et 92.000 ± 5.000 ans, âges auxquels doit être rajouté celui de 81.000 ans publié par NEEF et VEEH (1977) pour une altitude de 55 m à propos du même site de Port-Havannah. La terrasse 55-65 m correspond donc très vraisemblablement au paléoniveau marin d'il y a 82.000 ans. Un taux moyen de surrection de 0,9 mm/an en est déduit.

On doit alors s'attendre, en fonction de ce qui a été dit plus haut à propos de Santo et de Malekuka, à ce que les deux terrasses immédiatement supérieures (85-95 m et 110-130 m) correspondent aux paléoniveaux de 103 et 125.000 ans. Au taux de surrection de 0,9 mm/an, ces deux terrasses devraient se trouver à des altitudes de 78 et 116 m sur le terrain, soit légèrement plus bas qu'elles ne sont en réalité. Un taux de surrection de 1 mm/an serait en fait plus approprié dans leur cas.

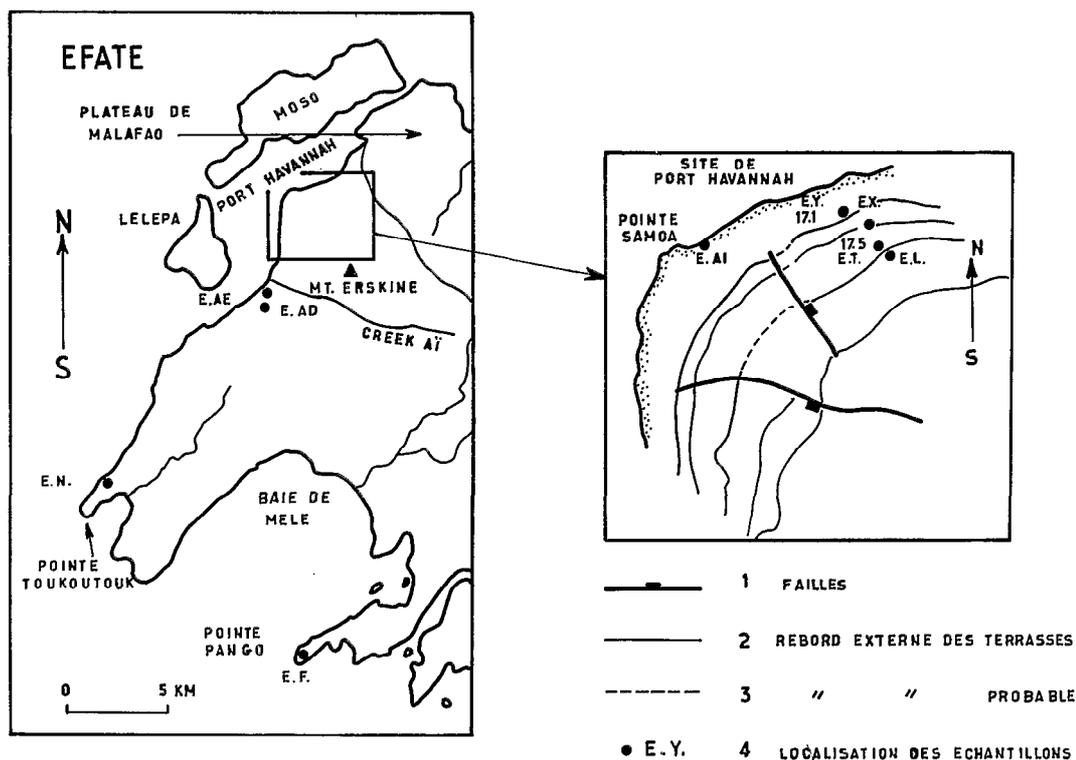


Fig. IV-6 - L'Ouest-Efaté et le site de Port-Havannah : toponymie et localisation des échantillons datés.

N° échantillons et localités (fig. 6)	% aragonite	U _{PPm}	U ²³⁴ /U ²³⁸	Th ²³⁰ /U ²³⁴	Age (x 10 ³ ans)	Altitude de la terrasse correspondante	Correction de en fonction du niveau marin de l'époque (BLOOM et al., 1974)	Taux moyen de soulèvement (en mm/an)
17-1	99 %	(2,67 ± 0,06 2,74 ± 0,06)	1,11 ± 0,03 1,10 ± 0,02	0,51 ± 0,02 0,50 ± 0,02	77 ± 5 } 75 ± 5 }			
E-Y-1	100 %	2,70 ± 0,05	1,15 ± 0,02	0,58 ± 0,02	92 ± 5	55-65 m	+ 13 m	0,9 mm/an
E-AK-1	100 %	3,55 ± 0,10	1,11 ± 0,02	0,55 ± 0,015	86 ± 4		(voir texte)	
E-X-2	100 %	2,60 ± 0,05	1,12 ± 0,02	0,71 ± 0,02	130 ± 7	85-95 m	+ 15 m	1 mm/an
E-X-4	99 %	2,45 ± 0,05	1,12 ± 0,02	0,66 ± 0,02	114 ± 6		(voir texte)	
17-5	100 %	2,42 ± 0,05	1,13 ± 0,02	0,69 ± 0,02	124 ± 7			
E-L-1	98,5 %	2,35 ± 0,05	1,07 ± 0,02	0,71 ± 0,03	131 ± 11	110-130 m	- 6 m	1 mm/an
E-L-3	100 %	2,43 ± 0,05	1,10 ± 0,02	0,74 ± 0,02	141 ± 8		(voir texte)	
E-T-2	99 %	2,09 ± 0,05	1,12 ± 0,03	0,74 ± 0,02	141 ± 8			
E-N-5	>99 %	3,61 ± 0,08	1,13 ± 0,02	0,47 ± 0,02	68 ± 3	18 m	+ 28 m	0,8 mm/an

Datations effectuées par BROECKER W.S. et GODDARD J.G., Lamont-Doherty Geol. Obs., N.Y., USA

Tabl. IV-10 - Ages obtenus sur les hautes terrasses d'Efaté par la méthode du Th/U.

Pourtant, la terrasse supposée vieille de 103.000 ans est datée à 114.000 et 130.000 ans, ce qui apparaît élevé. En première hypothèse, pour des raisons de géomorphologie et malgré le résultat de ces premières datations, il sera retenu un âge de 103.000 ans pour la terrasse 85-95 m de Port-Havannah : des datations complémentaires néanmoins sont nécessaires pour vérifier le bien-fondé de cette hypothèse.

La terrasse 110-130 m, supposée a priori vieille de 125.000 ans, est datée à 124.000 ± 7.000 , 131.000 ± 11.000 et deux fois 141.000 ± 8.000 ans. NEEF et VEEH (1977) par ailleurs publient un âge de 118.000 ans pour une terrasse de 100 m d'altitude à Port-Havannah, qui a tout lieu de correspondre à notre terrasse 110-130 m. Cet ensemble d'âges, bien que relativement dispersés, tend à confirmer l'âge de 125.000 ans attribué à cette terrasse (et par contre-coup celui de 103.000 ans de la terrasse inférieure, 85-95 m). En fait, le dédoublement géomorphologique observé sur la terrasse 110-130 m indique vraisemblablement une époque relativement complexe (comme dans le cas de l'époque de 50 à 40.000 ans), caractérisée par de faibles oscillations d'un haut niveau marin durant la période 140-125.000 ans : le dédoublement observé à Port-Havannah peut être l'équivalent de celui décrit dans la péninsule de Huon à propos des terrasses VII a et VII b (BLOOM *et al.*, 1974).

Il n'a pas par contre été retrouvé de traces le long de notre coupe d'une terrasse inférieure correspondant à l'âge de 60.000 ans : on devrait l'observer, à raison d'un taux de surrection de 0,9 à 1 mm/an, aux environs de 30 m. Il est à noter toutefois que KAPLIN *et al.* (1975) ont bien observé une terrasse de 60.000 ans entre 29 et 35 m dans le nord d'Efaté, mais l'emplacement exact de leurs prélèvements n'est pas connu. Quant à la terrasse de 40.000 ans, si elle existe, elle devrait se trouver aux environs du niveau marin actuel et donc être plus ou moins confondue avec la plate-forme littorale.

Notons par ailleurs un taux moyen de surrection de 0,8 mm/an observé sur une terrasse de 18 m d'altitude située à la pointe de Toukoutouk (extrême ouest de l'île) et datée de 68.000 ± 300 ans (E-N-5). De même, des taux de surrection de 0,7 à 0,8 mm/an sont calculés à la suite d'âges publiés par NEEF et VEEH (1977) sur les terrasses du plateau de Malafao (81.000 ans pour une terrasse de 55 m) et du Creek Aï (134.000 ans pour une terrasse de 100 m) (Fig. IV-6). Ces taux de surrection sont voisins de celui observé sur le site de Port-Havannah, et c'est apparemment d'une manière lente et régulière qu'Efaté semble s'être soulevée au cours de la dernière centaine de milliers d'années. Néanmoins toute corrélation d'une série de plateaux à l'autre dans l'île d'Efaté doit être considérée avec prudence, car les terrains sont, à l'échelle de l'île, recoupés par de nombreuses failles qui rendent les terrasses discontinues et diversement inclinées (ASH *et al.*, 1978).

LA TERRASSE HOLOCÈNE

Une plate-forme littorale d'une largeur pouvant varier de quelques dizaines de mètres à plusieurs kilomètres, le plus souvent de l'ordre de quelques centaines de mètres, s'étend de façon quasi-continue le long des côtes est et sud de Santo, autour du nord de Malekula et tout autour d'Efaté. Lorsqu'elle est étroite, cette plate-forme littorale est formée de récifs frangeants soulevés : subhorizontale dans l'intérieur des terres, elle présente une faible pente du côté mer, se terminant par une falaise moderne haute de quelques mètres, qui domine un récif frangeant actuel. Lorsque la plate-forme littorale s'élargit, elle est en général très plate, horizontale et consiste principalement en dépôts de type lagunaire (sables ou graviers coralliens, très riches en débris d'*Acropora* sp. et renfermant de nombreux micro-atolls de *Porites*).

Santo

La plate-forme littorale s'étend tout le long de la côte est de Santo ainsi que le long de la majeure partie de la côte sud, où elle n'est interrompue qu'entre Tasmaloun et Tangoa (Fig. IV-3) par un alluvionnement important. Inexistante le long de la plus grande partie de la côte ouest de Santo, elle réapparaît dans le NW entre Wounpouko et le cap Cumberland. Son altitude varie de manière relativement irrégulière de 8 à 18 m au-dessus du niveau moyen des basses mers.

Dix-huit datations ont été effectuées sur cette plate-forme littorale (Tabl. IV-11 et 12). S'étalant entre 545 et 7.460 ans B.P., ces âges indiquent que cette plate-forme calcaire littorale est holocène. Les taux de surrection correspondants, calculés en tenant compte du fait qu'avant 5.200 ans B.P. la mer n'avait pas encore atteint son niveau actuel (BLOOM, 1977 ; CLARK *et al.*, 1978), varient de 1,4 à 5,5 mm/an : ils présentent donc une dispersion considérable. On suppose a priori que les coraux vivaient à la surface de l'eau, ce qui n'est pas toujours le cas ; aussi quand, dans une même terrasse ou un groupe de terrasses, des taux de surrection différents sont calculés, le taux le plus élevé est considéré comme correct, les coraux donnant des taux moins élevés ayant probablement vécu à une certaine profondeur sous la surface de l'eau.

N° échantillons et localités (fig. 3, 5 et 6)		% aragonite	U_{ppm}	U^{234}/U^{238}	Th^{230}/U^{234}	Age (en années B.P.)	Altitude de la terrasse correspondante	Correction de l'altitude en fonction du niveau marin de l'époque (CLARK <i>et al.</i> , 1978)	Taux moyen de soulèvement (mm/an)
S A N T O	S-A-1*	100 %	2,52 ± 0,07	1,12 ± 0,03	0,045 ± 0,005	5.000 ± 600	18 m	-	3,6
	S-A-3**	99 %	-	1,14	0,04	6.500 ± 700	18 m	+ 4 m	3,3
	S-N-1*	100 %	2,75 ± 0,06	1,15 ± 0,02	0,063 ± 0,003	7.100 ± 400	13 m	+ 6 m	voir C ¹⁴ (XII)
	S-Z-5**	100 %	-	1,17	0,03	3.200 ± 300	10 m	-	3,1
	S-AC-1*	100 %	2,73 ± 0,05	1,14 ± 0,02	0,051 ± 0,004	5.700 ± 500	9 m	+ 2 m	voir C ¹⁴ (XII)
	NWS-C-1**	99 %	2,78 ± 0,05	1,10 ± 0,02	0,04	4.500 ± 300	10 m	-	2,2
	NWS-D-1**	100 %	2,52 ± 0,05	1,13 ± 0,03	0,03	3.500 ± 300	16 m	-	4,6
M A L E K U L A	M-L-1*	99 %	2,89 ± 0,07	1,14 ± 0,03	0,035 ± 0,004	3.900 ± 500	11 m	-	2,8
	M-L-2**	99 %	-	1,14	0,03	5.800 ± 300	11 m	+ 2 m	2,2
	M-M-1**	100 %	-	1,13	0,03	9.500 ± 600	11 m	+ 25 m (?)	suspect
	M-M-2*	100 %	2,34	1,13	0,036	4.000 ± 250	11 m	-	2,75
	M-Y-2*	100 %	2,64 ± 0,07	1,13 ± 0,02	0,050 ± 0,004	5.600 ± 500	19,5 m	+ 1 m	3,6
E F A T É	E-F-4*	>99 %	2,60 ± 0,05	1,12 ± 0,02	0,052 ± 0,003	5.800 ± 400	5 m	+ 2 m	1,2
	E-AD-2*	>99 %	2,95 ± 0,06	1,18 ± 0,02	0,061 ± 0,003	6.800 ± 400	6 m	+ 3,5 m	voir C ¹⁴ (XII)

* Datations effectuées par BROECKER W.S. et GODDARD J.G., Lamont-Doherty Geol. Obs., N.Y., USA
 ** Datations effectuées par BERNAT M. et GAVEN C., Geol. Structurale, Univ. de Nice, France.

Tabl. IV-11 - Ages obtenus sur les plates-formes littorales de Santo, de Malekula et d'Efaté par la méthode du Th/U.

N° échantillons et localités (fig. 3,5,6)	% aragonite	Age (en années B.P.)	Altitude de la terrasse correspondante	Correction de l'altitude en fonction du niveau marin de l'époque (CLARK et al., 1978)	Taux moyen de soulèvement (mm/an)
S-B-1*	100	4.180 ± 130	13 m	-	3,1
S-C-2**	100	1.415 ± 100	2 m	-	1,4
S-C-4**	100	1.055 ± 80	2 m	-	1,9
S-N-1*	100	7.460 ± 230	13 m	+ 9 m	3,0
S-AC-1*	100	5.940 ± 190	9 m	+ 2,5 m	1,9
NWS-A-1**	100	6.700 ± 150	10 m	+ 5 m	2,2
NWS-A-5**	100	5.745 ± 200	10 m	+ 2 m	2,1
NWS-B-1**	100	545 ± 90	3 m	-	5,5
NWS-B-2**	100	650 ± 95	3 m	-	4,6
AK-A-1**	99	5.470 ± 160	27 m	+ 1 m	5,2
AK-G-2**	100	5.430 ± 200	27 m	+ 1 m	5,2
M-A-6**	100	1.250 ± 80	5 m	-	4
M-A-7**	100	1.155 ± 90	5 m	-	4,3
M-A-8**	100	2.530 ± 100	5 m	-	2
M-H-1**	100	6.900 ± 180	3	+ 5 m	1,2
M-H-4**	100	2.475 ± 100	3	-	1,2
M-H-5**	100	2.865 ± 130	7,5 m	-	2,6
M-M-2*	100	3.810 ± 140	11 m	-	2,9
M-X-2**	100	2.970 ± 200	1 m	-	0,3
E-N-2**	100	2.865 ± 110	4 m	-	1,4
E-AD-2*	100	6.350 ± 200	6 m	+ 3,5 m	1,5
E-AE-2**	100	5.245 ± 280	6 m	+ 0,5 m	1,2
E-AI-1**	100	4.600 ± 190	4 m	-	0,8

* Datations effectuées par BROECKER W.S. et GODDARD J.G., Lamont-Doherty Geol. Obs., N.Y., USA.
** Datations effectuées par FONTES J.-Ch., Hydrologie et Géochimie isotopique, Univ. Paris-Sud, France

Tabl. IV-12 - Ages obtenus sur les plates-formes littorales de Santo, de Malekula et d'Efata par la méthode du C¹⁴.

Il convient de rappeler ici, d'autre part, un âge de 2.650 ± 100 ans B.P. publié par LAUNAY et RECY (1972). Cet âge a été obtenu sur un échantillon prélevé à 0,5 m du sommet d'une falaise marine haute de 3 m au-dessus du niveau de la mer, en bordure de la plate-forme holocène. De même, un âge de 4.000 ± 500 ans B.P. a été publié par NEEF et VEEH (1977) à propos d'un échantillon en provenance d'une terrasse de 4,5 m d'altitude sur l'île de Malo. Un taux de soulèvement de 1,1 mm/an est déduit de ces deux formations holocènes.

Les taux de surrection ainsi obtenus sur la plate-forme holocène se répartissent en fait de façon elliptique autour d'une zone maximum qui correspond à la chaîne montagneuse de l'Ouest-Santo (Fig. IV-7), ce qui semble logique, cette chaîne étant tectoniquement très active. Une telle disposition est en concordance avec le pendage général des terrasses de l'île. Le taux de surrection élevé (7 mm/an) observé près de la rivière Kéré dans le sud de Santo sur une période de temps de 25.000 ans (cf. plus haut) est compatible avec un tel modèle.

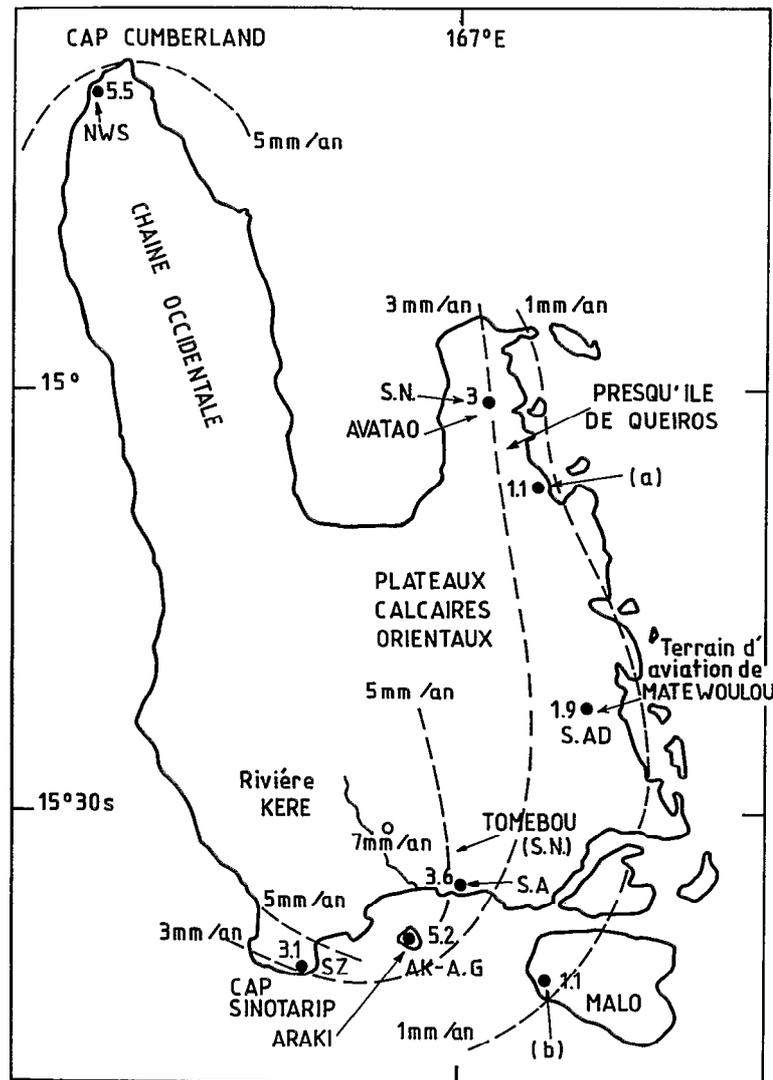


Fig. IV-7 - Taux de soulèvement holocènes sur Santo. (a) échantillon daté par LAUNAY et RECY (1972). (b) échantillon daté par NEEF et VEEH (1977).

On observe par contre une différence assez nette entre les taux moyens de surrection ayant prévalu au Tomébou ou à Avatao (presqu'île de Queiros) pendant une centaine de milliers d'années (2 mm/an, cf. plus haut) et les taux de surrection holocènes calculés dans le voisinage de ces régions (3,6 mm/an au site S-A, près du Tomébou, 3 mm/an au site S.N., près d'Avatao, Fig. IV-7) : il semble y avoir eu un net accroissement du taux de surrection depuis l'époque Holocène.

Malekula

Du village de Vunmavis, au sud de la baie de Lamboubou sur la côte ouest de Malekula, jusqu'à la baie de Tisman, sur la côte est, en passant par le nord, la plate-forme littorale ne disparaît pratiquement que sur 3 km entre les pointes de Naverra et de l'Eléphant (Fig. IV-4 et 8).

Géomorphologiquement, la plate-forme littorale comprend, au moins sur la côte ouest :

- un platier récifal surélevé de quelques décimètres à un mètre au-dessus du niveau moyen des basses mers à la suite d'un événement sismique intervenu en 1965 ;

- une terrasse élevée de 4 à 6 m autour de West bay, de 2 à 3 m dans la région de Npénavèt et de la baie de Malua ;

- une terrasse haute de 12 m environ à West bay (Brenwé, site M-B), un complexe de terrasses s'élevant en pente douce et plus ou moins continue de 6 à 11-12 m dans la région de Npénavèt, Wornambek et la baie de Malua ;

- une large terrasse, haute de 19,5 m à Unmet (West bay) ;

- enfin, les restes de ce qui semble être une terrasse à 23 m, à Wornambek.

Treize datations ont été effectuées sur les différentes terrasses de la plate-forme littorale, indiquant, comme dans le cas de Santo, un âge Holocène pour l'ensemble de la plate-forme (Tabl. IV-11 et 12). Des taux de surrection allant jusqu'à 4,3 mm/an sont calculés dans la région de West bay (site M-A) et jusqu'à 2,9 mm/an dans la région Npénavèt - baie de Malua.

Par ailleurs, un taux de surrection peu élevé (0,3 mm/an) provient d'un échantillon (M-X-2) prélevé in situ à 1 m d'altitude dans Crab bay, sur la côte est de Malekula (Fig. IV-8).

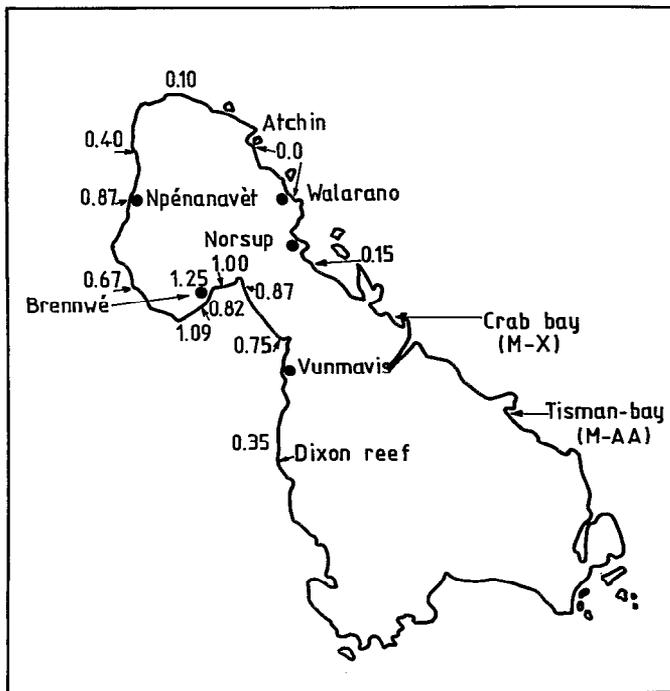


Fig. IV-8 - Evaluation en mètres du soulèvement consécutif au séisme d'août 1965 dans le Nord-Malekula.

Efaté

La plate-forme littorale qui ceinture Efaté a été décrite par ASH *et al.* (1978). Son altitude varie irrégulièrement de 2 à 10 m. Trois datations ont été publiées par KAPLIN *et al.* (1975), une par NEEF et VEEH (1977) et 5 par BLOOM *et al.* (1978). Les résultats varient de 1.500 à 7.000 ans, démontrant, comme dans les autres îles, l'âge Holocène de cette plate-forme littorale (Tabl. IV-11 et 12).

Les taux de surrection calculés sur nos 5 échantillons se situent entre 1,2 et 1,5 mm/an pour 4 d'entre eux et est égal à 0,8 mm/an pour le 5ème, ce qui tend à indiquer un accroissement du taux de surrection à l'Holocène, toutefois moins net sur Efaté que sur Santo et Malekula.

LA TERRASSE 1965

Un évènement sismique majeur, comportant entre autres trois séismes de magnitude supérieure à 7 dans l'échelle de Richter (BENOIT and DUBOIS, 1971 ; JOHNSON and MOLNAR, 1972) affecta les Nouvelles-Hébrides centrales, et tout particulièrement Malekula du 11 au 13 août 1965. Il provoqua le soulèvement instantané du NW de Malekula. Les traces d'un soulèvement semblable, c'est-à-dire très récent, peuvent être observées dans le sud de Santo près de la pointe de Tasmaloum (+ 0,30 m environ) et dans l'île de Malo : il reste toutefois à vérifier qu'il s'agit bien du même évènement d'août 1965.

Ce soulèvement se traduit autour de la côte nord-ouest et ouest de Malekula par l'existence d'un platier émergé à marée basse, situé en bordure de la plate-forme holocène, et dont les coraux sont aisément repérables, vu leur état de bonne conservation, par rapport à ceux de la plate-forme holocène.

L'élévation de ce platier 1965 a été calculée en mesurant à chaque endroit visité la différence d'altitude existant entre les plus hautes têtes coralliennes attribuées au platier 1965 et les plus hautes têtes coralliennes actuellement vivantes (colonies d'*Acropora* le plus souvent). La précision d'une telle méthode peut être estimée à une dizaine de centimètres.

Les mesures sont reportées sur la figure IV-8. On peut observer (TAYLOR *et al.*, 1980) sur cette figure un axe de soulèvement maximum passant par Brenwé (West bay) et Npénavèt, le soulèvement étant toutefois plus fort dans la région de Brenwé (jusqu'à 1,25 m mesuré en 1977, soit 12 ans après l'évènement) que dans celle de Npénavèt (0,87 m).

Le soulèvement de 1965 peut être observé jusque vers le cap nord de Malekula, où il tend à disparaître, ainsi que vers le sud au moins jusqu'à Dixon reef, où on peut encore l'estimer à une trentaine de centimètres. On ne l'observe pas de manière évidente sur la côte est de l'île, si ce n'est à l'état de traces (0,15 m) dans la baie située juste au sud de Norsup, près du terrain d'aviation.

Ces mesures ont été faites à partir de 1976 seulement. Elles ne concordent pas toujours avec celles faites peu de temps après l'évènement et publiées par MITCHELL (1971) et BENOIT et DUBOIS (1971). On peut donc penser a priori à un phénomène de subsidence post-sismique qui affecterait ou aurait affecté la région soulevée, ainsi qu'on peut l'observer au Japon par exemple (YONEKURA, 1972, 1975). Or, en fait, une étude préliminaire faite sur les bandes de croissance de coraux qui se sont retrouvés à moitié émergés seulement par suite de l'évènement dans la région de Norsup montre que le terrain ne semble pas avoir bougé depuis 1965, au moins dans cette localité (TAYLOR *et al.*, 1979, 1980). Une étude plus complète par cette méthode de sclérochronologie est en cours sur l'ensemble de la zone soulevée en 1965.

DISCUSSION

Les résultats des datations effectuées sur les terrasses calcaires récifales qui recouvrent Santo, Malekula et Efaté montrent par conséquent qu'une partie importante de ces îles a émergé au cours des 125.000 dernières années. Ceci est tout particulièrement le cas de Santo, où la terrasse de 125.000 ans constitue l'essentiel de la moitié orientale de l'île. Sur Malekula et Efaté, toutefois, les terrasses formées antérieurement à 125.000 ans sont bien développées : vu leur état de bonne conservation, tout à fait comparable à celui des terrasses de moins de 125.000 ans, elles ont néanmoins tout lieu d'être également relativement jeunes, c'est-à-dire Pléistocène supérieur. Par ailleurs, l'omni-présence de la terrasse holocène, les âges très récents obtenus sur cette terrasse, et tout particulièrement le soulèvement de 1965 indiquent que le processus d'émersion de l'archipel est aujourd'hui encore tout à fait actif.

Les inclinaisons et les taux de surrection moyens observés sur les terrasses pléistocènes de Santo, Malekula et Efaté montrent que le soulèvement de ces îles ne se fait pas toutefois de manière simple et régulière tout au long de l'arc. Si l'inclinaison des terrasses calcaires est relativement parallèle à la direction de subduction ($N 75 \pm 11^\circ E$) dans le cas de l'est et du nord-est de Santo (E à ENE), il n'en est pas de même dans le sud de l'île et les îles voisines telles que Malo (E à ESE), ni à Malekula (franchement NE dans la partie nord, SE dans la partie sud), ni sur Efaté (nombreuses failles qui rendent les terrasses diversement inclinées). Les îles se conduisent donc d'une manière à première vue indépendante les unes des autres. Elles peuvent même être subdivisées en plusieurs blocs jouant indépendamment ou au moins semi-indépendamment les uns par rapport aux autres : Malekula en est le plus bel exemple, où nord et sud de l'île se soulèvent différemment de part et d'autre d'un axe passant par West bay et Norsup. Il semble en être de même sur Santo de part et d'autre d'une ligne grossièrement est-ouest passant par Wusi et les monts Tabwemasana et Tankara (cf. *supra*).

Si l'on compare les soulèvements subis à l'époque Holocène, c'est-à-dire récents, et même ceux tout à fait récents tels que celui qui a affecté Malekula en 1965, à la surrection à plus long terme des îles, c'est-à-dire au cours de la dernière centaine de milliers d'années, on constate qu'il existe une nette similitude entre le court terme et le long terme. C'est ainsi qu'à Santo, la répartition géographique des taux de surrection obtenus sur la plate-forme holocène s'accorde relativement bien avec le modèle structural de l'île : une zone à taux de surrection holocène élevé correspond à la chaîne montagneuse de l'ouest de Santo, alors qu'à l'est les taux de surrection holocènes, décroissant vers l'est, correspondent aux plateaux calcaires récifaux eux-mêmes inclinés vers l'est. Si, sur Malekula, les taux de surrection holocènes obtenus ne permettent pas du fait de leur répartition géographique limitée dans l'espace de définir un modèle de soulèvement, le modèle observé à propos du soulèvement de 1965 montre une assez bonne concordance avec le modèle structural pléistocène (TAYLOR *et al.*, 1980) : il présente notamment un axe de soulèvement maximum passant par Npénanavèt (tout près de Tenmarou) et Brenwé (sur West bay). Dans le détail, il existe cependant de petites différences : sur la côte est de l'île, le soulèvement de 1965 n'est observé qu'à l'état de traces, alors que le long terme indique une surrection moyenne de 0,6 mm/an (région de Walarano, cf. plus haut) ; de même le soulèvement de 1965 est plus marqué vers le sud (région de Dixon reef) que ne le laisserait prévoir le long terme. Tout semble se passer en fait comme si le soulèvement observé aux Nouvelles-Hébrides depuis au moins le Pléistocène supérieur ne présente que la somme de petits soulèvements survenant par à-coups, chacun d'entre eux s'écartant plus ou moins du modèle tectonique à long terme : c'est ainsi que la somme d'événements comparables à celui qui affecta Malekula en 1965 aboutit à la constitution de l'actuelle plate-forme holocène. Il a été calculé (TAYLOR *et al.*, 1980) que, dans la mesure où il n'y a pas de subsidence entre chaque séisme, il faudrait un événement de l'importance de celui de 1965 tous les 340 ans sur Malekula pour que le taux de surrection holocène moyen observé dans le Nord-Malekula (3 mm/an) soit respecté.

L'observation des taux de surrection montre qu'il y aurait une tendance assez nette à l'accroissement de ces taux depuis la période Holocène, particulièrement sur Santo et Malekula. On peut raisonnablement penser que, les oscillations de la mer au cours des 140.000 dernières années étant relativement bien connues aujourd'hui, l'identification des terrasses pléistocènes de Santo, Malekula et Efaté, reposant dans chacune de ces îles sur la datation d'une terrasse de manière suffisamment convaincante, est correcte. L'étude de la terrasse holocène, portant sur un laps de temps beaucoup plus court, est plus délicate, les erreurs pouvant y être plus fréquentes. Cependant le relativement grand nombre de nos mesures sur cette terrasse est un bon argument pour admettre la validité des phénomènes observés.

La raison d'un accroissement du taux de surrection à l'Holocène peut traduire un changement du taux de convergence des plaques Indo-australienne et Pacifique. Une telle hypothèse n'est pas a priori impossible mais reste toutefois à vérifier. Une explication plus simple peut résider dans la subduction de la ride d'Entrecasteaux, ce relief appartenant à la plaque plongeante et dont on peut s'attendre, à la suite de PASCAL (1974), RAVENNE *et al.* (1977 b), CHUNG et KANAMORI (1978 b), ROCA (1978), à ce qu'il provoque des irrégularités majeures dans le processus de subduction. De fait, les taux de surrection sont nettement plus élevés sur Santo et sur Malekula, c'est-à-dire juste au niveau de la ride,

qu'ils ne le sont à Efaté, située nettement plus au sud, ou même que dans le sud de Malekula. De même, l'accroissement du taux de surrection à l'Holocène semble plus net sur Santo et Malekula qu'à Efaté : on peut voir également l'influence de la ride d'Entrecasteaux. D'un autre côté, on peut remarquer que, depuis la période Holocène, c'est-à-dire une dizaine de milliers d'années, à raison d'un taux de convergence estimé de 10 (ROCA, 1978) à 12 cm/an (DUBOIS *et al.*, 1977 b), la ride ne se serait enfoncée que de 1 à 1,2 km seulement. C'est relativement peu : c'est néanmoins peut-être suffisant pour que les irrégularités mêmes de la ride provoquent au fur et à mesure de son enfoncement des variations du taux de surrection.

En fait, comme il est noté plus haut à propos du soulèvement de Malekula de 1965, on peut très bien avoir affaire à des variations à court terme du mouvement de surrection des îles, qui, intégrées dans le plus long terme, n'en changent pratiquement pas le taux moyen.

CONCLUSION

Il reste à s'interroger sur le pourquoi de cette surrection en cours aux Nouvelles-Hébrides, lorsque l'on constate par exemple que dans le cas d'un arc insulaire voisin, celui des Tonga, où la subduction est également tout à fait active, on n'observe pas de soulèvement apparent des terres émergées depuis au moins 125.000 ans, si ce n'est à l'Holocène dans les îles voisines de Tongatapu et d'Eua, ce qui reste très localisé par rapport à l'ensemble de l'arc des Tonga (TAYLOR, 1978). L'exemple des Tonga montre que le processus de subduction n'entraîne pas ipso facto la surrection de l'arc insulaire qui lui est associé.

L'une des causes possibles de la surrection d'un arc insulaire peut être attribuée a priori à la faible capacité de la lithosphère plongeante de s'enfoncer. Mais apparemment aussi, les irrégularités topographiques de cette plaque plongeante perturbent-elles le phénomène de subduction, entraînant un accroissement plus ou moins localisé dans l'espace et dans le temps de la surrection de l'arc correspondant (VOGT *et al.*, 1976 ; voir Chap. V).

Dans le cas des Nouvelles-Hébrides, la ride d'Entrecasteaux constitue une irrégularité majeure. Il serait intéressant, dans cette hypothèse, de déterminer les variations longitudinales du phénomène de surrection du nord au sud des Nouvelles-Hébrides comme l'a fait ROCA (1978) à propos du champ des contraintes et de la pétrologie. Dans cette hypothèse, les résultats obtenus aux îles Torrès seront intéressants. Il serait également intéressant de connaître les modalités de surrection d'îles comme Erromango et Tanna, situées au sud d'Efaté, donc de plus en plus éloignées de la zone d'influence de la ride d'Entrecasteaux. Il est à remarquer dès à présent que si ces deux îles sont en voie d'émersion (on y observe des terrasses récifales soulevées, toutefois moins développées dans le cas de Tanna), cela ne semble pas être le cas d'Aneityum, l'île située le plus au sud, où l'on n'observe pas, de manière évidente du moins, de terrasses calcaires soulevées.

Manuscrit remis en mars 1980
Manuscrit révisé en juin 1981

CHAPITRE V

**L'ARC INSULAIRE DES TONGA
KERMADEC**

1

LE CADRE GÉNÉRAL ET LES TRAITES ESSENTIELS DE L'ARC INSULAIRE DES TONGA - KERMADEC

Par Jacques DUPONT

SITUATION GÉOGRAPHIQUE DE L'ÉTUDE

L'arc insulaire des Tonga-Kermadec dans le Pacifique

Le système arc-fosse des Tonga-Kermadec se situe dans le Pacifique sud entre 14°30' et 36° de latitude sud et entre 172° de longitude ouest et 179° de longitude est (Fig. V-1).

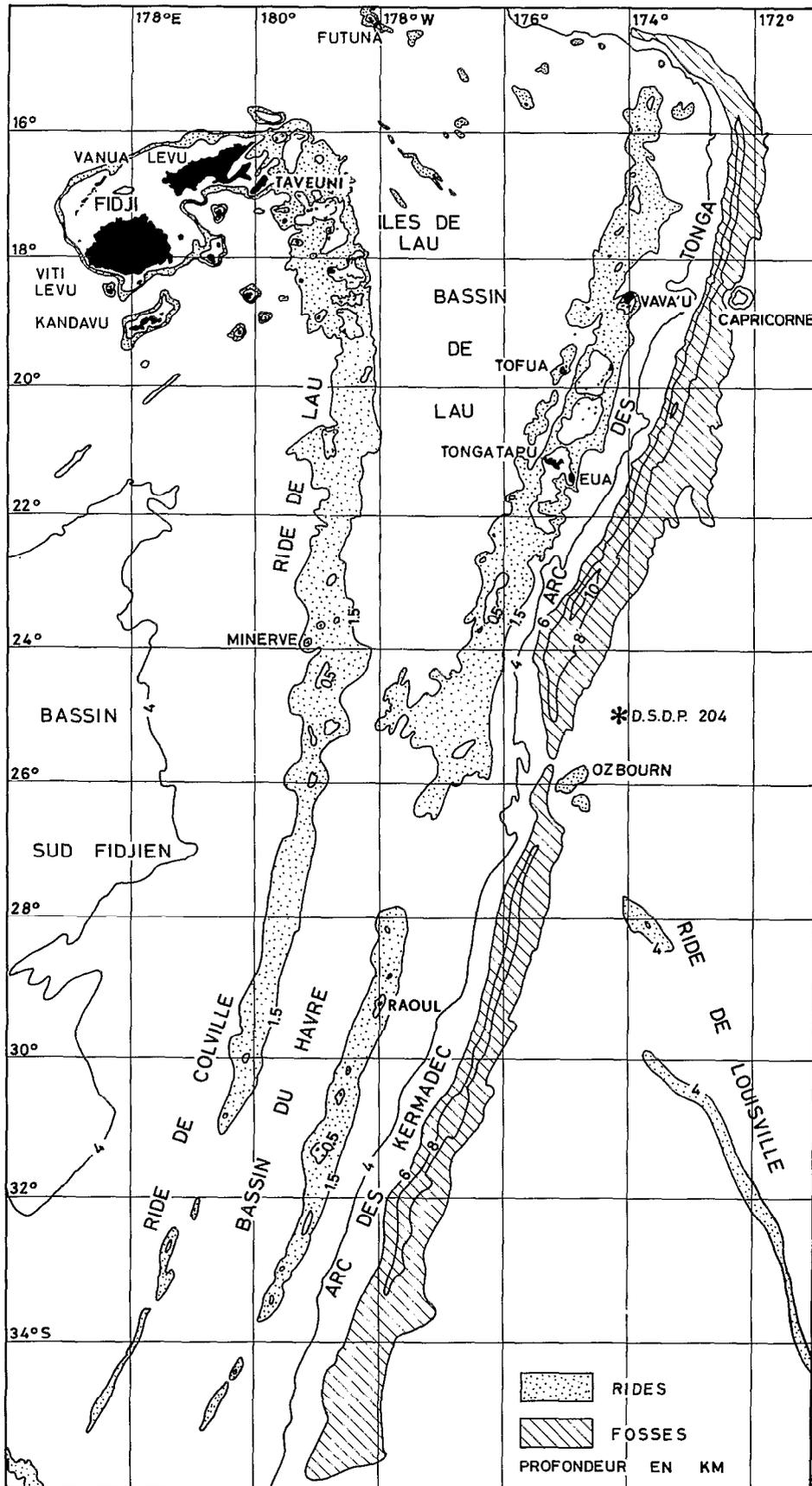


Fig. V-1 . Carte générale de la zone des Tonga-Kermadec. Bathymétrie simplifiée des Tonga d'après la carte d'HAWKINS (1974), des Fidji et des Kermadec d'après la carte de MAMMERICKX *et al.* (1971).

Les structures constituant l'arc des Tonga sont longues de plus de 1.300 km et quasiment rectilignes sur environ 1.000 km avec une orientation NNE-SSW (21°). On note seulement deux changements de direction d'inégale importance aux extrémités de la fosse des Tonga :

- au nord la partie terminale de la fosse vire d'environ 90° et prend une direction EW en devenant moins profonde,

- au sud, c'est-à-dire avant le seuil provoqué par l'intersection de la fosse et de la ride de Louisville le tronçon méridional de la fosse s'oriente nord-sud.

Les structures de l'arc des Kermadec sont elles aussi rectilignes sur plus de 1.100 km et dans le prolongement des Tonga.

L'actuel système arc-fosse des Tonga-Kermadec n'est qu'une partie d'un ensemble structural ayant commencé à se former avant l'Eocène supérieur. Cet ensemble comprend plusieurs structures que l'on peut schématiquement classer en zones actives et passives (Fig. V-2) :

- système arc insulaire - fosse des Tonga : zone active
- système arc insulaire - fosse des Kermadec : zone active
- le bassin de Lau : zone active
- le bassin du Havre : zone active
- la plate-forme des Fidji : zone passive
- la ride de Lau : zone passive
- la ride de Colville : zone passive

Au sud, la fosse et l'arc des Kermadec, le bassin du Havre et la ride de Colville se terminent vers 36° S mais ils sont relayés par la fosse de Hikurangi et la zone volcanique de Rotorua de l'île Nord de la Nouvelle-Zélande qui sont aussi des zones actives.

Les nouvelles données recueillies par l'ORSTOM concernent essentiellement la zone des Tonga. Toutefois, chaque fois que cela sera possible nous ferons des comparaisons avec l'arc des Kermadec en utilisant les deux profils GEORSTOM recoupant cette structure.

L'arc insulaire des Tonga

Le Royaume des Tonga est formé par environ 150 îles regroupées approximativement en trois groupes (Fig. V-3) :

- le groupe de Tongatapu qui est l'île principale avec Nuku'alofa, la capitale du Royaume,
- le groupe de Ha'apai,
- le groupe de Vava'u.

Schématiquement ces îles sont alignées suivant deux directions parallèles orientées NNE-SSW (20° environ). L'alignement oriental regroupe le plus grand nombre d'îles et les plus importantes : Tongatapu, Eua, Nomuka, Lifuka et Vava'u. Ce sont des îles coralliennes dont le socle serait d'origine volcanique comme à Eua la seule île où sous les calcaires on retrouve ce socle volcanique. L'alignement occidental est formé d'îles volcaniques, Ata, Tofua, Kao, Late et Fonualei dont certaines ont toujours une activité fumerolienne et de récifs affleurants (anciens volcans arasés) comme Falcon, Metis Shoal, Home Reef et Curaçao Reef à l'extrême nord de l'arc (voir Pl. 7).

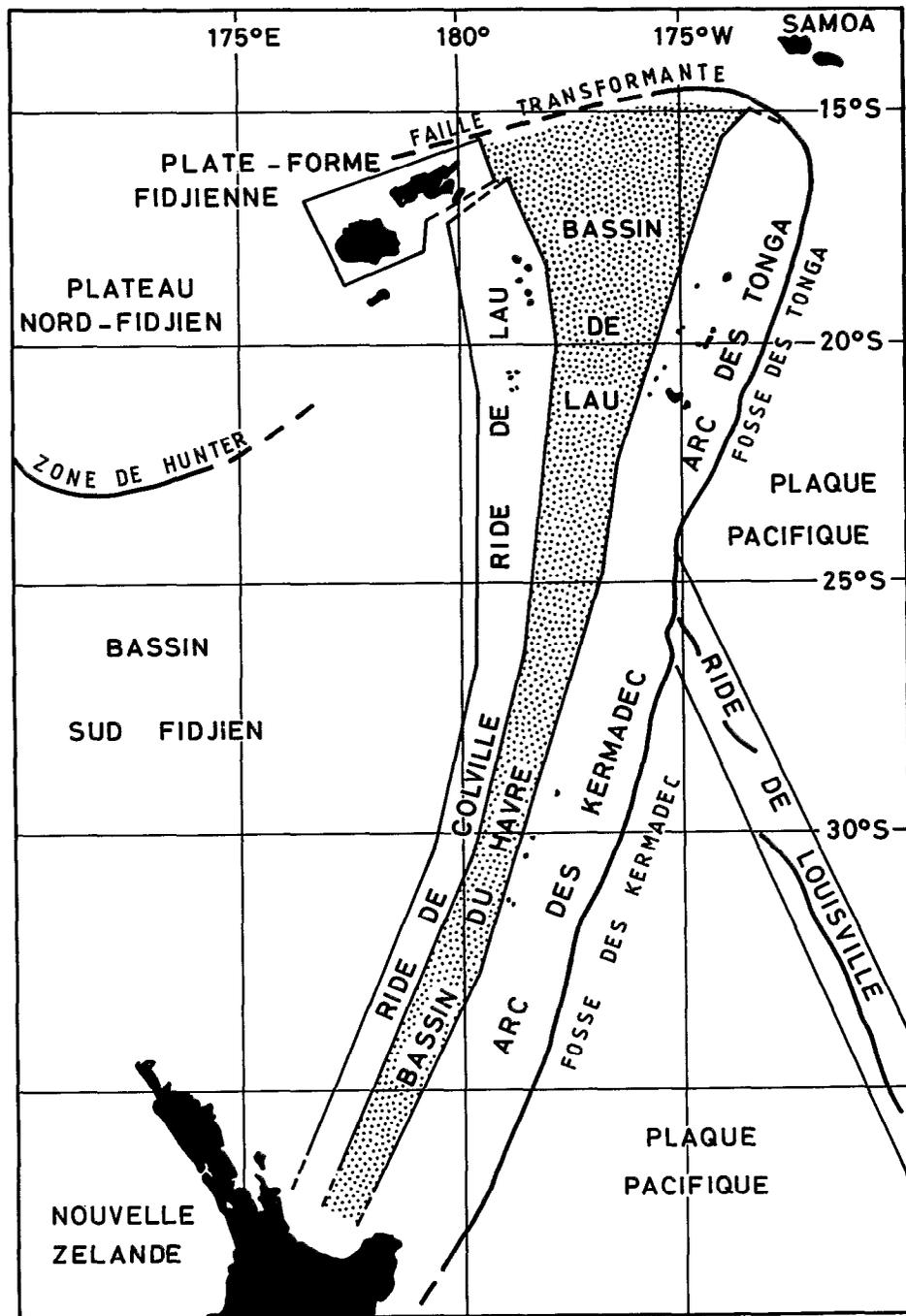
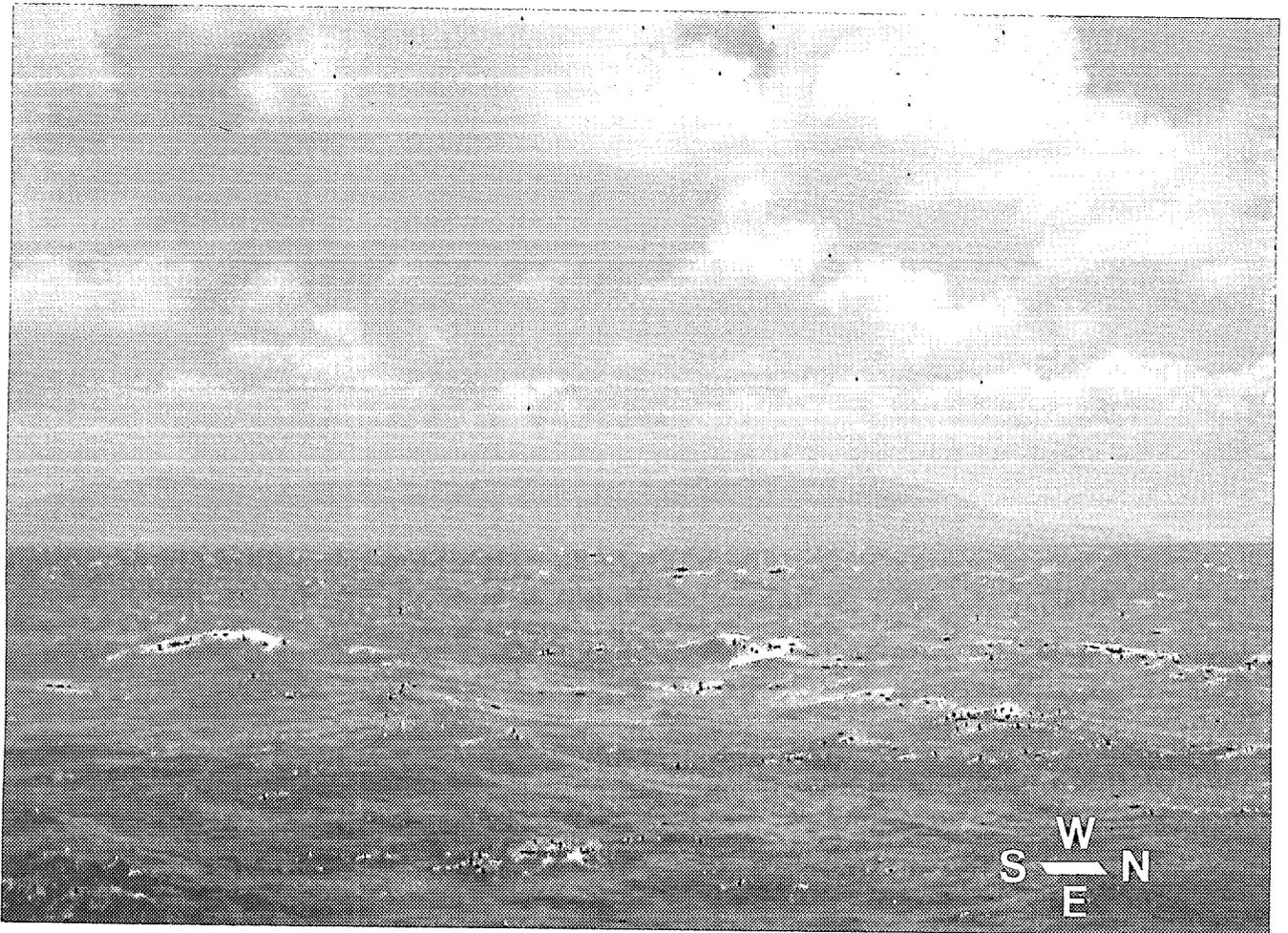
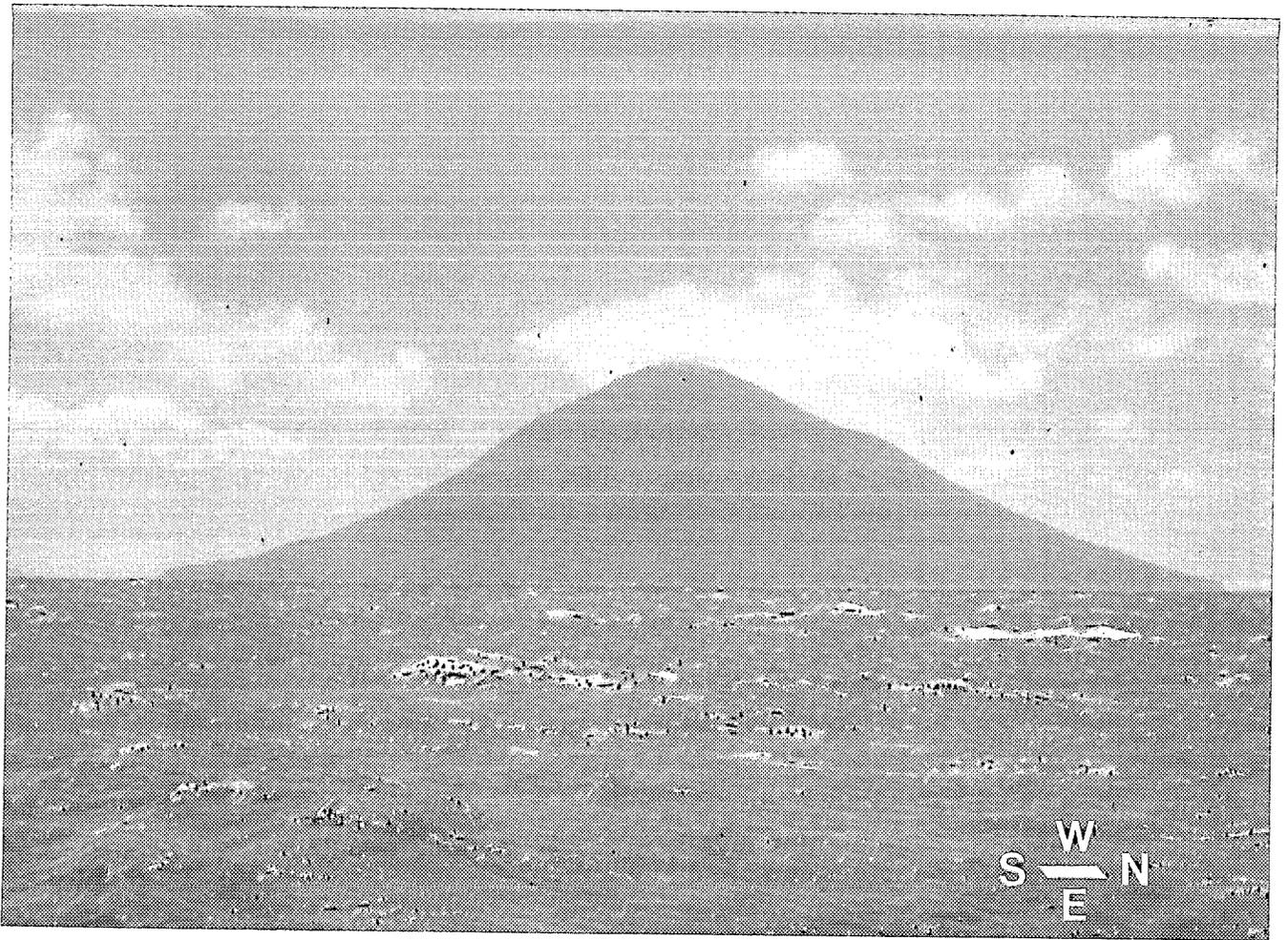


Fig. V-2 . Carte schématique de la région montrant les grandes zones structurales.

Planche 7 - Volcans de l'arc insulaire des Tonga. En haut : Kao, le point culminant du Royaume des Tonga (1109 m). En bas : Tofua est une caldeira avec un lac d'eau douce. Photos J. DUPONT (clichés ORSTOM) prises à bord du N.O. CORIOLIS lors du profil EVA 729. Pour la localisation voir les figures V-3 et 6.



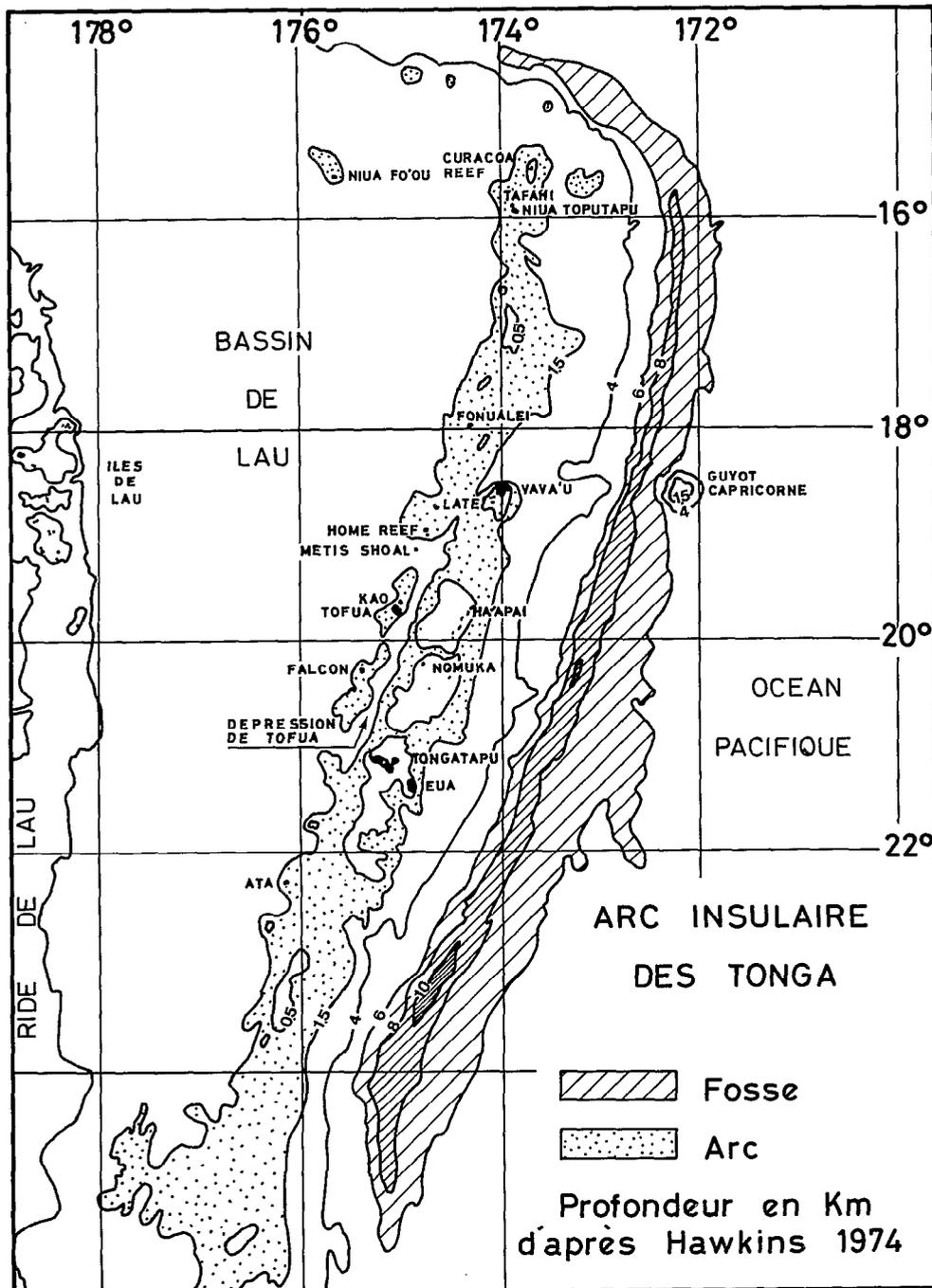


Fig. V-3 . Le Royaume des Tonga. Bathymétrie simplifiée d'après la carte d'HAWKINS (1974).

Le point culminant du Royaume est le volcan éteint de l'île de Kao (1109 m). En dehors de tout groupe et de tout alignement on trouve une île volcanique Niua Fo'ou.

Le volcanisme est toujours actif. L'île Falcon depuis sa découverte en 1781 a fait plusieurs apparitions, sa dernière disparition date de février 1949 (RICHARD, 1962). Curaçao Reef était en éruption en juillet 1973 et tout récemment un nouveau volcan est apparu entre Kao et Late en juin 1979, en août cette nouvelle île baptisée Lateiki avait une superficie de 3 hectares.

L'arc insulaire des Kermadec

Les Kermadec sont constituées par un petit nombre d'îles volcaniques dont les principales sont Raoul, Macauley, Curtis, Herald et l'Espérance. Ces îles appartiennent à la Nouvelle-Zélande, elles sont inhabitées sauf Raoul sur laquelle une station météorologique nécessite la présence d'une dizaine de personnes (Fig. V-1 et 7).

La région des Tonga-Kermadec est étudiée depuis de longues années car c'est une zone tectoniquement importante. Notre étude aura deux buts :

- faire le point des recherches déjà réalisées sur cette frontière actuelle des plaques Australo-indienne et Pacifique à l'est de la zone de marges du Sud-Ouest du Pacifique,
- contribuer à une meilleure connaissance de cette limite grâce à la sismologie et à un nouveau levé de profils bathymétriques associé à des données récentes en réfraction et gravimétrie recueillies essentiellement sur le système arc-fosse des Tonga.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Antérieurement à 1800, seuls les écrits des navigateurs ayant touché terre aux Tonga nous apportent des informations sur ces îles. De 1800 à 1900 outre les récits de voyages, nous trouvons aussi des descriptions de volcans, quelques premières études pétrographiques et même une étude géologique des Tonga datée de 1811. De 1900 à 1950 les études scientifiques se multiplient, en géologie (HOFFMEISTER, 1932), en pétrographie, en volcanologie et toutes viennent enrichir nos connaissances aussi bien sur les îles coralliennes que sur les volcans en activité. De 1950 à nos jours toute la gamme des Sciences de la terre, de la Géologie à la Géophysique, est employée pour mieux connaître cette région : sismicité par GUTENBERG et RICHTER (1954), réfraction par RAITT, FISHER et MASON (1955), gravimétrie par TALWANI, WORZEL et EWING (1961), pétrographie par EWART et BRYAN (1973). Si l'expansion des océans et le renouvellement de la croûte océanique ont pu être démontrés à partir de l'étude des anomalies magnétiques et de la ride médio-atlantique vers 1960-1965 c'est dans le Pacifique et plus spécialement après l'étude sismologique des arcs insulaires des Tonga et Kermadec que la disparition de la croûte océanique dans les zones de subduction a complété le schéma de la tectonique globale comme le prouvent les travaux de SYKES (1966), ISACKS *et al.* (1968-1969).

Les données antérieures sont nombreuses ; parmi elles on peut citer :

- les cartes bathymétriques existantes (MAMMERICKX *et al.*, 1971 ; EADE, 1971 ; HAWKINS, 1974) (1) montrent des différences morphologiques entre la ride des Tonga et celle des Kermadec que nous précisons par de nouveaux profils bathymétriques (voir H.V. V-1, 2, 3, 4).
- les données géophysiques, essentiellement la sismologie, apportent des précisions sur les mécanismes de subduction de la plaque Pacifique sous les arcs insulaires :

. disparition vers l'ouest de la plaque Pacifique sous la plaque Australo-indienne au niveau de la fosse des Tonga-Kermadec et passage de la zone de subduction à une faille transformante senestre au nord des Tonga (ISACKS *et al.*, 1968-1969),

(1) Les nouveaux profils bathymétriques ne montrent que peu de différence avec la carte de J.W. HAWKINS, l'auteur a préféré utiliser cette dernière. Elle a déjà été publiée dans "The geology of Continental Margins". 1974. Editeurs C.A BURK et C.L. DRAKE, Springer-Verlag, New-York.

. continuité du plan de Benioff entre Tonga et Kermadec (ISACKS and BARAZANGI, 1977),
 . à la zone de moindre activité sismique située au niveau de l'intersection de la fosse Tonga-Kermadec et de la ride de Louisville on peut opposer, au nord, une zone de forte activité sismique correspondant au passage de la subduction à la faille transformante est-ouest (LOUAT, 1977),

. à l'ouest des rides Tonga et Kermadec on trouve respectivement les bassins de Lau et du Havre. Le manteau supérieur sous le bassin de Lau est caractérisé par une grande atténuation des vitesses des ondes P et S. La limite orientale de cette zone d'atténuation est située près de la ligne volcanique active des Tonga. Ces caractéristiques ne semblent pas s'étendre au bassin du Havre (BARAZANGI and ISACKS, 1971 - AGGARWAL *et al.*, 1972). Le bassin de Lau est aussi caractérisé par un flux de chaleur élevé, une couverture sédimentaire fine et par une croûte de type océanique.

- Enfin il est important de noter les différences existant entre le système arc-fosse des Tonga-Kermadec et le système de subduction fonctionnant sous l'île Nord de la Nouvelle-Zélande, le premier s'étend dans un environnement de croûte océanique tandis que le second se développe juste au sud des Kermadec dans un environnement de croûte continentale.

- Les données géophysiques en notre possession et résumant les travaux antérieurs ont été regroupées dans le tableau V-1. Ce tableau montre l'absence de mesures de réfraction dans le bassin et sur la ride de Lau. Les données de réfraction recueillies sur la ride de Colville et dans le bassin du Havre (SHOR *et al.*, 1971) sont reprises par beaucoup d'autres auteurs et présentées comme des données applicables au bassin et à la ride de Lau. La réciproque est également vraie entre Tonga et Kermadec, cette dernière ride étant moins étudiée.

La zone des Tonga-Kermadec s'étend entièrement dans un environnement de croûte océanique. Cette homogénéité nous permettra sans faire de distinction particulière de voir, tour à tour, les travaux antérieurs réalisés sur la plate-forme fidjienne, la ride de Lau, le bassin de Lau et la ride des Tonga.

Zones	Réfraction* Épaisseur croûte	Profondeur maxi zone sismique	Profondeur zone sismique s/volcans	Angle de plon- gement du Benioff	Vitesse subduction plaque Pacifique au niveau	Age d'ouvertu- re des bassins
Plaque Pacifique	6.1 km (1)					
Fosse Tonga	11.2 km (1)					
Arc Tonga	10.1 km (1) (Tofua) Vitesse maximale = 7.7 km/s	650 km (5)	100 km (6) 150-180 km (4) (7)	45° (8) 43°-45° (4)	91 mm/an (9)	
Bassin Lau		données de sismique réflexion - magnétisme - bathymétrie - flux de chaleur				5 MA (3) 10-5 MA (10) (11)-(12) 6 à 5 et 3.5 MA(13) 2.5 MA (14)
Ride de Lau		données de sismique réflexion - magnétisme - bathymétrie				
Fosse Kermadec	2.7 à 5.6 km (2) V = 7.8 km/s					
Arc Kermadec	13.7 à 18.4 km (2) (3)	550 km (5)	200-240 km (6) 240-260 km (4) (7)	50° (6) 55°-60° (4)	47 mm/an (9) (Sud Kermadec)	
Bassin Havre	5.8 à 9.4 km (2)					1.8 MA (14)
Ride Colville	11.7 à 18.3 km (2) (3)					
Nelle Zélande	≈ 30 à 40 km (4)	300 km (5) 200 km au SO (4) 400 km au NE	120-150 km (4) (7)	70° (7) (4)	32 mm/an (9)	
* épaisseur de la croûte à partir du fond de la mer. Quand le Moho n'est pas atteint la vitesse maxi est marquée (1) Raitt <i>et al.</i> , 1955 (5) Uyeda <i>et Kanamori</i> , 1979 (9) Le Pichon, 1968 (13) Weissel, 1977 (2) Shor <i>et al.</i> , 1971 (6) Sykes, 1966 (10) Chase, 1971 (14) Malahoff <i>et al.</i> (in prep) (3) Karig, 1970 <i>a et b</i> (7) Sameshima, 1975 (11) Sclater <i>et al.</i> , 1972 <i>a</i> (4) Ewart <i>et al.</i> , 1977 (8) Isacks <i>et al.</i> , 1968 (12) Hawkins, 1974						

Tableau V-1 . Récapitulation des données géophysiques.

La plate-forme fidjienne

La pétrographie et la tectonique des Fidji (Fig. V-1 et 2) ont surtout été étudiées par RODDA (1967) sur l'île de Viti Levu. De ses conclusions on peut retenir que :

- les plus vieilles roches volcaniques connues sont d'âge Eocène moyen ;
- l'alternance de roches volcaniques et sédimentaires à foraminifères implique une succession de phases éruptives séparées par des périodes plus ou moins longues pendant lesquelles les dépôts sédimentaires s'accumulaient ;
- les mouvements tectoniques sont toujours localisés ;
- le volcanisme a pris fin il y a 5 à 4.7 M.A.

Les études du magnétisme et du paléomagnétisme laissent supposer que la plate-forme fidjienne a subi suivant les auteurs, soit une rotation de 21° dans le sens inverse des aiguilles d'une montre en 4 à 4.5 M.A. (hypothèse de JAMES et FALVEY, 1978), soit une rotation de 55° dans le même sens alors que le plateau Nord-Fidjien se formait en 8 M.A. (hypothèse de MALAHOFF *et al.*, 1979b).

Sans être sûr de la valeur du mouvement effectué par la plate-forme fidjienne, il semble bien que l'on puisse la considérer comme un ancien élément de la ride de Lau, autrefois dans le prolongement de cette dernière.

Les îles et la ride de Lau

Alors qu'il fallait attendre 1970 pour que la morphologie sous-marine de la ride de Lau soit étudiée (PACKHAM and TERRILL, 1975 ; PACKHAM, 1978) les îles faisaient déjà l'objet de nombreuses études entre 1880 et 1930 par AGASSIZ, DANA et DAVIS qui voulaient y voir l'exemple type de l'évolution des atolls. LADD et HOFFMEISTER (1945) étudient la morphologie et la pétrographie de ces îles volcaniques et coralliennes. De leurs travaux il faut retenir que :

- ces îles ont une origine volcanique,
- elles ont été le siège de nombreux mouvements verticaux avec émergence, érosion aérienne, immersion, sédimentation de dépôts calcaires, nouvelle émergence. Les surrections peuvent atteindre 60 à 95 m, les périodes de stabilité ont permis la formation de terrasses au niveau de la mer que nous pouvons maintenant retrouver à des altitudes variables.

Relations entre la plate-forme fidjienne et la ride de Lau

GILL et Mc DOUGALL (1973), GILL (1976a-1976b) ont revu les caractères pétrographiques de cette zone. D'après GILL (1976a) on trouve aux îles de Lau la série suivante en commençant par les formations les plus anciennes :

- socle volcanique des îles, daté de 9 à 6.4 M.A.,
- calcaire futunien daté par des foraminifères planctoniques comme Miocène supérieur à Pliocène inférieur,
- une nouvelle série volcanique âgée de 3.9 à 3.5 M.A.

D'un point de vue pétrographique, GILL (1976 a) considère d'une part que la plate-forme fidjienne (Viti Levu, Vanua Levu, Kandavu et Taveuni) malgré sa position géographique spéciale par rapport à la ride de Lau fait partie de cette dernière structure et d'autre part que, même si les roches les plus anciennes connues de Lau sont âgées de 9 à 6.4 M.A., cela ne veut pas dire qu'on ne puisse y trouver, comme à Viti Levu des formations Eocène supérieur.

Suivant cette hypothèse et avec les datations K/Ar de GILL et Mc DOUGALL (1973) l'histoire géologique de la ride de Lau serait connue de l'Eocène supérieur au Pliocène supérieur (Tableau V-2).

AGE	FIDJI	LAU (îles)
Eocène supérieur Miocène moyen	Analogie entre le volcanisme tholéiitique de Viti Levu (1) et d'Eua (Tonga)(2)	
Miocène supérieur		Volcanisme calco-alcalin 9 à 6.4 MA (3)
Limite Mio/Pliocène	Volcanisme calco-alcalin 6 à 5 MA (4)	Calcaire futunien
Pliocène inférieur	Volcanisme shoshonitique 5.3 à 4.9 MA (4)	
Pliocène moyen	Volcanisme shoshonitique 4.5 à 3.0 MA (4)	
Pliocène supérieur		Volcanisme calco-alcalin 3.9 à 2.8 MA (3)
(1) P. Rodda (1967) (2) Ewart et Bryan (1972)		(3) Gill (1976 a) (4) Gill et McDougall (1973)

Tableau V-2 . Chronologie des événements géologiques sur Fidji et les îles de Lau.

La ride des Tonga

La première étude importante concernant la géologie a été faite sur l'île d'Eua par HOFFMEISTER (1932) et a permis de mettre en évidence des roches volcaniques anciennes sous des calcaires datés Eocène supérieur. C'est le résultat le plus important de l'étude d'HOFFMEISTER et c'est l'argument qui a fait qu'on donne un âge anté-Eocène supérieur à l'arc insulaire des Tonga. Sur cette île comme pour celles de la ride de Lau, HOFFMEISTER met en évidence une série de mouvements verticaux depuis l'Oligocène avec érosion aérienne lors des surrections.

Vingt ans après, l'expédition Capricorne (1952-1953) réalise des travaux de géophysique sur la fosse des Tonga et RAITT *et al.* publient en 1955 leurs résultats de morphologie et de réfraction qui comprennent en particulier l'étude morphologique du guyot Capricorne et de la fosse et trois profils réfraction implantés parallèlement aux structures majeures de l'arc, l'un sur la plaque plongeante (C 9), un second pratiquement au fond de la fosse (C 10-11) et le dernier dans la dépression de Tofua (C 8) en arrière de l'arc (Fig. V-17).

Les vitesses observées dans les différentes couches de ces profils ont été regroupées avec les résultats de la campagne EVA VII dans le tableau V-4. Les résultats principaux sont :

- . la faible épaisseur des couches sédimentaires tant sur la plaque plongeante qu'au fond de la fosse,
- . l'existence d'une couche à 5.2 km/s beaucoup plus épaisse sous la fosse que sur la plaque plongeante et probablement d'origine volcanique ou volcanoclastique,
- . l'existence sous la dépression de Tofua, d'une vitesse à 7.6 km/s qui pose le problème de la profondeur du Moho. Cette vitesse est-elle représentative du manteau supérieur ?

Ces travaux ont été repris par TALWANI *et al.* (1961) et réinterprétés en tenant compte des mesures gravimétriques effectuées en 1956 par le sous-marin HMS Telemachus à l'aide d'un pendule Vening Meinesz (mesures en station). L'anomalie de gravité calculée à partir du modèle de vitesse, en utilisant la loi de correspondance vitesse-densité de NAFE et DRAKE (1957b) est en bon accord avec les valeurs observées si on introduit, au niveau de la fosse, une couche "sismiquement masquée" de vitesse 7.6 km/s vers 20 km de profondeur ; le Moho serait alors 23 km plus bas que ne l'indique le profil C 8 de RAITT. A partir de cette hypothèse on trouve sous l'arc proprement dit une croûte d'une épaisseur totale de 36 km tandis que sous la plaque plongeante elle n'est que de 11.5 km. Les courbes de dispersion des ondes de Love et de Rayleigh calculées à partir de ce modèle ne sont en accord avec les valeurs observées par OFFICER (1955) que si on admet une vitesse de cisaillement anormalement basse correspondant à une valeur de σ de l'ordre de 0.34.

Toujours en ce qui concerne les études gravimétriques sur l'arc des Tonga il faut noter une mission de la National Oceanic and Atmospheric Administration effectuée en 1971, la South Pacific Traverse RP-7-SU-71 (LUCAS, 1972) et la campagne 49 du N/O VITYAZ en 1971 par l'Institut de Physique de la Terre de Moscou (KOGAN, 1976).

Au cours de l'expédition Nova (1967) des roches sont draguées dans la zone des Tonga par plus de 9000 m vers 20°25 S et 173° 16 W. FISHER et ENGEL (1969) ont trouvé des basaltes et des tufs dans les dragages de plus de 7000 m, des péridotites et des dunites fraîches ou serpentinisées dans ceux entre 9150 et 9400 m. Pour ces auteurs les roches ultramafiques draguées par plus de 9000 m forment le flanc interne de la fosse à la suite de fractures.

A partir de 1970 toute une série de travaux pétrographiques sur les îles tongiennes est publiée. BAUER (1970) donne un âge Pléistocène supérieur à Tofua, BRYAN *et al.* (1972) concluent d'après la topographie et quelques données de paléomagnétisme que l'activité des volcans des Tonga est récente. EWART et BRYAN (1972) postulent que la série ancienne d'Eua représente le sommet d'un complexe ophiolitique formé dans cette zone au tout début de la subduction. En 1973 les mêmes auteurs concluent que le volcanisme ancien d'Eua est pétrographiquement fort semblable aux laves des arcs insulaires. Enfin en 1977 EWART *et al.* font une synthèse de toutes les données géologiques et géophysiques de Kermadec et des Tonga. Du point de vue pétrographie on peut tirer de leur conclusion les faits suivants :

- le volcan de Niua Fo'ou n'est pas lié à l'arc des Tonga. Les laves sont des tholéïtes comme celles du bassin de Lau beaucoup plus proches des laves de plancher océanique ;
- les laves des Tonga sont typiquement des tholéïtes d'arc insulaire, celles des Kermadec ont les mêmes caractéristiques pétrochimiques mais présentent une plus grande variabilité ;
- depuis les tholéïtes des arcs insulaires Tonga et Kermadec jusqu'à celles du volcan Niua Fo'ou et du bassin de Lau il semble que l'on ait une série continue.

Du point de vue sédimentologie, les profils sismique réflexion réalisés sur l'arc des Tonga par la Mobil Oil Corporation ainsi que les résultats des forages sur l'île de Tongatapu donnent de bonnes informations sur l'épaisseur des sédiments recouvrant cet arc. Sur Tongatapu les deux forages ont dépassé une profondeur de 1680 m, presque exclusivement dans des sédiments volcanoclastiques ayant les caractères de dépôts marins de moyenne à grande profondeur. La base du forage est datée Miocène inférieur (TONGILAVA and KROENKE, 1975 ; KATZ, 1976) et la transition entre les sédiments pélagiques et les calcaires récifaux se situe vers 300 m de profondeur à la limite Pliocène supérieur -

Pliocène inférieur (3.5 M.A. environ). De leur côté, les profils de sismique réflexion multitrace montrent une épaisseur de plus de 3.000 m sur la ride des Tonga (KROENKE and TONGILAVA, 1975; KATZ, 1976).

Relations entre les rides de Lau et Tonga

Les données pétrographiques de GILL (1976 a) lui permettent d'opter pour l'hypothèse de KARIG (1970 a) qui fait des rides de Lau et Tonga les deux parties d'un même arc, actuellement séparées par l'ouverture du bassin inter-arc de Lau. Cette hypothèse est étayée par une symétrie entre les deux rides par rapport au bassin de Lau, symétrie morphologique puisque les flancs se faisant face sont plus abrupts que les pentes extérieures mais aussi, symétrie dans la distribution et l'épaisseur des sédiments. GILL est donc amené à faire une série de comparaisons entre ces deux rides. Outre les ressemblances morphologiques, nous avons une série de caractères concordants que nous étudierons chronologiquement.

- A l'Eocène :

Une faune de mer peu profonde se retrouve sur les deux rides. Elle est datée Eocène supérieur, c'est la plus vieille faune trouvée dans cette zone. Aux Tonga cette faune recouvre sur Eua un volcanisme non daté.

EWART et BRYAN ont suggéré en 1972 que ces roches anté-Eocène supérieur pouvaient être représentatives du volcanisme d'un arc insulaire en formation mais c'est GILL (1976 a) en conclusion de ses travaux qui dit que le socle volcanique exposé à Eua appartient à un arc insulaire existant avant l'Eocène supérieur et qu'il ne s'agit ni d'un morceau de croûte océanique surélevée ni d'un guyot du même âge.

Aux Tonga comme aux Fidji les deux volcanismes appartiennent à la série tholéitique du type arc insulaire.

- Au Miocène :

Le Miocène inférieur et moyen semble sans changement sur les deux rides.

Au Miocène supérieur le volcanisme de Lau et les séquences volcanosédimentaires de la série des Tonga impliquent que les rides étaient encore contiguës à cette époque. Toujours d'après GILL (1976 a) ces rides représentaient, l'une, l'arc frontal et la ligne volcanique (Lau) tandis que l'autre figurait la partie comprise entre la fosse et l'arc frontal (Tonga) d'un arc insulaire unique - Miocène supérieur - sous lequel la plaque Pacifique s'enfonçait d'est en ouest.

GILL et GORTON (1973) s'appuient sur des critères géochimiques pour dire que les îles de Lau et Vanua Levu étaient plus près de la zone de subduction Miocène supérieur que ne l'était Viti Levu et que la subduction venait de l'est.

GILL (1976 a) remarque que la ligne volcanique Miocène supérieur (6 à 5 M.A.) se trouve actuellement sur le bord oriental de la ride de Lau comme l'indique la distribution des roches de cet âge. A l'ouverture du bassin de Lau, la rupture sur la ride de Lau-Tonga a dû se développer dans une zone de faiblesse structurale comme celle qui existe le long des lignes volcaniques ainsi que le suggère BISCHKE (1974).

- Au Pliocène :

Le fonctionnement de cet arc insulaire miocène n'a pas dû se poursuivre bien au-delà de la limite Miocène-Pliocène inférieur car la sédimentation sur les Tonga devient récifale à partir du Pliocène supérieur (TONGILAVA and KROENKE, 1975), ce qui indique une surrection de la ride car la sédimentation n'est plus pélagique mais récifale et aussi un isolement complet de la ride des Tonga par rapport aux sources de sédiments volcanoclastiques. Les causes qui provoquent l'arrêt des apports volcaniques sur le sommet de l'arc pourraient être de deux sortes :

- . éloignement des volcans de Lau car c'est le début de l'ouverture du bassin inter-arc ;
- . piégeage des dépôts des volcans tongiens. Malgré le début du nouveau volcanisme tholéitique des Tonga les dépôts n'atteignent plus la ride car les sédiments volcanoclastiques se déposent à la fois à l'ouest en bordure du bassin de Lau naissant, et à l'est dans la dépression de Tofua.

Le volcanisme se poursuit sur Lau puisque des manifestations volcaniques y sont datées de 2.8 M.A. et même plus tard sur l'île de Taveuni (sud-est de Vanua Levu) où elles ne semblent avoir que 2.000 à 700 ans (GILL and Mc DOUGALL, 1973). Ceci est comparable aux volcans de la côte occidentale des Etats-Unis qui ont émis des laves andésitiques 15 M.A. après la fin de la subduction (GIROD, 1978).

Les bassins de Lau et du Havre

Le phénomène d'ouverture en arrière des arcs conduit à la création de nouvelle croûte océanique et à l'expansion de bassins inter-arc. C'est KARIG (1970 a) qui le premier a fait des bassins de Lau et du Havre, des bassins inter-arc en expansion. Lors de son ouverture le bassin de Lau émet des basaltes tholéitiques assez proches de ceux des rides médio-océaniques mais montrant une tendance "arc insulaire" par leurs caractères isotopiques et la présence de certains éléments traces (GILL, 1976 a).

Depuis KARIG différentes hypothèses s'affrontent tant pour l'âge du bassin de Lau que pour le mécanisme d'ouverture. Chronologiquement on a :

- KARIG (1970 a) propose une ouverture du bassin à partir d'un "vieux" arc insulaire qui se divise en deux il y a 5 M.A. De ce fait il crée le concept du bassin inter-arc et de l'arc rémanent ou 3ème arc de Vening-Meinesz. Le volcanisme des Tonga aurait 5 M.A.

- De son côté CHASE (1971) pense que l'ouverture du bassin a commencé il y a au moins 10 M.A. Cet auteur propose deux mécanismes d'ouverture dans lesquels la ride de Peggy joue le rôle d'axe d'expansion avec une seule ouverture NE-SW dans la première hypothèse à laquelle il ajoute une ouverture NW-SE dans la seconde, le bassin de Lau étant alors limité au nord par une faille transformante est-ouest faisant suite à la zone de subduction des Tonga.

- Les résultats de SCLATER *et al.* (1972a) confortent l'hypothèse initiale de KARIG mais dans le mécanisme d'ouverture proposé par ces auteurs la ride de Peggy n'est pas un axe d'expansion mais une faille transformante. L'ouverture du bassin est NW-SE et a commencé entre 10 et 5 M.A.

- Pour HAWKINS (1974) le stade initial d'ouverture du bassin se place aussi entre 10 et 5 M.A. mais son mécanisme diffère de celui de KARIG car il n'y a pas coupure en deux de l'ancien arc insulaire mais création d'un deuxième, conséquence de la migration vers l'est de la zone sismique.

- En 1977 WEISSEL étudie les anomalies magnétiques et propose un mécanisme d'ouverture du bassin de Lau en deux temps :

. entre 6 ou 5 M.A. et 3.5 M.A. : formation d'un bassin en expansion compris entre les rides de Lau et Tonga assez semblable au bassin du Havre actuel ;

. de 3.5 M.A. à nos jours : après un déplacement brutal de l'axe d'expansion ("jump" des auteurs anglo-saxons) l'ouverture reprend suivant le schéma actuel lequel comprend plusieurs éléments importants : un rift orienté N-S entre 17°30 et 21° sud où il se bloque contre l'arc des Tonga,

une première faille transformante NW-SE qui est la ride de Peggy, une deuxième faille transformante SW-NE appelée zone de fracture de Roger, enfin un point triple, jonction des trois premiers éléments (Ride-Faille-Faille).

- MALAHOFF *et al.* (in prep.) ont réalisé pour la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) des missions aéromagnétiques sur les bassins de Lau et du Havre. D'après ces données, ces auteurs donnent un âge plus récent au bassin de Lau dont l'ouverture aurait débuté il n'y a que 2.5 M.A. (anomalie 2') et 1.8 M.A. (anomalie 2) pour le bassin du Havre.

- Enfin certains auteurs (LAWVER and HAWKINS, 1978) pensent que l'expansion des bassins arrière-arc peut se faire d'une manière plus complexe en donnant des anomalies magnétiques diffuses impossibles à corrélérer, ce qui pourrait expliquer les nombreuses hypothèses sur l'ouverture des bassins inter-arc tandis que KATZ (1976) explique la formation du bassin de Lau par un effondrement régional entre les deux rides de Lau et Tonga remontées par un jeu de failles.

Manuscrit remis en novembre 1979

Manuscrit révisé en août 1980

2**MORPHOLOGIE ET STRUCTURES SUPERFICIELLES
DE L'ARC INSULAIRE DES TONGA-KERMADEC**

par Jacques DUPONT

APPORTS NOUVEAUX

KARIG étudie les arcs insulaires depuis 1970, ses publications (1970 a,b - 1971 a,b - 1972 - 1973 - 1974) ont fortement influencé les travaux postérieurs. A deux reprises (1970-1974) KARIG crée une terminologie spéciale à chaque zone des fosses et des arcs. Ces termes ont été regroupés sur le profil synthétique de KARIG (1974) et sur un profil des Tonga en comparant les principales unités morphologiques (Fig. V-4).

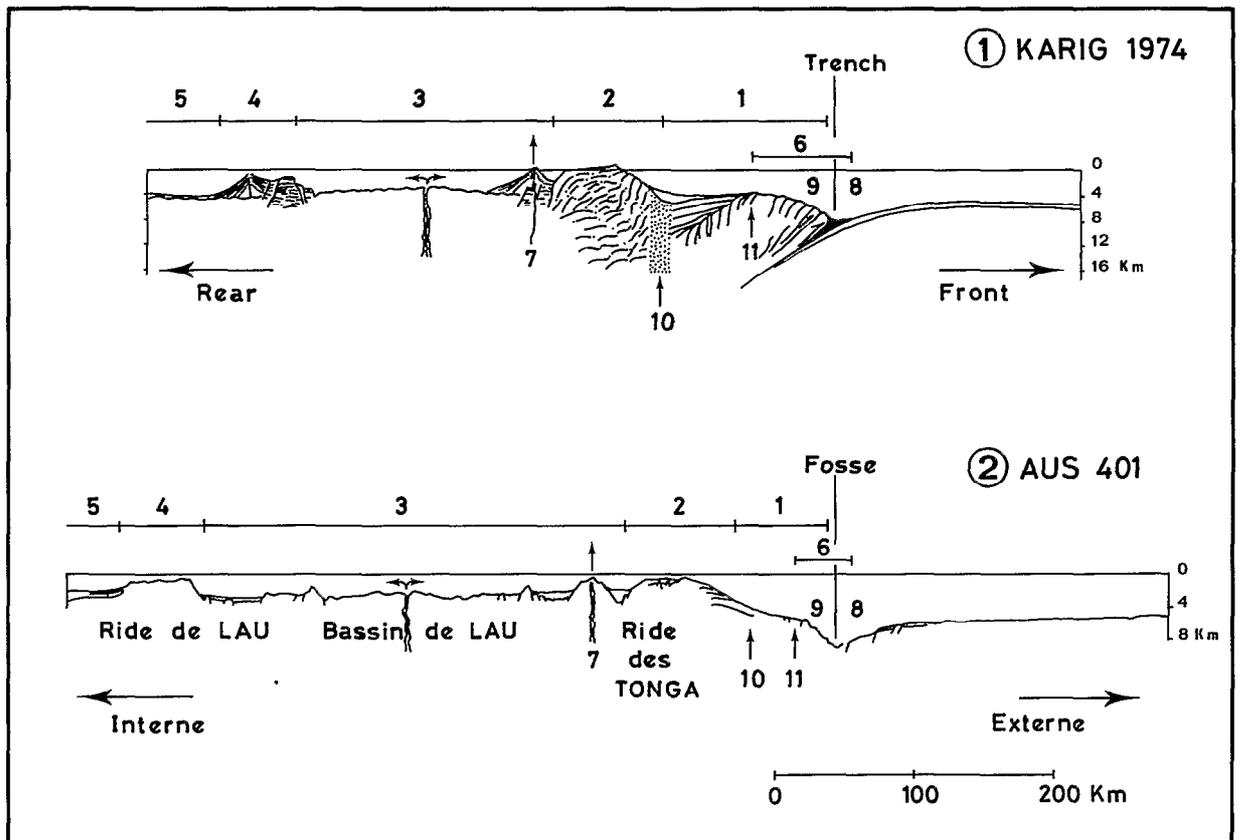


Fig. V-4 . Les différentes structures d'un arc insulaire d'après KARIG (1974) complétées et comparées à l'arc des Tonga (profil AUS 401). 1 - prisme d'accrétion. 2 - arc frontal. 3 - bassin inter-arc actif. 4 - arc rémanent. 5 - bassin arrière-arc fossile. 6 - zone de subduction. 7 - ligne volcanique actuelle. 8 - flanc externe de la fosse. 9 - flanc interne de la fosse. 10 - discontinuité supérieure. 11 - rupture de pente de la fosse.

En 1975, KARIG et SHARMAN essaient de codifier les descriptions morphologiques des arcs insulaires en créant une classification basée principalement sur la morphologie et la structure de la pente interne de la fosse. Cette classification comprend trois familles décrites succinctement comme suit (Fig. V-5):

A - C'est le cas le plus simple dans lequel la pente interne de la fosse ne présente qu'une seule rupture de pente nette. Les auteurs y classent l'arc des Tonga et une partie des Kermadec.

B - Dans cette famille, la rupture de pente se situe au niveau d'une ride derrière laquelle on a un fossé sédimentaire.

C - La pente interne de la fosse est formée dans sa partie supérieure par un large "plateau".

Les termes "rupture de pente de la fosse" (Trench Slope Break), "discontinuité supérieure" (Upper Slope Discontinuity) indiquent pour KARIG des lieux privilégiés dans la morphologie des arcs insulaires. Il en est de même pour le terme "rupture de pente" (Slope Break) de DICKINSON (1973), malheureusement l'emplacement des uns et des autres sur certains profils bathymétriques est souvent une question de choix des auteurs.

Le terme "prisme d'accrétion" (Accretionary Prism) de KARIG désigne une zone de l'arc comprise entre la fosse et l'arc frontal mais il implique aussi un sens génétique, ce prisme étant formé en partie par la plaque plongeante et sa fine couverture pélagique mais aussi par les sédiments coralligènes ou volcanoclastiques qui proviennent, sous forme de turbidites, de l'arc frontal. Pour KARIG et SHARMAN (1975), les Tonga appartiennent à un système d'arc insulaire dont le prisme d'accrétion

contient une fraction importante de croûte océanique provenant de la subduction d'une lithosphère à fine couverture sédimentaire, ce qui est confirmé par les dragages dans la fosse des Tonga ayant ramené des roches ultrabasiques (FISHER and ENGEL, 1969).

Pour que notre étude morphologique puisse être comparée aux travaux antérieurs nous reprendrons la terminologie de KARIG en la complétant par des termes comme "pente externe ou mur externe de la fosse" - "pente interne ou mur interne de la fosse" dont les positions sur la morphologie de l'arc sont reportées sur la figure V-4. On trouvera la localisation des profils, figures V-6 et 7 et la morphologie sur les feuilles H.V. V-2, 3, 4.

Les généralités sur l'arc des Tonga-Kermadec ont déjà été présentées dans les chapitres précédents, nous nous contenterons de synthétiser dans le tableau V-3 toutes les données morphologiques mesurables avant de voir chaque zone de l'arc.

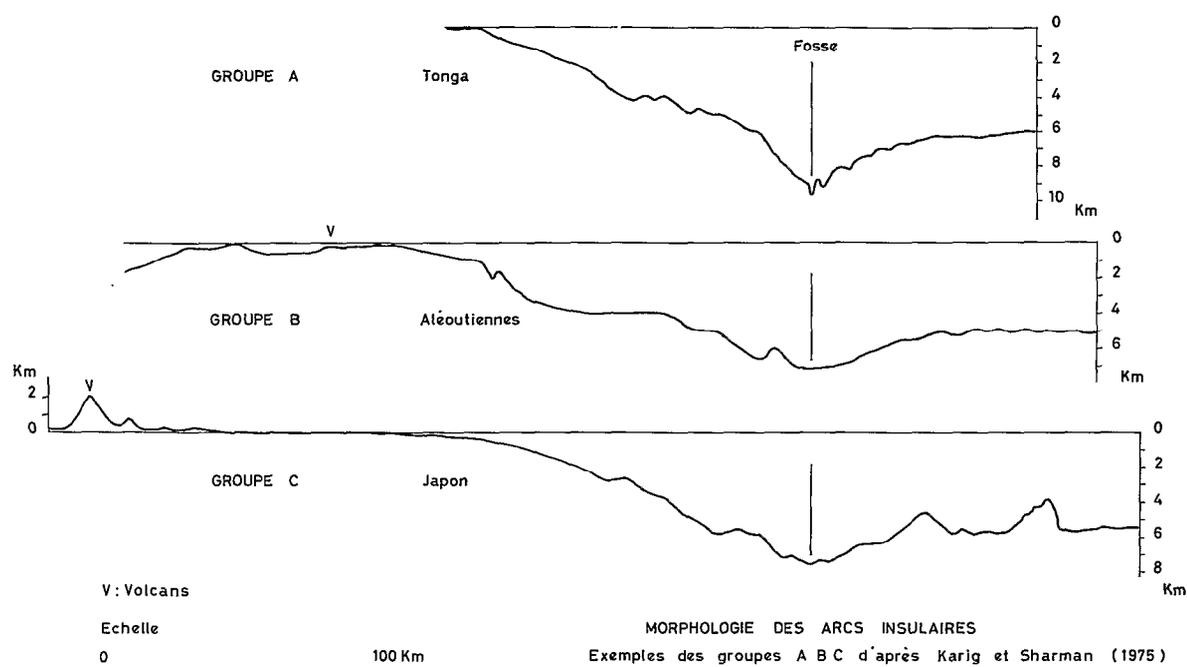


Fig. V-5 . Classification des arcs insulaires d'après leur morphologie (KARIG and SHARMAN, 1975). Les exemples sont donnés par les auteurs mais ils ont été ramenés aux échelles utilisées pour nos profils.

Le plancher océanique du Pacifique

La croûte océanique créée par la ride Est-Pacifique forme le plancher de l'océan Pacifique face à l'arc des Tonga-Kermadec.

D'après la carte Scripps (MAMMERICKX *et al.*, 1971) et nos profils bathymétriques (voir H.V. V-2, 3, 4), nous constatons que la profondeur de ce plancher est assez constante entre 5100 et 5800 m. Au-delà de 5800 m la profondeur augmente rapidement : c'est le flanc externe des fosses Tonga et Kermadec.

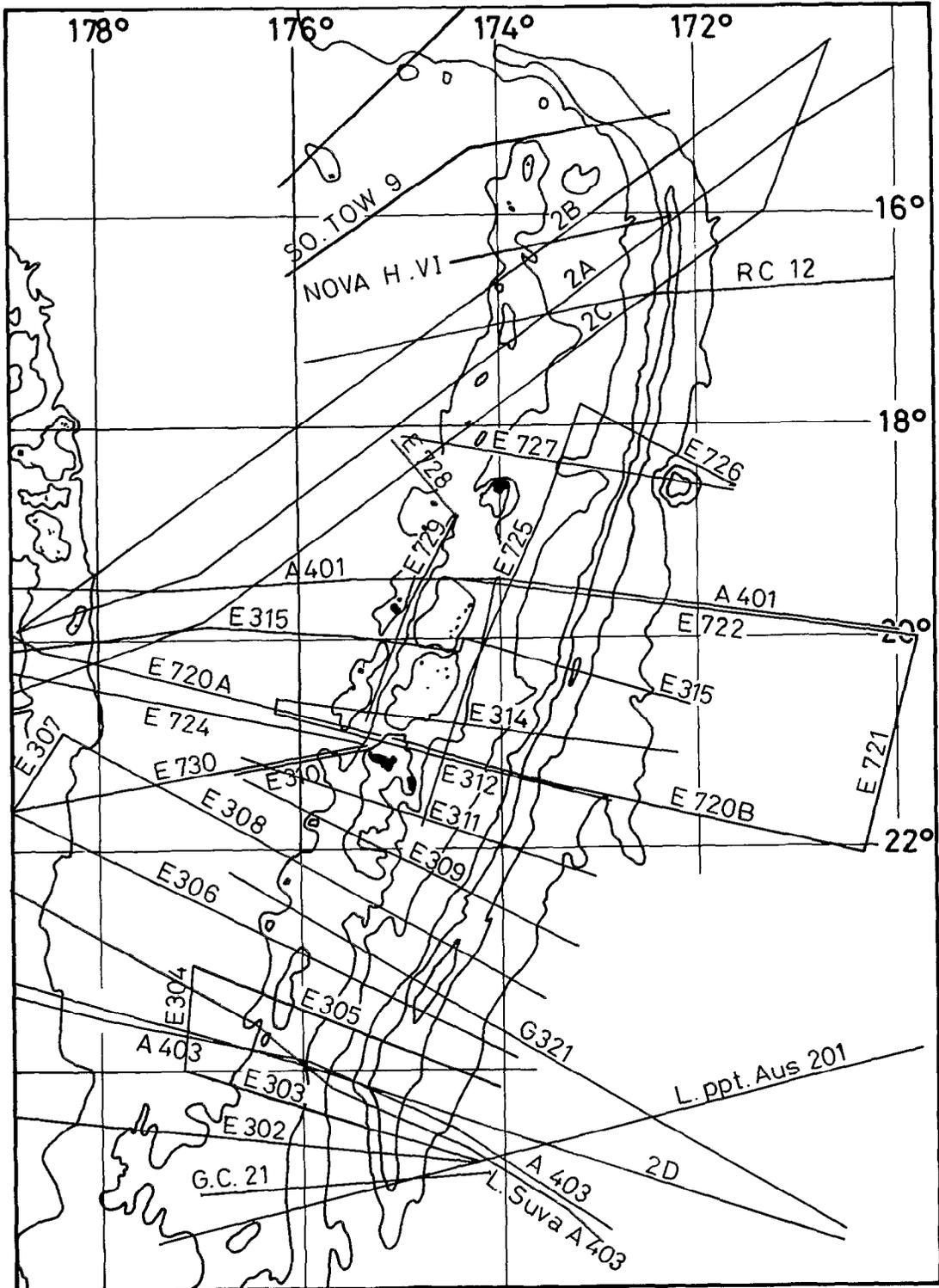


Fig. V-6 . Localisation sur l'arc des Tonga des profils utilisés dans ce chapitre. Profils ORSTOM : E = EVA, A = AUSTRADec, G = GEORSTOM, L. ppt. AUS 201 = Liaison de Papeete au profil AUS 201. Profils NOAA : 2 A à 2 D. Profils Scripps : SO. TOW 9, NOVA-H VI, RC 12, G.C.21 = Glomar Challenger 21.

Sur ce plancher océanique régulier on trouve des reliefs importants : il s'agit de montagnes sous-marines ou de guyots isolés qui n'émergent pas. Certains portent des noms : montagnes sous-marines Capricorne, Ozbourn, mais la plupart sont anonymes ; les plus importants sont :

- Dans la zone Nord-Tonga, le relief situé par 15° S et 172° 10 W a sa base à 4400 m de profondeur et son sommet à 1460 m de la surface. Il surplombe la fosse des Tonga.
- Le guyot Capricorne (18°30 S et 172° 15 W) a sa base à 5120 m de profondeur et le sommet à 730 m de la surface. Il commence à "descendre" dans la fosse des Tonga (profil EVA 727).
- Au sud des Kermadec par 35° 30 S et 176° W la montagne sous-marine a sa base à 5120 m et son sommet à moins de 365 m de la surface.

ARC	Profondeur du plancher océanique devant la fosse	Longueur de la fosse	Profondeur maximale de la fosse	Pente du flanc externe de la fosse	
TONGA	5.100 à 5.800 m	1.550 km ⁽¹⁾	10.882 m ⁽²⁾	7.6 à 12.6 % moy. 10 %	
KERMADEC	5.100 à 5.800 m	1.250 km ⁽¹⁾	10.047 m ⁽²⁾	7.9 à 8.7 % moy. 8.3 %	
ARC	Distance Discontinuité supérieure fosse	Distance volcan - fosse	Largeur de l'arc frontal	Profondeur minimale de l'arc sur les profils	Distance sommet de l'arc - Fosse
TONGA	57 à 78 km moy. 70 km	170 à 206 km moy. 190 km	91 à 122 km moy. 106 km	35 à 670 m	116 à 155 km moy. 135 km
KERMADEC	106 à 126 km	150 à 180 km	87 km	280 à 1700 m	150 à 180 km

(1) - d'après la carte Scripps (Hammerickx et al., 1971)
(2) - d'après les mesures du R/V VITYAZ - 26ème croisière 1958 - URSS (Faleyev et al., 1977).

Tableau V-3 . Données morphologiques d'après les profils GEORSTOM III (1975) - AUSTRALDEC IV (1976) - EVA III (1977) et VII (1978).

Outre ces reliefs isolés on trouve aussi une ride orientée NW-SE qui se termine contre la fosse des Tonga et Kermadec par le guyot Ozbourn (26° S-175° W) qui "descend" dans la fosse et forme un seuil servant de limite entre les fosses des Tonga et des Kermadec. Cette ride, appelée Ride de Louisville est en réalité constituée d'une succession de reliefs isolés (Fig. V-1). Certains auteurs en font un prolongement possible de la zone de fracture de l'Eltanin (HAYES and EWING, 1971) sans que cela soit toutefois fermement établi. Le guyot Ozbourn (WANOVA and LEWIS, 1972) a sa base à 4000 m et son sommet à 2.200 m de la surface.

Au niveau de la fosse, la profondeur moyenne du plancher est de 5900 m, son âge peut être évalué par diverses méthodes. D'après les anomalies magnétiques datées plus à l'est on peut simplement dire que la croûte océanique devant les Tonga-Kermadec est plus âgée que 75 M.A. (anomalie 32). La relation de PARSONS et SCLATER (1977) qui donne l'âge de la croûte en fonction de la profondeur indiquerait un âge approximatif de 120 M.A., par ailleurs des forages DSDP effectués dans le Pacifique par des profondeurs de 5969 m et 5981 m ont donné un âge de 135 à 140 M.A. sans avoir atteint le socle (SCLATER and DETRICK, 1973). Le forage DSDP 204 (BURNS, ANDREWS *et al.*, 1973a) réalisé sur la plaque Pacifique par 24°57 S et 174°06 W et par 5354 m d'eau a pénétré 160 m de croûte océanique d'âge probable Crétacé inférieur (130 à 140 M.A.). Il semble donc que l'on puisse attribuer un âge moyen de 130 M.A. à la croûte océanique devant les Tonga-Kermadec. Cette croûte océanique est un élément de la lithosphère dont l'épaisseur face aux Tonga-Kermadec serait comprise entre 90 et 110 km (DUBOIS *et al.*, 1977).

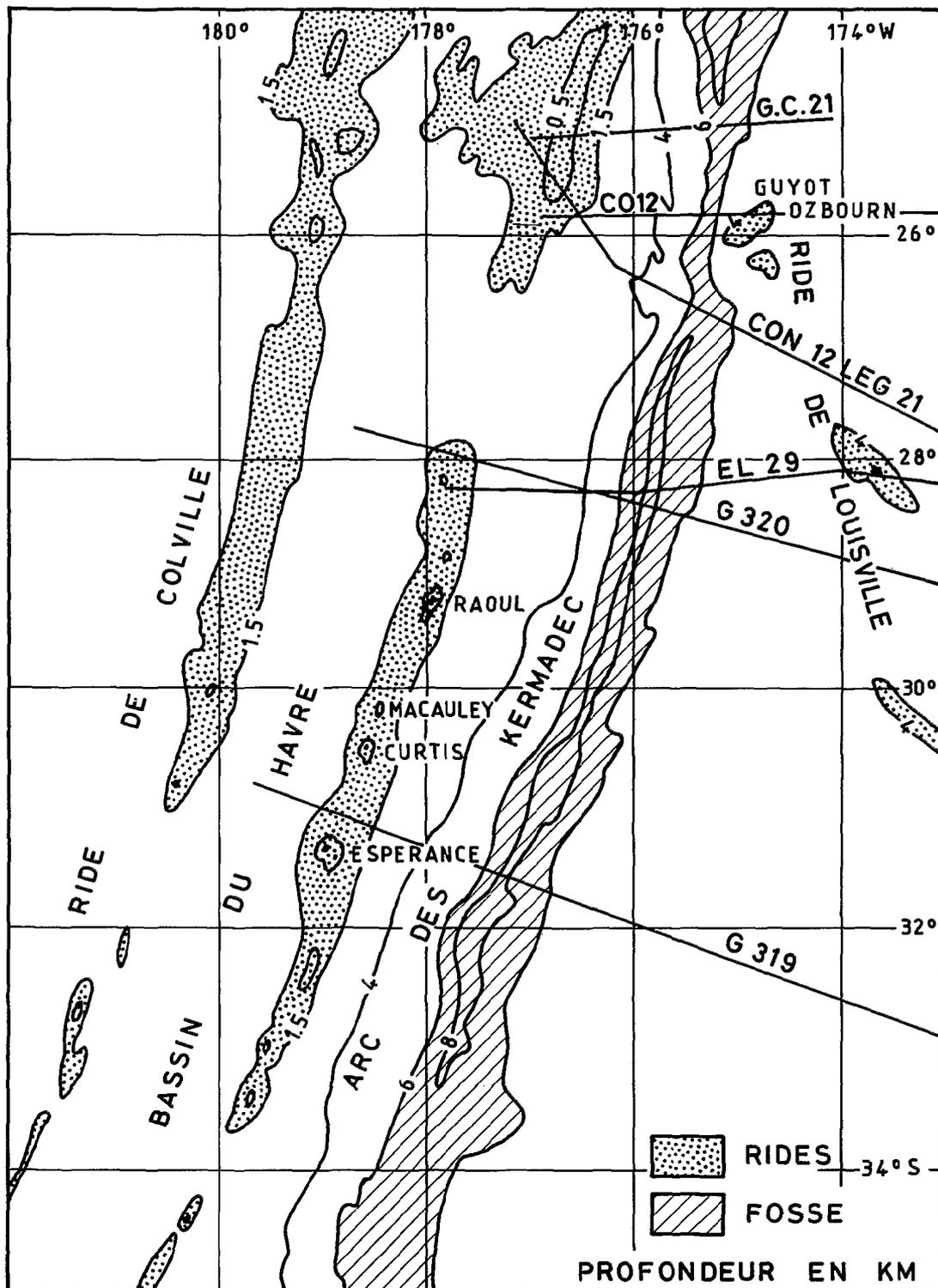


Fig. V-7 . Localisation sur l'arc des Kermadec des profils utilisés dans ce chapitre. Profils ORSTOM : G = GEORSTOM. Profils Scripps : CO 12 = CONRAD 12 Leg 21, EL 29 = Eltanin 29, G.C. 21 = Glomar Challenger 21.

Dans le volume 21 du D.S.D.P., les auteurs (BURNS, ANDREWS *et al.*, 1973a) cherchent l'origine des cendres volcaniques trouvées à la base de l'unité 1 datée de 25 M.A. (Oligocène supérieur). La position du pôle de rotation à cette époque, au sud de la Nouvelle-Zélande (PACKHAM and ANDREWS, 1975) et une vitesse moyenne de subduction de 6 cm/an de la plaque Pacifique font que le site du forage 204 devait se trouver à l'Oligocène supérieur 1500 km plus à l'est qu'aujourd'hui c'est-à-dire à 1750 km des volcans des Tonga, ce qui est sûrement trop loin pour que les cendres volcaniques aient une influence sur la sédimentation au site 204. Si les cendres de l'unité 1 ne peuvent provenir de l'arc des Tonga, elles peuvent cependant avoir pour origine le volcanisme de la ride de Louisville après l'Oligocène puisqu'il s'agit d'un relief de la plaque Pacifique se déplaçant avec elle (WATTS *et al.*, 1980). Pour les sédiments volcaniques plus anciens il faut trouver une autre source.

La fosse des Tonga et Kermadec

Après les grands traits morphologiques de la fosse Tonga-Kermadec nous verrons plus en détail la morphologie de la fosse des Tonga en l'abordant à partir de l'étude des profils longitudinaux et des coupes transversales.

Le profil longitudinal suivant l'axe de la fosse a été tracé à partir de 18 profils bathymétriques. Il est comparé à trois coupes parallèles à l'axe de la fosse, l'une sur la plaque plongeante, les deux autres sur l'arc frontal (Fig. V-8). Nous constatons que les seuils de la fosse correspondent sur la plaque plongeante aux guyots qui commencent à "descendre" dans la fosse (Capricorne et Ozbourn) et qu'aux reliefs de la plaque Pacifique et aux seuils de la fosse correspond un approfondissement de la morphologie de l'arc sauf au niveau du prisme d'accrétion. On peut penser que la présence d'un relief sur la plaque plongeante d'une zone de subduction commence très tôt à influencer la morphologie de la fosse et de l'arc bien avant qu'il ne soit dans la fosse. On constate aussi, mais cette observation est moins nette, qu'à la zone la plus profonde de la plaque plongeante correspond d'une part l'ombilic de la fosse des Tonga et d'autre part les zones les moins profondes de l'arc frontal sans toutefois atteindre les régions de l'arc où les terres émergent.

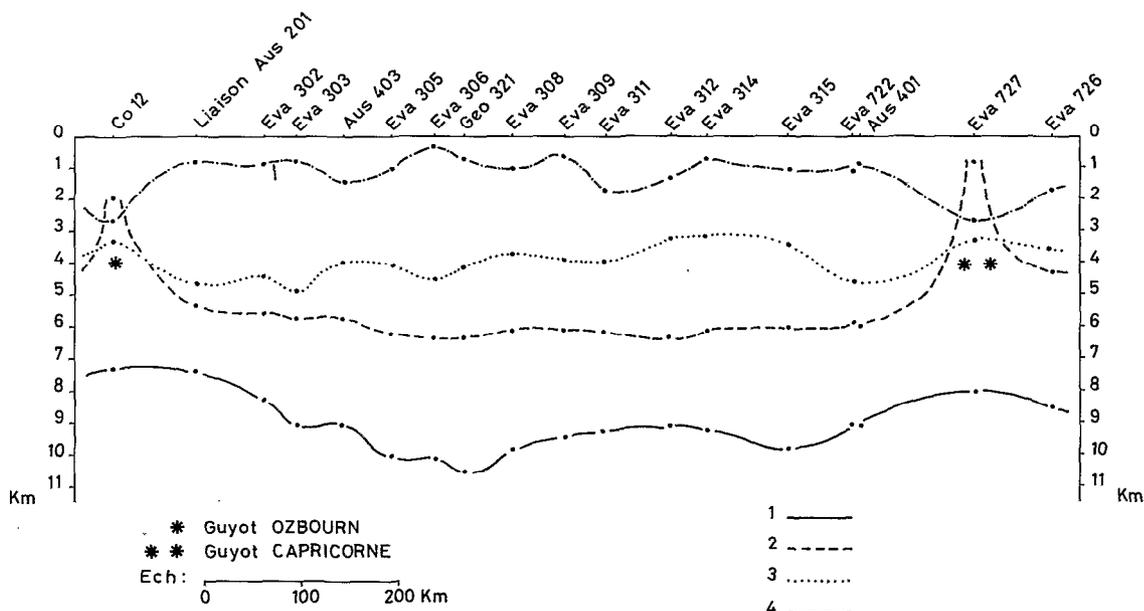


Fig. V-8 . Profils longitudinaux du système arc-fosse des Tonga - du guyot Capricorne au guyot Ozbourn - suivant les profils bathymétriques.

1 - Coupe longitudinale suivant l'axe de la fosse. 2 - Coupe sur la plaque Pacifique parallèlement à l'axe de la fosse (30 nautiques). 3 - Coupe sur l'arc (prisme d'accrétion) parallèlement à l'axe de la fosse (30 nautiques). 4 - Coupe sur l'arc frontal parallèlement à l'axe de la fosse (60 nautiques).

Les profils transversaux de la fosse montrent plusieurs zones. Si on reprend la terminologie de KARIG et SHARMAN (1975) on remarque que la fosse se compose d'un flanc externe formé par la plaque subductée et d'un flanc interne correspondant au pied de l'arc proprement dit (Fig. V-5). Ce flanc interne comprend le prisme d'accrétion limité vers le haut par la discontinuité supérieure et sur lequel on trouve la rupture de pente de la fosse. Aux Tonga la discontinuité supérieure est relativement nette sur un grand nombre de profils (EVA 315 - 309 - 308 etc... voir H.V. V-2 et 3), sur quelques autres elle est plus difficile à situer (AUS 403 - EVA 312 - 727). Aux Kermadec la localisation de cette discontinuité n'est pas évidente (H.V. V-4).

La distance entre la discontinuité supérieure et la fosse varie suivant les profils mais il ne semble pas y avoir une évolution le long de l'arc du nord au sud des Tonga. Pour les profils où la localisation de cette limite prête le moins à discussion, la distance varie de 57 à 78 km avec un plus grand nombre de mesures entre 72 et 78 km. Aux Kermadec la distance est plus grande, elle varie de 106 à 126 km (Tableau V-3). Le flanc interne de la fosse dépend de la morphologie de l'arc, il a en moyenne une pente plus forte que celle du flanc externe.

Aux Tonga sur tous les profils qui recourent la fosse approximativement à angle droit, on remarque une grande uniformité morphologique à l'exception des profils EVA 727 et CONRAD 12 (HAYES and EWING, 1971) qui recourent respectivement les guyots Capricorne et Ozbourn.

La morphologie et la sismique réflexion mettent en évidence une fracturation de la plaque plongeante facilitant sa descente vers la fosse. La maille trop large des profils ne nous permet pas de suivre d'un profil à l'autre le prolongement de ces fractures parallèles à la fosse. Une mince couche sédimentaire visible sur la plaque Pacifique (0,2 à 0,4 seconde temps double = 200 à 400 m pour $V = 2000$ m/s) devient insaisissable sur les blocs de la plaque dès la fracturation ou en fond de fosse. Une mince couche de sédiment doit exister (inférieure à 200 m) mais elle est difficile à discerner sur les enregistrements.

Nous n'avons pas assez de profils pour faire une coupe longitudinale de la fosse des Kermadec, cependant la carte Scripps (MAMMERICKX *et al.*, 1971) indique que les parties les plus profondes de cette fosse se situent entre 30 et 32° de latitude sud. La profondeur de la fosse va en diminuant vers le sud et on peut dire qu'elle commence à s'estomper dans la morphologie vers 36° sud.

Les profils GEORSTOM 319-320 donnent toutefois des indications sur la morphologie de l'arc et de la fosse, ces deux profils, espacés de 380 km, montrent une grande ressemblance entre eux (voir H.V. V-4).

Morphologiquement, il semble que la pente externe soit moins forte aux Kermadec qu'aux Tonga (8.3 % contre 10 %), que la fracturation de la plaque Pacifique lors de sa courbure existe aussi aux Kermadec et qu'un nombre important de reliefs déforment la plaque Pacifique. Quant à la couverture sédimentaire, elle ne semble pas différente de par son épaisseur et ses caractères acoustiques, de celle qu'on trouve devant les Tonga.

Comme aux Tonga la pente interne de la fosse est plus forte que celle du mur externe mais si on compare les valeurs des pentes de la fosse aux Tonga et Kermadec, on s'aperçoit que : la pente externe des Tonga est en moyenne plus forte que celle des Kermadec et qu'il en est de même pour la pente interne. Il semble donc qu'il existe une proportionnalité entre les pentes des flancs externe et interne d'une fosse.

L'arc frontal des Tonga et Kermadec

Morphologiquement l'arc frontal est la partie la plus haute de l'arc insulaire. Il est couronné par des îles qui peuvent être soit volcaniques, soit coralliennes.

Aux Tonga, l'arc frontal a la forme d'un bombement plus ou moins aplati ayant une largeur de 90 à 120 km environ. Son immersion est variable car il est formé de zones hautes formant des plateaux d'une profondeur moyenne de 500 m qui portent les îles coralliennes, séparées par des zones plus profondes pouvant atteindre 1.000 m. L'arc reste rectiligne et bute vers 15° S contre la fosse; il est prolongé vers l'ouest en suivant le virage de la fosse par une série de massifs plus ou moins individualisés (voir H.V. V-1 et HAWKINS, 1974). Aux Kermadec l'arc frontal a la forme d'une ride continue dont le sommet serait à la fois la crête de l'arc insulaire et la ligne volcanique qui émergeraient en quelques points. Entre les îles ou les récifs, la profondeur est très variable et il n'existe pas de grands plateaux.

Aux Tonga la masse de l'arc frontal peut se subdiviser en trois blocs importants :

- au sud, une zone avec une profondeur moyenne de 1.000 m pouvant remonter jusqu'à 500 m mais n'émergeant pas,
- au centre, la région la plus importante s'étend sur 450 km de long (18°30 à 22° 30S) et 75 km de large. La profondeur moyenne de ce plateau est de 500 m; toutes les îles coralliennes en émergent;
- au nord, une zone composée de masses plus morcelées, dont la profondeur oscille entre 1.000 et 1.500 m. Cette région qui commence vers 18°30 S est décalée vers l'ouest de 35 km environ par rapport à la précédente (Fig. V-3 et 9), la distance entre l'axe de l'arc frontal et la fosse est de 170 km au nord de Vava'u alors qu'elle n'est que de 140 km au sud. Ce décalage de l'arc frontal se produit à la latitude du guyot Capricorne.

Un autre décalage de l'arc frontal se distingue dans la morphologie (MAMMERICKX *et al.*, 1971; HAWKINS, 1974) vers 17° S, il semble être corrélable avec des structures NW-SE du bassin de Lau sur lesquelles on trouve le volcan Niua Fo'ou.

Nos enregistrements de sismique réflexion (voir H.V. V-2,3 et 4) montrent que l'arc est formé de dépôts sédimentaires volcanoclastiques comme le prouvent les forages sur Tongatapu. Des intrusions volcaniques percent ces couches sédimentaires et des failles les découpent en compartiments basculés. Sur nos enregistrements, l'épaisseur varie de 2.000 à 3.000 m suivant les vitesses choisies pour les sédiments. De son côté, KATZ (1976) donne une épaisseur totale des sédiments de 3.000 m au minimum et peut-être de 4 à 5.000 m tandis que KROENKE et TONGILAVA (1975) font une estimation à peu près de même valeur dans leur interprétation des profils sismique réflexion de la Mobil Oil Corporation.

Aux Kermadec l'arc frontal émerge moins (Fig. V-9), la couche d'eau est plus profonde, la sismique réflexion montre que le sommet de l'arc est formé soit de couches sédimentaires (volcanoclastiques) soit d'intrusions volcaniques. Les sédiments se sont accumulés entre le sommet de l'arc et la rupture de pente de la fosse, l'épaisseur peut atteindre entre 2500 et 4000 m pour des vitesses du son dans les sédiments variant de 2000 à 3000 m/s.

La ligne volcanique des Tonga et la dépression de Tofua

Aux Tonga, la ligne volcanique se trouve en arrière de l'arc frontal, elle est matérialisée par :

- une série d'îles dont l'activité volcanique se signale par des fumerolles à moins que le volcan soit endormi comme Kao,
- une série de récifs, vestiges d'anciens volcans démantelés par les assauts des vagues,
- une série de volcans sous-marins dont certains sont visibles sur les profils AUS 401 - EVA 312 - 306 (voir H.V. V-2 et 3).

Les anomalies magnétiques nous permettent de tracer cette ligne volcanique avec plus de précision quand les indices morphologiques font défaut. Nous constatons après EWART et BRYAN (1973) qu'elle est faite de plusieurs tronçons décalés les uns par rapport aux autres par des failles (Fig. V-10). Du sud au nord, chaque tronçon est légèrement décalé vers l'ouest par rapport à celui qui le précède. Plus au nord, au-delà de 18° S l'arc frontal montre deux décalages, chaque fois, la ligne volcanique semble elle aussi, déplacée vers l'ouest si on tient compte de la position de Fonualei et de Curaçao Reef.

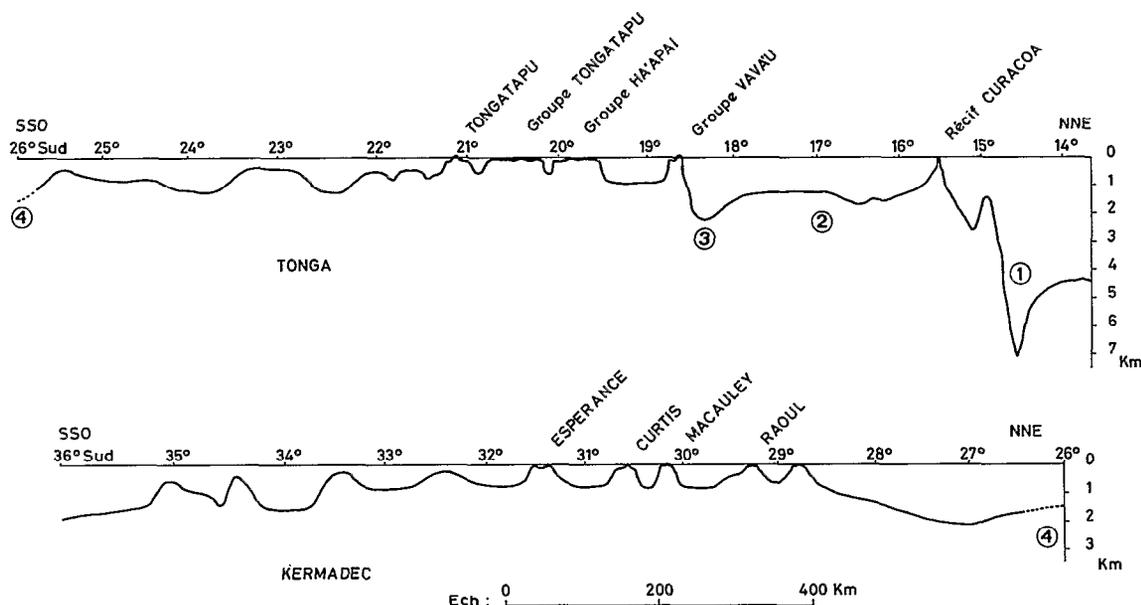


Fig. V-9 . Coupe morphologique NNE-SSW du sommet de l'arc des Tonga-Kermadec. Les Tonga d'après la carte d'HAWKINS (1974), les Kermadec d'après la carte de MAMMERICKX *et al.* (1971). 1 - fosse des Tonga quand elle a une orientation presque est-ouest. 2 - zone de l'arc des Tonga où le sommet est décalé vers l'ouest de 35 km environ. 3 - zone profonde de l'arc des Tonga faisant face au guyot Capricone. 4 - zone profonde de l'arc des Tonga-Kermadec face au guyot Ozbourn.

Les profils magnétiques peuvent aussi nous servir à repérer le volcanisme ancien. Nous savons qu'Eua possède un socle volcanique anté-Eocène; sur les profils magnétiques EVA 309-311-312 qui encadrent cette île, nous retrouvons une anomalie magnétique assez forte (EVA 309: 480 γ) qui pourrait bien être due à cet ancien socle volcanique. Il est impossible de prolonger ce socle au nord et au sud car l'anomalie magnétique des profils EVA 314 - 315 et AUS 401 se situe sur l'axe de l'arc frontal. S'agit-il d'une autre anomalie magnétique due aux socles volcaniques des îles coralliennes de Tongatapu, Namuko, Ha'apai comme le pensent KROENKE et TONGILAVA (1975) qui font de cet alignement une ancienne ligne volcanique d'âge Mio-Pliocène parallèle à l'actuelle (Fig. V-10)?

La succession des îles volcaniques et des volcans sous-marins délimite, à l'ouest de l'arc, un bassin étroit et allongé, la dépression de Tofua (Fig. V-3). Avec la même orientation que l'arc, long de 300 km environ et large de 25 à 30 km ce bassin commence entre Vava'u et Late au sud de la zone décalée et il s'arrête au sud de Tongatapu. Sa profondeur moyenne est de 1600 m. Plus au sud de Tongatapu on retrouve une cuvette allongée, située géographiquement dans les mêmes conditions mais qui n'est jamais une dépression morphologiquement aussi bien marquée que Tofua. (Voir H.V. V-3 et profils EVA 302-303).

Deux hypothèses s'affrontent sur l'origine de cette dépression:

- celle de KARIG (1970) pour qui la dépression topographique de Tofua n'est qu'un piège à sédiment entre la barrière formée par les appareils volcaniques à l'ouest et l'arc frontal à l'est,
- celle de KATZ (1974) pour qui la dépression a une origine tectonique car elle serait consécutive à l'effondrement par failles de la partie occidentale de l'arc et à l'accumulation des sédiments.

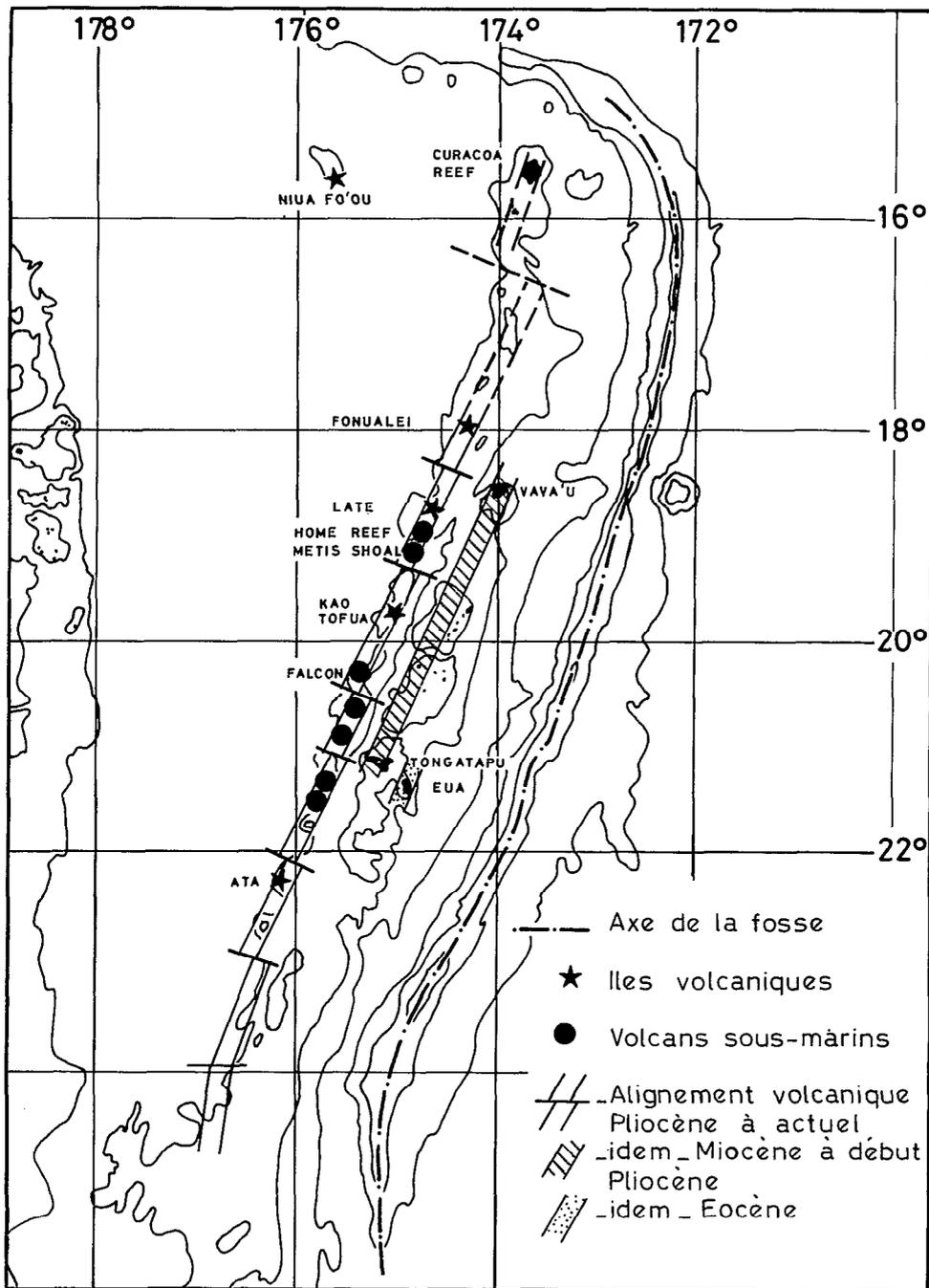


Fig. V-10 . Segmentation de la ligne volcanique actuelle. Les alignements volcaniques fossiles Eocène et Mio-Pliocène sont tracés d'après KROENKE et TONGILAVA (1975). De 18°30 au sud des Tonga la ligne volcanique est en arrière de l'arc; au nord de 18°30 la ligne volcanique est confondue avec le sommet de l'arc après les deux décalages vers l'ouest de l'arc frontal.

Il semble d'après nos profils sismique réflexion que les deux phénomènes ont joué ensemble; il y a eu mise en place du volcanisme dans une zone de faiblesse tectonique, la dépression de Tofua étant accentuée par un jeu de failles du côté ouest de l'arc frontal (voir H.V. V-2 et 3; profils AUS 401 - EVA 312 - 306). Les sédiments volcanoclastiques s'accumulent dans la cuvette et peuvent atteindre une épaisseur de 2500 m (profils AUS 401 - EVA 729; 2,4 secondes temps double pour une vitesse de 2100 m/s d'après la réfraction; Fig. V-11 et 12).

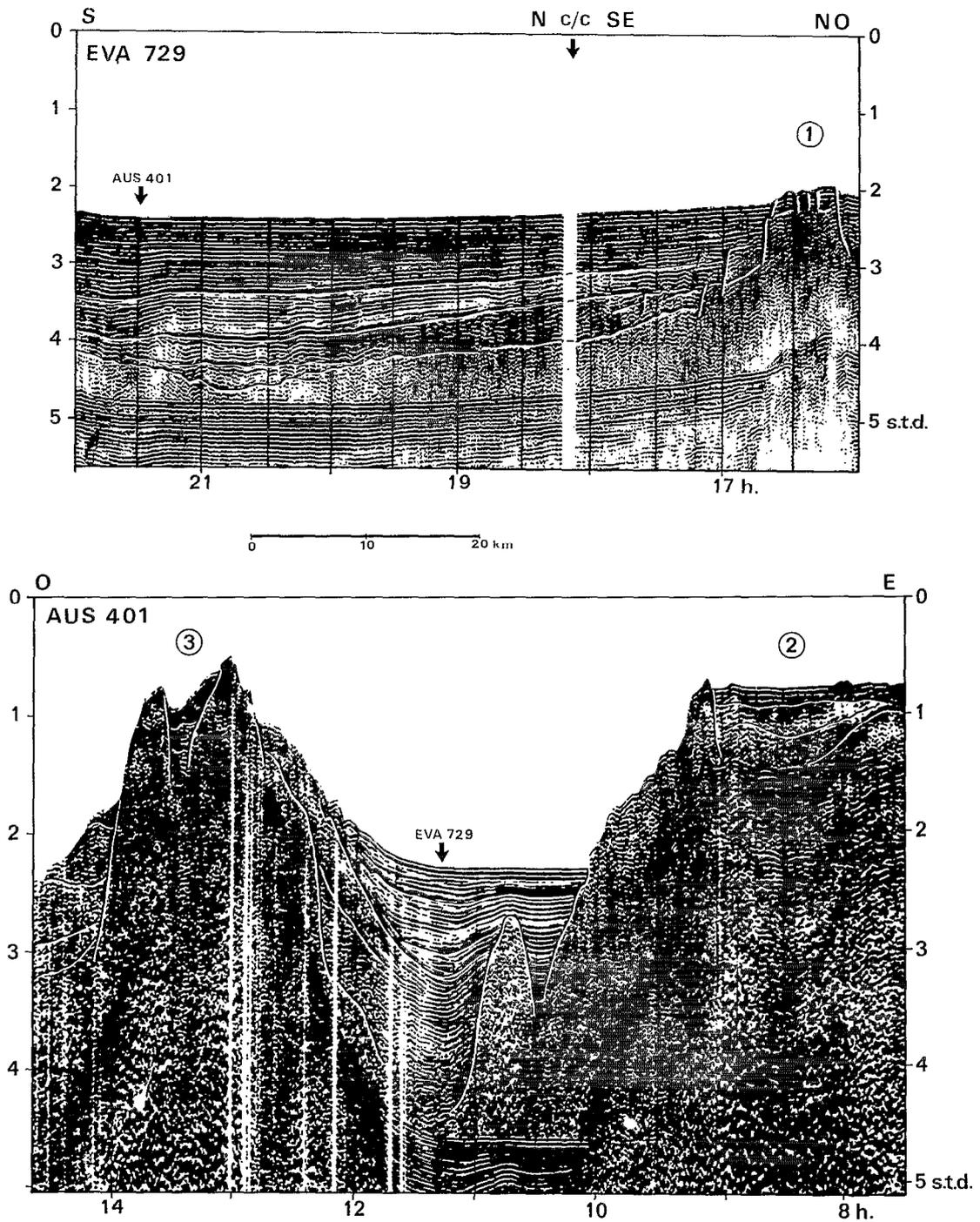


Fig. V-11 . Profils sismique réflexion interprétés sur la dépression de Tofua. Les deux profils se croisent dans la dépression, EVA 729 (canon à air) est longitudinal depuis le changement de cap, AUS 401 (flexichoc) est transversal. 1 - contreforts de l'île de Late. 2 - sommet de l'arc au nord du groupe de Ha'apai. 3 - volcan sous-marin. s.t.d. : secondes temps double. Localisation de ces deux profils sur la figure V-6.

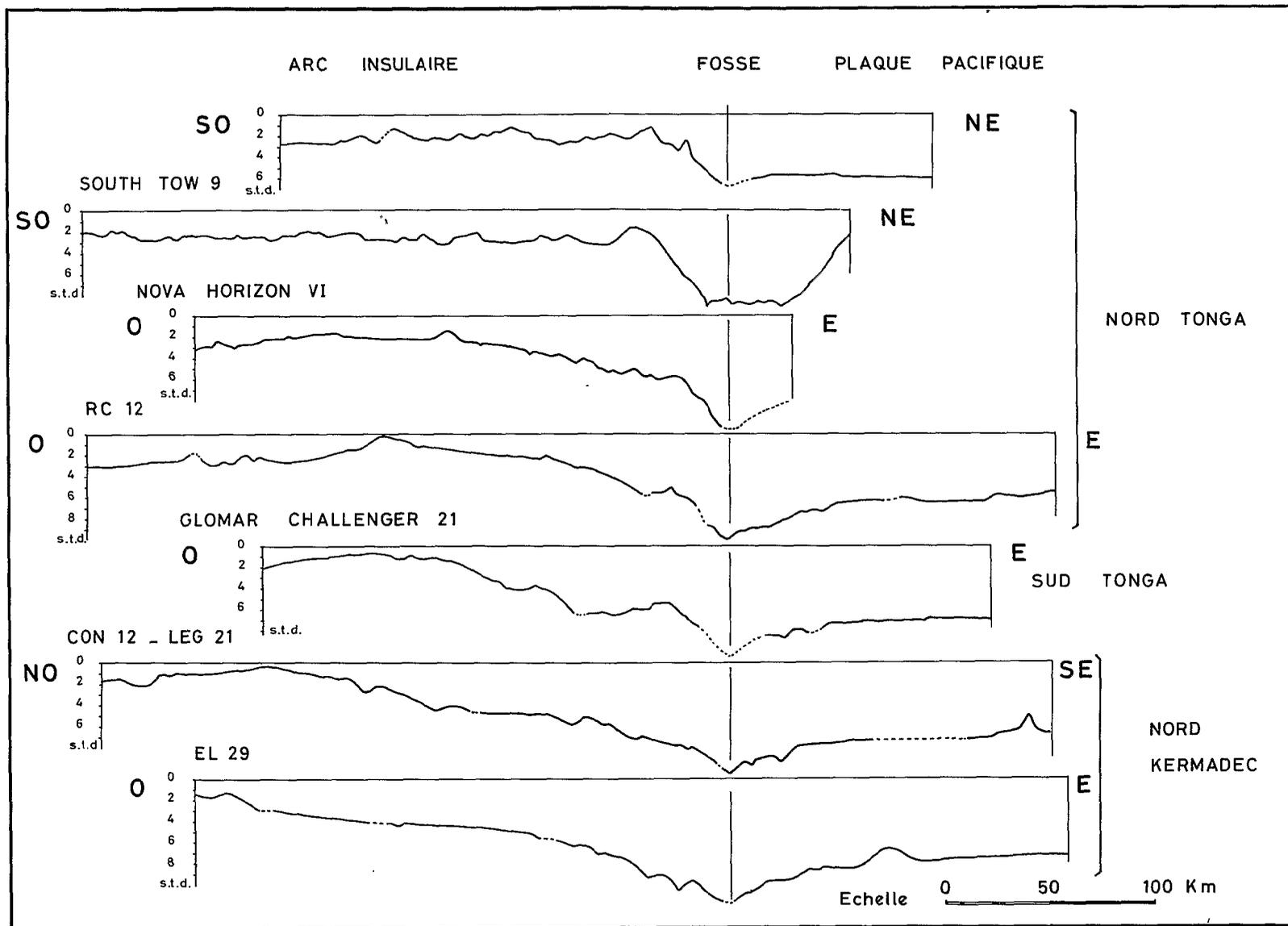


Fig. V-12 . Profils Scripps. La bathymétrie a été ramenée aux échelles utilisées pour nos profils. Localisation de ces profils sur les figures V-6 et V-7.

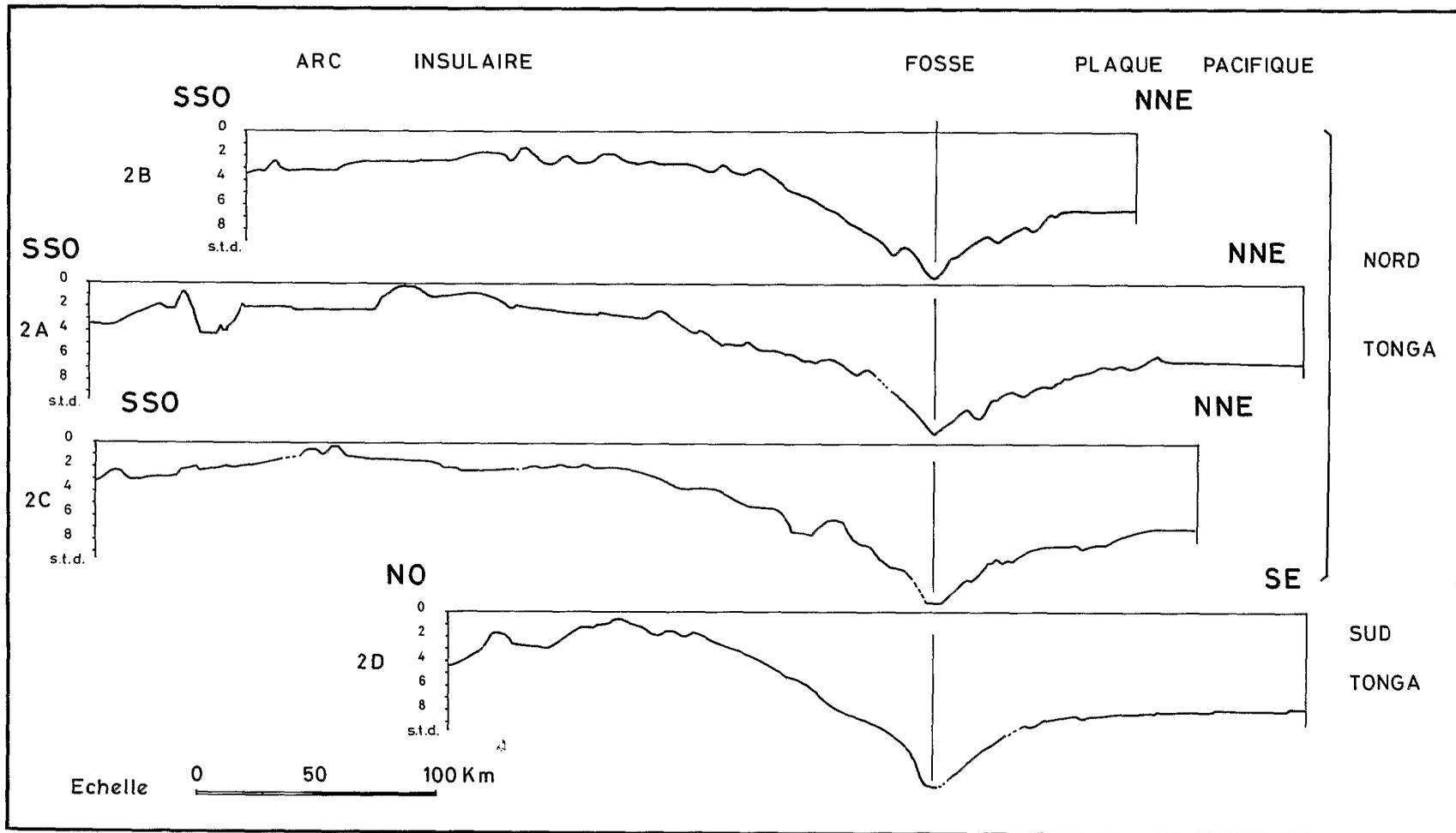


Fig. V-13 . Profils NOAA. La bathymétrie a été ramenée aux échelles utilisées pour nos profils. Localisation de ces profils sur la figure V-6.

Le bassin de Lau

Ce bassin sera étudié plus en détail avec les bassins marginaux actifs. Rappelons seulement que de nombreux travaux y ont déjà été réalisés et que nos profils confirment ce qui a été dit (voir H.V. V-2 et 3 ; profils AUS 401 - 403, EVA 302 - 306 - 308 - 315).

- Morphologie : symétrie des rides de Lau et Tonga par rapport au bassin et relief tourmenté du bassin.

- Sédimentologie : la couverture sédimentaire quasiment inexistante au centre du bassin va en s'épaississant sur les bordures.

- Tectonique : la partie centrale du bassin, au relief irrégulier et sans couverture sédimentaire serait la zone d'expansion du bassin de Lau. Elle se rapproche de la ride des Tonga vers 23° - 24° S (WEISSEL, 1977).

INTERPRÉTATION DES CARACTÈRES MORPHOLOGIQUES

Nous avons vu en étudiant chaque zone que des relations pouvaient exister entre la morphologie de la pente externe de la fosse et celle de la pente interne. Nous avons vu aussi qu'un relief sur la plaque subductée, en bordure de la fosse, avait une influence sur la profondeur de celle-ci et même sur la morphologie de l'arc insulaire lui faisant face.

Comparaison des profils

Nous étudierons plus en détail ces phénomènes en comparant les profils transversaux aux systèmes d'arc et fosse des Tonga-Kermadec. Pour compléter nos données sur la morphologie de ces arcs nous disposons aussi de 7 profils de la Scripps Institution of Oceanography (1), 4 sur le Nord-Tonga, 1 sur le Sud-Tonga et 2 sur le Nord-Kermadec (Fig. V-6, 7 et 12) et de 4 profils de la National Oceanic and Atmospheric Administration (LUCAS, 1972), 2 A, 2 B, 2 C dans le Nord-Tonga faisant malheureusement un angle de 35° avec l'arc et 2 D au sud de Tonga (Fig. V-6 et 13).

Nous constatons que les profils se regroupent en deux familles morphologiques particulièrement importantes : l'une caractérise les Tonga, l'autre les Kermadec. Cependant le profil EVA 727 qui passe sur le sommet du guyot Capricorne et le profil CO 12 (R/V CONRAD) qui recoupe le guyot Ozbourn (HAYES and EWING, 1971) forment une troisième famille morphologique. Nous avons regroupé sur la figure V-14 tous ces profils en ne gardant que l'enveloppe de chaque famille et en les recalant toutes les trois sur un axe passant par la fosse.

Dans le nord des Tonga, au-delà de 18°30 de latitude sud il y a un décalage de l'arc frontal vers l'ouest, la distance entre le sommet de l'arc et la fosse étant de 175 km environ (profil RC 12, Fig. V-12). Entre 16° et 17° S il existe un nouveau décalage de l'arc, toujours vers l'ouest, la distance étant alors de 195 km environ (profil Nova Horizon VI, Fig. V-12). La morphologie de l'arc entre 15° et 18°30 S est proche de celle des Kermadec mais ne présente pas la concavité de bas de pente de l'arc frontal (Fig. V-12 et 13).

A partir de 15° S, l'arc bute contre la fosse et la morphologie change à nouveau. Sur le profil SOUTH-TOW 9 l'arc n'est plus représenté que par un petit relief au-dessus de la fosse qui est large et plate (Fig. V-12).

(1) L'auteur remercie particulièrement Jacqueline MAMMERICKX de la Scripps Institution of Oceanography pour avoir mis à sa disposition cette série de profils.

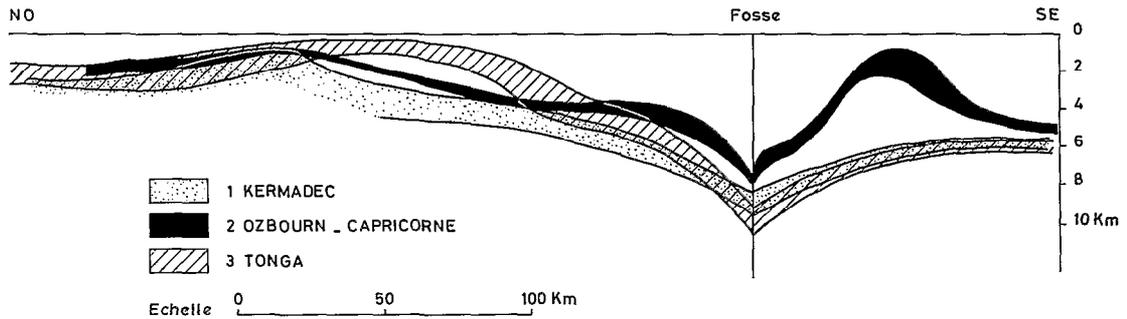


Fig. V-14 . Comparaison entre les enveloppes des profils bathymétriques composant les familles Kermadec (1), Ozbourn-Capricorne (2) et Tonga (3). Les enveloppes sont recalées sur l'axe de la fosse.

Au-delà de 15° S, la fosse prend une direction E W, l'arc est alors remplacé par une suite de reliefs plus ou moins séparés. La morphologie est caractérisée par un compartiment surélevé représentant le nord du bassin de Lau dominant abruptement la plaque Pacifique d'où émergent les reliefs des îles Samoa.

Dans un premier temps nous étudierons l'influence d'un relief de la plaque plongeante sur la morphologie d'un arc en comparant un profil du groupe Ozbourn-Capricorne à ceux des familles Tonga et Kermadec (Fig. V-15). Dans un deuxième temps nous chercherons parmi les exemples de la zone Tonga-Kermadec un type de profil caractérisant chaque phase de l'évolution morphologique d'un arc insulaire lorsqu'un relief important de la plaque plongeante se présente devant la fosse et qu'il disparaît sans bloquer le phénomène de subduction.

Dans la figure V-15 nous constatons qu'on passe du profil GEO 319 (Kermadec) au profil CO 12 (Ozbourn) avec les modifications suivantes :

- diminution de la profondeur de la fosse et augmentation de la pente du flanc externe (présence du guyot Ozbourn) ;
- remontée importante du prisme d'accrétion ;
- remontée et bombement de la zone concave des Kermadec (discontinuité supérieure).

Par contre, nous n'observons pas de changement de position du sommet de l'arc, en effet la distance sommet de l'arc / fosse est de 160 km pour le profil CO 12 et de 165 km en moyenne pour la famille Kermadec.

Par ailleurs on passe du profil CO 12 au profil EVA 306 (Tonga) avec les modifications suivantes :

- augmentation de la profondeur de la fosse et diminution de la pente du flanc externe (absence de guyot) ;
- léger approfondissement du prisme d'accrétion dont le relief est toutefois accentué par l'augmentation de la profondeur de la fosse ;
- accentuation du mouvement de surrection de la base de l'arc frontal du profil CO 12 qui a pour conséquence un déplacement très important du sommet de l'arc frontal vers la fosse. La distance sommet de l'arc / fosse est de 160 km environ sur le profil CO 12 et de 135 km en moyenne pour la famille Tonga.

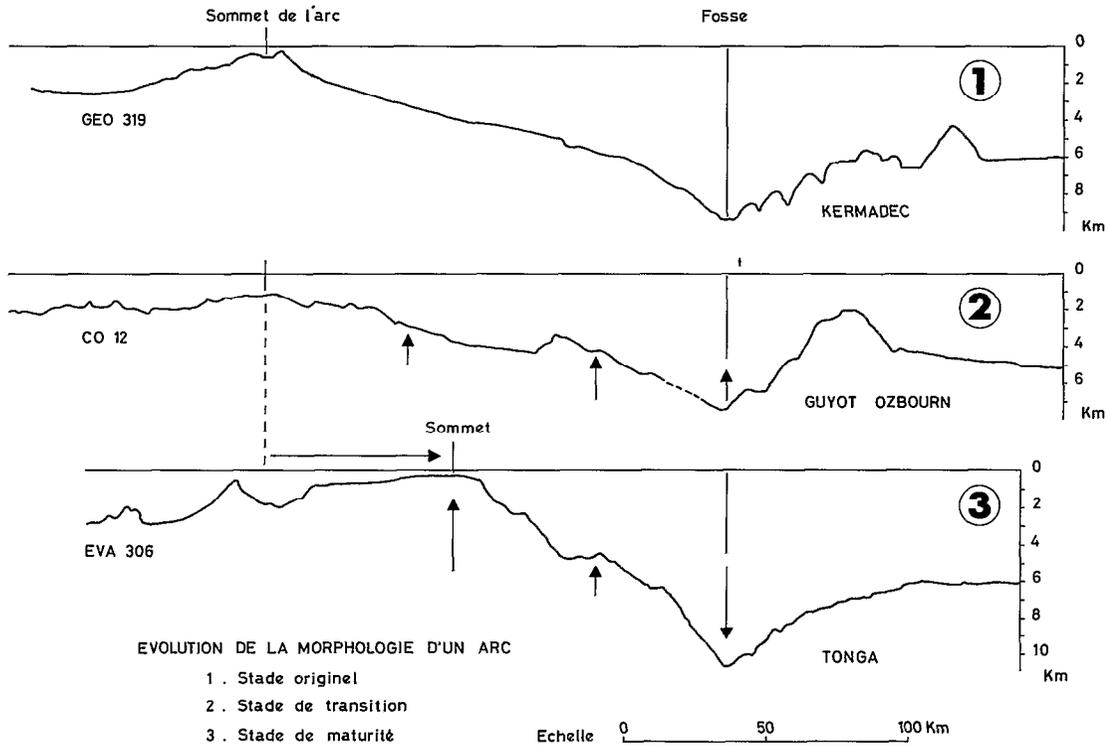


Fig. V-15 . Évolution morphologique d'un arc. Les flèches indiquent les modifications de la morphologie, leur longueur est proportionnelle à l'amplitude du mouvement observé.

Interprétation

L'évolution de la morphologie des 3 familles décrites ci-dessus nous permet de les classer :

- **Kermadec ou stade originel.** Ce stade est caractérisé par une pente du flanc externe faible, une fosse profonde qui peut dépasser 9000 m, une pente interne convexe et légèrement concave au-dessus de la discontinuité supérieure, enfin un sommet de l'arc à 165 km en moyenne de la fosse.

- **Ozourn - Capricorne ou stade de transition.** Il est conditionné par la présence d'un relief important sur la plaque plongeante en bordure de la fosse ; ce qui a déjà comme conséquence l'augmentation de la pente du flanc externe de la fosse et la diminution de la profondeur de la fosse. Ce stade est caractérisé en outre par une remontée importante du prisme d'accrétion, une légère remontée de la base de l'arc frontal qui, de concave devient convexe au-dessus de la discontinuité supérieure, enfin par la stabilité du sommet de l'arc par comparaison avec les profils Kermadec.

- **Tonga ou stade de maturité.** Ses caractères sont les suivants :

- . le relief est "subducté" depuis un certain temps, la pente externe de la fosse est redevenue normale, la profondeur de la fosse a augmenté et, comme au stade originel, peut dépasser les 9000 m,
- . le prisme d'accrétion s'est légèrement approfondi par rapport au stade de transition,
- . l'arc frontal a subi une forte surélévation avec déplacement important de son sommet vers la fosse (environ 30 à 40 km).

Cette évolution serait donc liée à la présence de reliefs sur la plaque plongeante et à leur subduction. Si la morphologie des Tonga est considérée comme représentative du stade de maturité il faut admettre qu'un relief a déjà été subducté sous l'arc des Tonga. Nous retrouvons ainsi le problème de la subduction de la ride de Louisville sous l'arc des Tonga déjà évoqué par de nombreux auteurs. (LARSON and CHASE, 1972 ; VOGT *et al.*, 1976 ; ISACKS and BARAZANGI, 1977 ; DUPONT, 1979).

La ride de Louisville (HAYES and EWING, 1971) se heurte dans sa position actuelle à la fosse des Tonga-Kermadec. Les pôles de rotation pour les dix derniers millions d'années, qu'il s'agisse de celui de MINSTER *et al.* (1974) ou de PACKHAM et ANDREWS (1975), se situent au sud de la Nouvelle-Zélande par 59°8 Sud et 178° Est pour les premiers et par 59°4 Sud et 175°7 Ouest pour les seconds (Fig. V-16). La position de ces pôles et le sens de rotation font que la plaque Pacifique, par rapport à la plaque Australo-indienne fixe, a un mouvement approximativement ESE-WNW. Ainsi, suivant sa longueur originelle, la ride de Louisville a pu "balayer" tout ou partie de la fosse des Tonga (LARSON and CHASE, 1972 ; ISACKS and BARAZANGI, 1977 ; DUPONT, 1979).

Suivant cette interprétation on aurait:

- les Kermadec représentant le **stade originel** pendant lequel aucune structure importante de la plaque plongeante Pacifique n'a été "digérée",
- l'arc devant Ozbourn caractérisant le **stade de transition** pendant lequel certaines modifications morphologiques apparaissent à la suite de l'arrivée d'un relief en bordure de fosse,
- les Tonga représentant le **stade de maturité** pendant lequel les reliefs de la ride de Louisville ont subducté en même temps que la plaque Pacifique.

L'arc devant le guyot Capricorne représenterait alors le cas où pour la deuxième fois un relief arrive en bordure de la fosse. La morphologie caractérise à nouveau le stade de transition et on peut penser que, une fois ce deuxième relief "digéré" le profil reprendrait le type du stade de maturité.

Vouloir expliquer l'évolution morphologique d'un arc par la subduction des reliefs de la plaque plongeante nous amène à énoncer quelques problèmes.

On peut se demander si le stade de maturité des Tonga est vraiment définitif ou bien si la morphologie de l'arc repasse par le stade de transition chaque fois qu'un nouveau relief se présente devant la fosse avec retour au stade de maturité lorsque le relief a été subducté ou bien encore, si on revient longtemps après au stade originel des Kermadec à condition qu'aucun relief ne vienne à nouveau modifier la morphologie de l'arc. L'hypothèse d'un cycle morphologique complet avec retour en arrière au stade de transition exigerait une très grande malléabilité, a priori étonnante, des différentes structures de l'arc.

On peut s'étonner de la rapidité du passage du stade de transition au stade de maturité. Entre le profil CO 12 et le premier profil "Papeete-AUS 201" présentant les caractères "stade de maturité" des Tonga il y a moins de 100 km. Il n'y a donc pas passage progressif de l'un des stades à l'autre mais plus sûrement une évolution rapide. Pour atténuer ce terme de "rapide" notons que la masse du guyot Capricorne mettra, à une vitesse de subduction de 9 cm/an, environ 800.000 ans pour que son bord oriental soit au fond de la fosse et qu'il faudra 900.000 ans à une vitesse de 7 cm/an pour qu'il en soit de même pour le guyot Ozbourn.

On peut expliquer par cette hypothèse les mouvements verticaux des arcs insulaires, les périodes de surrection, d'immersion, de stabilité sans que les phénomènes volcaniques soient l'unique cause. La période de stabilité actuelle des Tonga pourrait être due à la "digestion" de la ride de Louisville déjà subductée, dans ce cas il faudrait prévoir dans les milliers d'années à venir, un renouveau des mouvements verticaux consécutif à la future subduction des guyots Capricorne et Ozbourn.

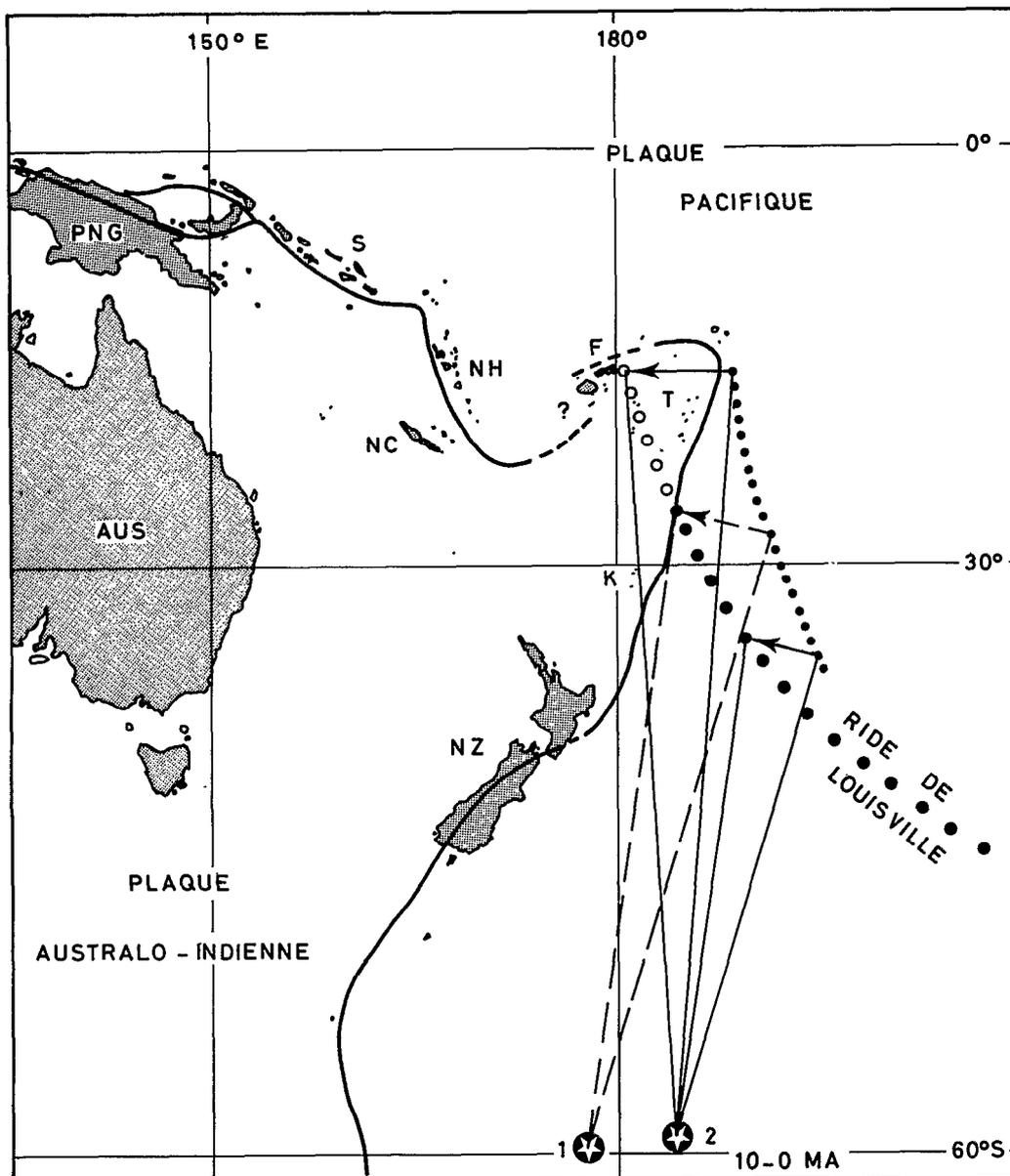


Fig. V-16 . Mouvement de la ride de Louisville pendant les 10 derniers millions d'années. AUS = Australie, PNG = Papouasie Nouvelle-Guinée, S = Salomon, NH = Nouvelles-Hébrides, NC = Nouvelle-Calédonie, F = Fidji, T = Tonga, K = Kermadec, NZ = Nouvelle-Zélande. 1 - Pôle de rotation 10-0 M.A. d'après MINSTER *et al.* (1974). 2 - Pôle de rotation 10-0 M.A. d'après PACKHAM et ANDREWS (1975). La limite entre les plaques Pacifique et Australo-indienne est tracée d'après la carte structurale de l'Atlas de Nouvelle-Calédonie (sous presse) et d'après PACKHAM et ANDREWS (1975). La position de la ride de Louisville il y a 10 M.A. est marquée par les petits ronds noirs alignés. Les gros ronds noirs représentent la ride de Louisville actuellement, les ronds blancs, la partie de la ride subductée avec la plaque Pacifique. Les flèches donnent le sens du déplacement de la plaque Pacifique par rapport à la plaque Australo-indienne fixe. Les vitesses sont de 9 cm/ an pour le nord des Tonga, 7 cm/ an pour la partie centrale et 5 cm/ an pour les Kermadec. La proximité des deux pôles fait que le choix de l'un ou de l'autre ne change pas beaucoup le sens du mouvement comme le montre la figure.

On peut se rendre compte, si cette hypothèse est admise, que la morphologie générale de tout arc dépendra :

- du type de relief ayant existé sur la plaque subductée,
- de l'orientation de ce relief sur cette plaque,
- du sens du mouvement de cette plaque vis-à-vis de la zone de subduction.

En effet, un relief isolé tel que le guyot Capricorne ne pourra avoir qu'une influence locale sur la morphologie de l'arc à l'inverse d'un relief du type ride de Louisville. L'orientation de cette ride sur la plaque plongeante et le sens du mouvement de cette plaque vis-à-vis de l'autre plaque joueront aussi un rôle important sur la morphologie de l'arc entier. (VOGT, 1973 ; VOGT *et al.*, 1976). Une ride perpendiculaire à l'arc et à la fosse aura le même effet qu'un guyot isolé mais il sera continu tant que la ride subductera. Aux Tonga-Kermadec l'orientation de la ride de Louisville et le mouvement de la plaque Pacifique sont tels que la ride a pu balayer toute la zone des Tonga si elle a eu la longueur suffisante. Le mouvement se poursuit actuellement vers les Kermadec (Fig. V-16). Si la ride de Louisville était une chaîne continue au lieu d'être une succession de reliefs isolés plus ou moins allongés (MAMMERICKX *et al.*, 1971 ; HAYES and EWING, 1971) on devrait avoir, au sud des Tonga, des mouvements verticaux de l'arc frontal, absence de la fosse ou du moins forte diminution de la profondeur comme on le constate actuellement aux Nouvelles-Hébrides face à la ride d'Entrecasteaux (voir chapitre II). On peut donc admettre, connaissant le morcellement de la ride de Louisville que le relief précédent a déjà subducté et qu'il faudra attendre le début de la subduction du prochain (Ozbourn) pour que la fosse soit coupée et que les mouvements verticaux reprennent au sud des Tonga.

On connaît la morphologie de l'arc insulaire compris entre le guyot Capricorne et la terminaison nord de la fosse des Tonga par les cartes de MAMMERICKX *et al.* (1971) et d'HAWKINS (1974), les profils de la NOAA (LUCAS, 1972) et de la Scripps. Cette région formerait une quatrième famille plus proche des stades originel (Kermadec) et de transition (Capricorne-Ozbourn) que du stade de maturité des Tonga (Fig. V-12 et 13) :

- sommet de l'arc à 175-190 km de la fosse suivant les tronçons sauf au niveau du récif Curaçao où la fosse tourne déjà vers le nord-ouest,
- profondeur de la fosse plus importante que devant Capricorne et Ozbourn,
- pente interne de l'arc plus convexe.

On peut expliquer la morphologie de cette partie de l'arc des Tonga de trois façons différentes :

- morphologie du stade originel qui n'aurait pas évolué parce que la ride de Louisville, moins longue que les auteurs ne le pensaient (LARSON and CHASE, 1972 ; ISACKS and BARAZANGI, 1977 ; DUPONT, 1979), n'aurait commencé à subduire qu'au niveau de Vava'u,
- retour à la morphologie du stade originel après évolution complète,
- enfin on peut envisager que cette morphologie représente le stade originel parce que cette partie de l'arc serait de création récente.

3**ÉTUDE PAR RÉFRACTION
DE LA STRUCTURE INTERNE DE L'ARC DES TONGA**

Par Bernard PONTOISE et Gary LATHAM

Les techniques d'investigation des couches profondes de l'arc des Tonga que nous avons utilisées sont la sismique réfraction et la gravimétrie. Avec la première nous avons fait six profils réfraction parallèles aux structures qui complètent les premières données acquises par RAITT *et al.* (1955) dans cette région.

APPORTS NOUVEAUX

Durant la campagne EVA VII, six profils de sismique réfraction, notés de 7 R 12 à 7 R 17, ont été réalisés à travers l'arc des Tonga. Ces profils ont été implantés perpendiculairement à une transversale

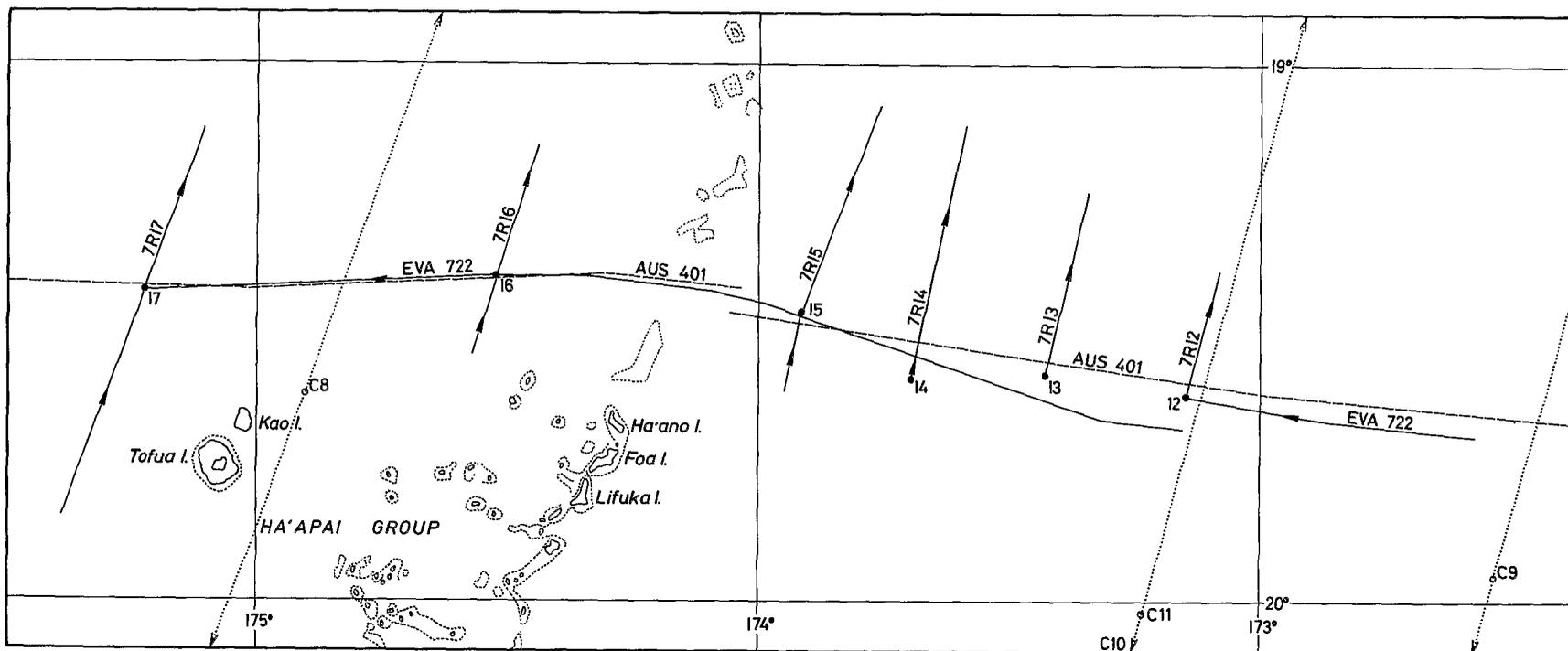


Fig. V-17 . Localisation des profils réfraction EVA VII sur les profils EVA 722 et AUS 401. Les profils de 7 R 12 à 7 R 17 sont les profils réfraction ORSTOM-TEXAS, ceux de RAITT *et al.* (1955) sont numérotés de C 8 à C 10-11.

à l'arc sur laquelle ont été effectués un profil de sismique réflexion monotrAce (AUS 401) et un profil de bathymétrie et de gravimétrie (EVA 722). La figure V-17 montre l'implantation de ces profils. On a obtenu de la sorte une coupe sismique avec une densité de 3 profils pour 100 km, analogue à la coupe déjà réalisée à travers l'arc des Nouvelles-Hébrides. Une comparaison entre ces deux structures est alors rendue possible (PONTOISE *et al.*, 1980).

Données techniques

La source utilisée est un canon à air Bolt équipé d'une chambre de 15 litres (915 in³). La cadence de tir adoptée est de 1 tir toutes les 3 minutes à la pression de 1800 psi (125 kg/cm²). Un aileron à dépression maintient le canon à une profondeur de 29m, lorsque la vitesse du bateau est de 6 nœuds. A cette profondeur, la fréquence d'oscillation de la bulle est de 12.5 Hz, et les interférences constructives entre onde directe et onde réfléchi sous la surface de l'eau améliorent les résultats.

Les OBS (Ocean Bottom Seismograph) utilisés durant cette campagne ont été décrits par LATHAM *et al.* (1978) toutefois une présentation schématique de ces appareils se trouve en annexe (1). Notons cependant que, dans cette région et par grande profondeur surtout, les gains moyens sont de l'ordre de 3.10^6 à 15 Hz et que la courbe de réponse des OBS utilisés est centrée entre 8 Hz et 20 Hz.

Les techniques de dépouillement sont rappelées en annexe. Notons toutefois qu'elles sont basées sur les méthodes traditionnelles d'ajustement par segments (Fig. V-18) qui sont, à l'heure actuelle, non pas remises en question mais discutées (ORCUTT *et al.*, 1977).

Les nouveaux profils réfraction ont été implantés de telle sorte que, ajoutés à ceux de RAITT *et al.* (1955), leur densité soit à peu près uniforme le long de la transversale.

Description des données

Les profils 7 R 12, 7 R 13 et 7 R 14 sont à une seule branche, les autres sont à débordement. Les coordonnées des stations, la longueur maximale du profil, les profondeurs, les vitesses apparentes observées, les intercepts et les épaisseurs calculées sont regroupés dans le tableau V-4.

Les figures V-19 et 20 montrent les courbes de propagation, ou hodochrones, pour les profils 7 R 12 à 7 R 17. Ces hodochrones sont établies en utilisant le temps réduit (temps réduit = temps réel — distance / vitesse de réduction), la vitesse de réduction étant égale à 6 km/s.

Les hodochrones des profils 7 R 12 à 7 R 15 présentent des décrochements, positifs ou négatifs, pour certaines de leurs branches. Dans l'hypothèse des couches homogènes, ce fait ne peut s'expliquer que par l'existence de fractures ou de très fortes pentes au sommet des couches qui présentent ce phénomène de décrochements dans les hodochrones. En effet, la solution introduisant des couches à moindre vitesse n'est pas satisfaisante puisqu'elle ne peut rendre compte des décrochements négatifs (voir annexe réfraction). Une confirmation de l'hypothèse des fractures pourrait être obtenue en réalisant des profils pseudo-inversés. Les secondes arrivées reportées sur les courbes de propagation correspondent généralement à des multiples des premières arrivées après réflexion dans la couche d'eau.

Sur les profils 7 R 16 et 7 R 17, des interruptions de tir font que les vitesses des premières couches sédimentaires ne sont pas observées. Les valeurs supposées de 2 km/s pour le profil 7 R 16 et 2.15 km/s pour le profil 7 R 17 sont des valeurs raisonnables pour un sédiment non consolidé. Ces valeurs conduisent d'ailleurs à une bonne concordance entre réfracteurs et réflecteurs observés sur AUS 401.

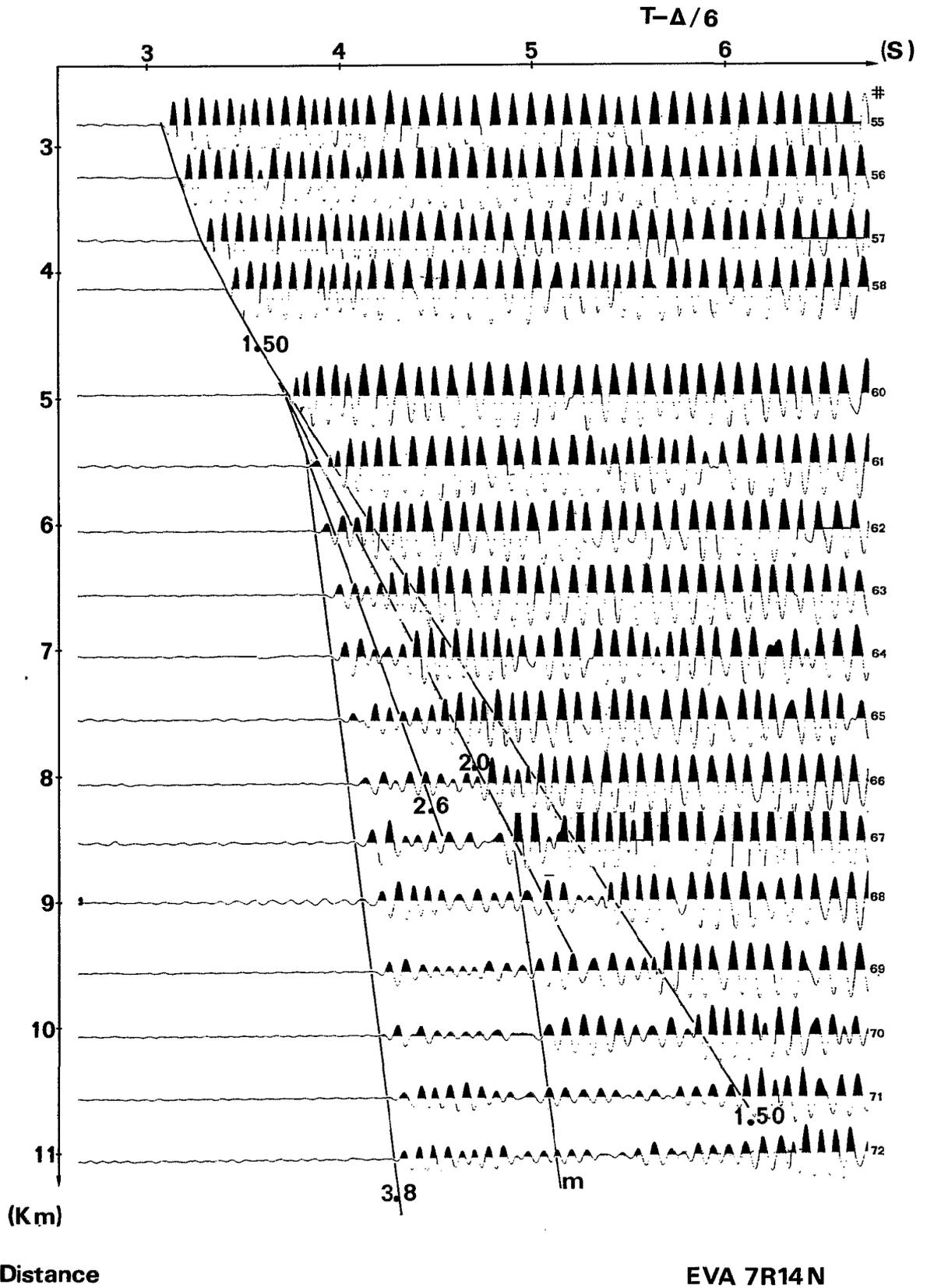


Fig. V-18 . Exemple de technique de dépouillement : ajustement par segments. Profil réfraction EVA 7 R 14 (branche nord).

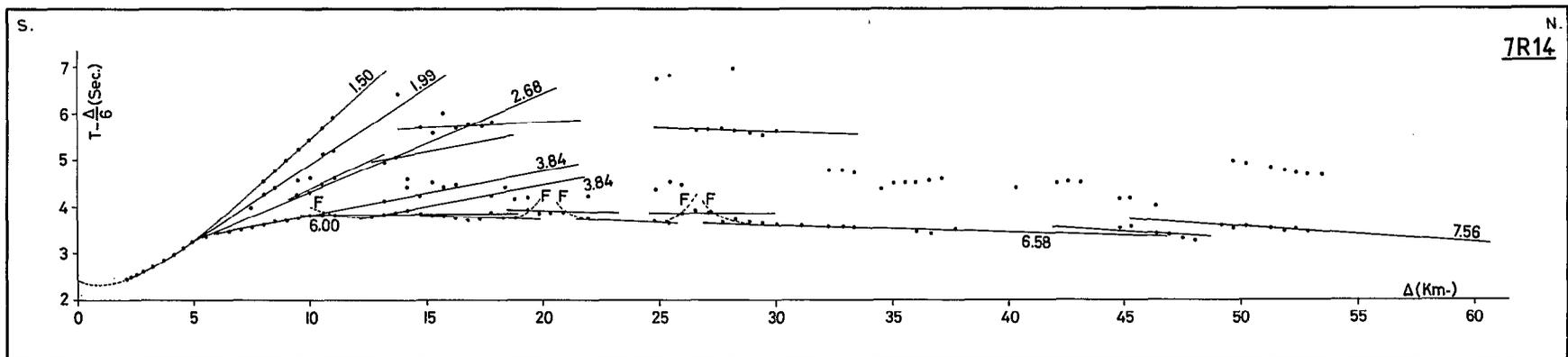
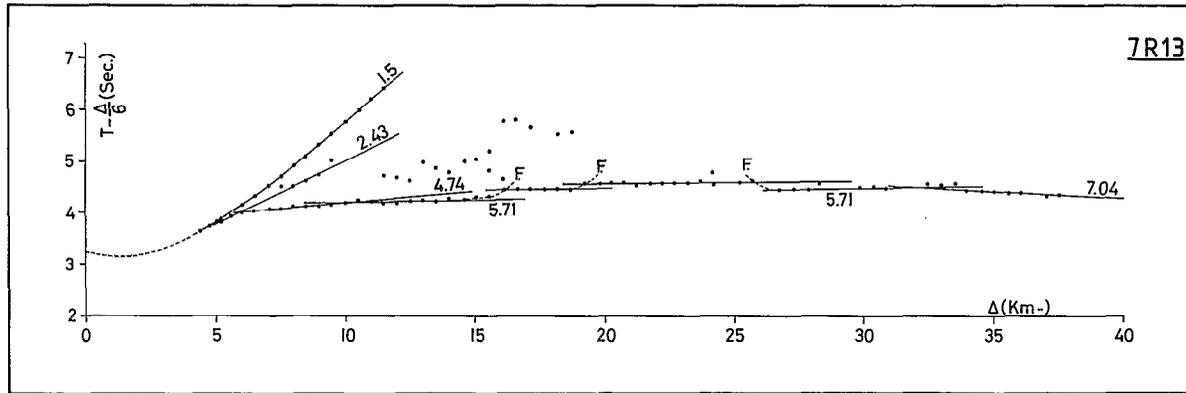
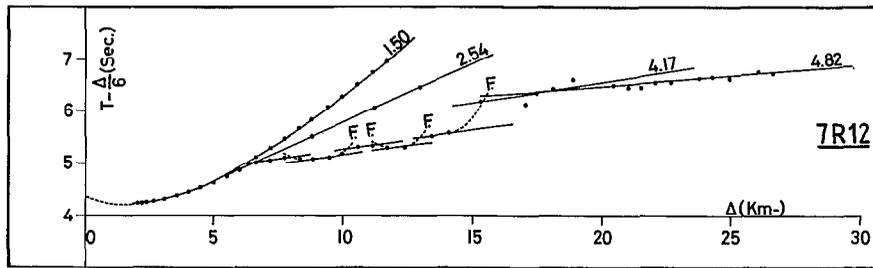


Fig. V-19 . Courbes de propagation du son ou hodochrones des profils 7 R. 12 à 7 R. 14.

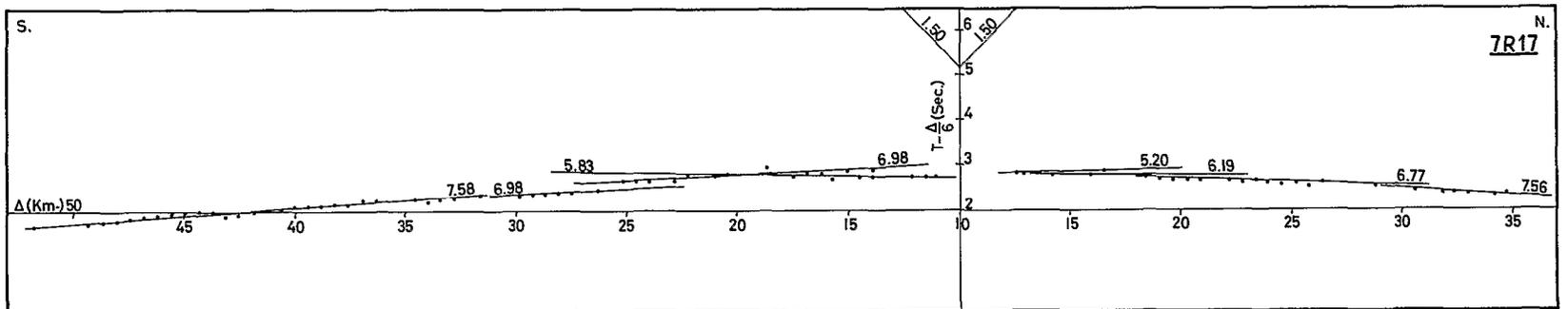
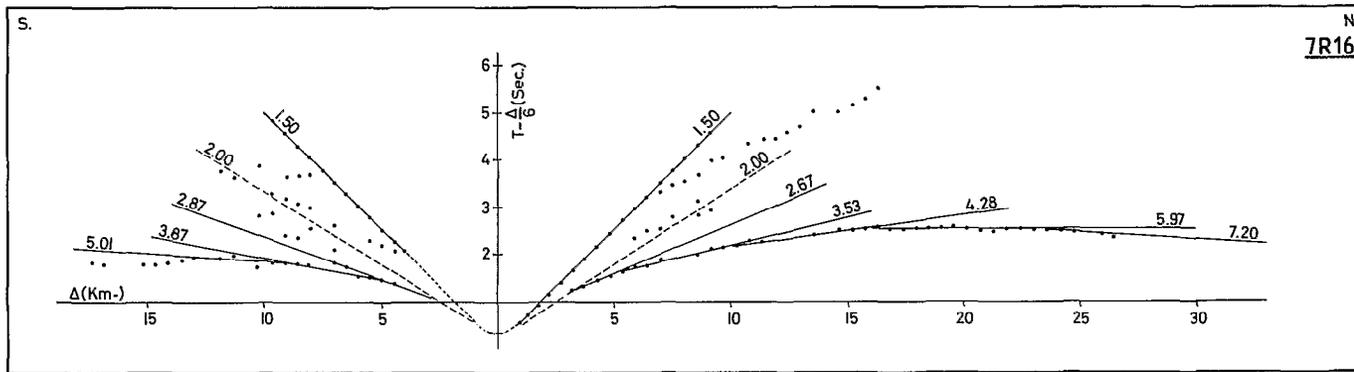
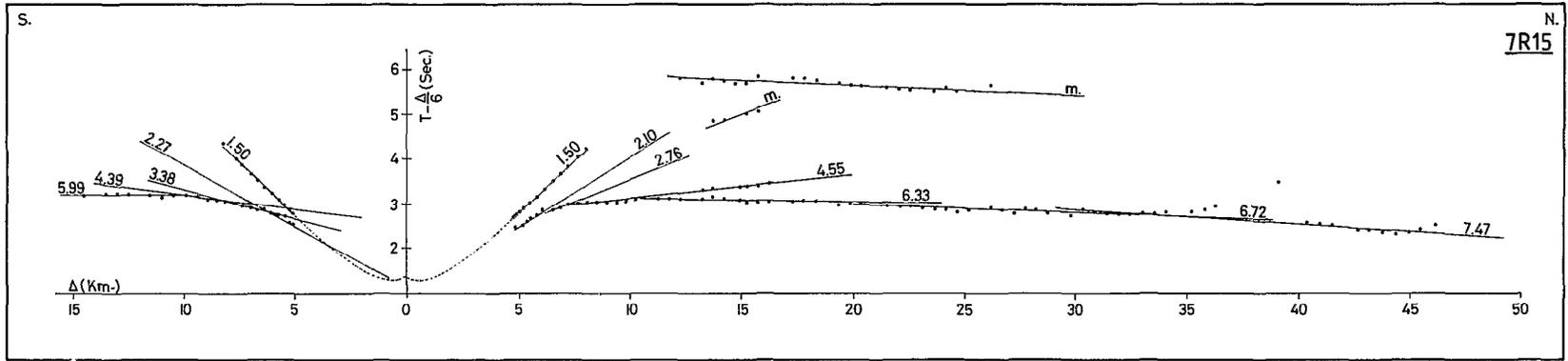


Fig. V-20 . Courbes de propagation du son ou hodochrones des profils 7 R 15 à 7 R 17.

	Position	Longueur maximale du profil Km	Hauteur d'eau Km	Sédiments			Socle			Croûte			Moho
				V Km/s	h Km	τ (s)	V Km/s	h Km	τ (s)	V Km/s	h Km	τ (s)	
9	19°57' S 172°33' W	90	6.1	2.50*	0.40		5.1*	0.6		6.5	4.5		8.1
10.11	20°30' S 173°20' W 20°02' S 173°07' W	140	9.2 8.9	2.15*	0.2		5.3	3.0		6.5 7.6*	8.2 6.5*		8.2
R 12	19°37'3 S 173°08'8 W	27	6.55	2.54	0.76	3.52	a 4.17 b 4.82	2.55	4.92 5.70				
R 13	19°35'9 S 173°21'0 W	38	4.91	2.43	0.91	2.56	a 4.74 b 5.71	1.30 4.02	3.75 4.20	7.04		5.26	
R 14	19°35'2 S 173°41'8 W	53	3.65	a 1.99 b 2.68 c 3.84	0.3 0.7 1.74	1.60 2.22 2.87	6.0	1.20	3.20	a 6.6. b 7.6	7.39	4.13 5.29	
R 15	19°27'8 S 173°54'9 W	15 (S)	2.01	a 2.27 b 3.38	1.25 0.99		a 4.39 b 5.99	1.28	2.58 3.20				
		46 (N)	2.01	a 2.10 b 2.76	0.72 1.23	0.90 1.57	a 4.55 b 6.33	1.51 0.88	1.58 3.21	a 6.72 b 7.5	2.84 -	3.35 3.84	
R 16	19°23'7 S 174°31'1 W	17 (S)	0.51	a 2* b 2.87 c 3.87	0.35 0.83 1.19	0.25 0.54 1.00	5.01	-	1.51				
		27 (N)	0.51	a 2* b 2.67 c 3.53	0.39 0.78 1.19	0.25 0.54 1.01	a 4.28 b 5.97	2.33 2.61	1.50 2.52	7.20	-	3.20	
8	19°37' S 174°54' W	110	1.74	2.15*	1.9	-	5.1	3.0	-	a 7.0 b 7.6	5.2	-	
R 17	19°25'5 S 175°12'9 W	50 (S)	2.19	2.15*	1.46		5.83	1.88	2.68	a 6.9 b 7.6	2.57	3.08 3.50	
		35 (N)	2.19	2.15*	1.24		5.20	1.73	2.45	6.2 6.8 7.6	1.04 1.20	2.86 3.08 3.37	

* Valeurs supposées par les auteurs

⊛ Interprétation de Talwani et al., 1961

Tableau V-4 . Données de sismique réfraction d'après RAITT *et al.* (1955) et EVA VII (1978).

DISCUSSION DES RÉSULTATS

Pour simplifier l'exposé, reprenons une à une les unités structurales de l'arc des Tonga. La figure V-21 montre la coupe générale de l'arc des Tonga obtenue à partir des profils de sismique réfraction.

Plaque plongeante (localisation des profils C 9 et C 10-11 sur la figure V-17)

Reprenons les résultats de RAITT (réinterprétés par TALWANI *et al.*, 1961). La croûte de la plaque plongeante est constituée par :

- une couche sédimentaire peu épaisse. Bien que non observée directement par la réfraction, elle n'excède pas 400 m, ce qui est en bon accord avec la sismique réflexion. Cette faible épaisseur est due à l'éloignement de sources d'apports sédimentaires terrigènes ou volcaniques et à la profondeur d'eau qui est supérieure au niveau de compensation des carbonates ;

- une couche 2, de vitesse supposée 5.3 km/s qui est, elle aussi, anormalement fine sur la plaque plongeante. Sous la fosse, la couche 2 a une épaisseur de 3 km. En conservant la puissance de cette couche, il faudrait admettre que son pendage sous la fosse est déjà de 75°, valeur anormalement forte et improbable. Par contre pour expliquer cette épaisseur, on peut supposer que sous la fosse, on est déjà dans la zone d'accrétion ;

- une couche 3 qui a une épaisseur au-dessus de la normale sur la plaque plongeante. Le rapport des épaisseurs observées sur la lithosphère plongeante et au niveau de la fosse indique un pendage de 56° de cette couche 3 sous la fosse.

La couche 3 b de vitesse 7.6 km/s proposée par TALWANI *et al.* (1961) n'a pas, à notre sens, de signification dans la structure de la plaque plongeante ; elle n'a été introduite que pour satisfaire à la réponse d'un modèle de densités et seule la profondeur à laquelle elle est placée, et non sa position précise sur le profil C 10-11, a un sens.

Les valeurs 8.2 km/s et 8.1 km/s observées respectivement sur les profils C 10-11 et C 9 représentent des vitesses de manteau supérieur en-dessous de la discontinuité de Mohorovicic dans le sens usuel du terme.

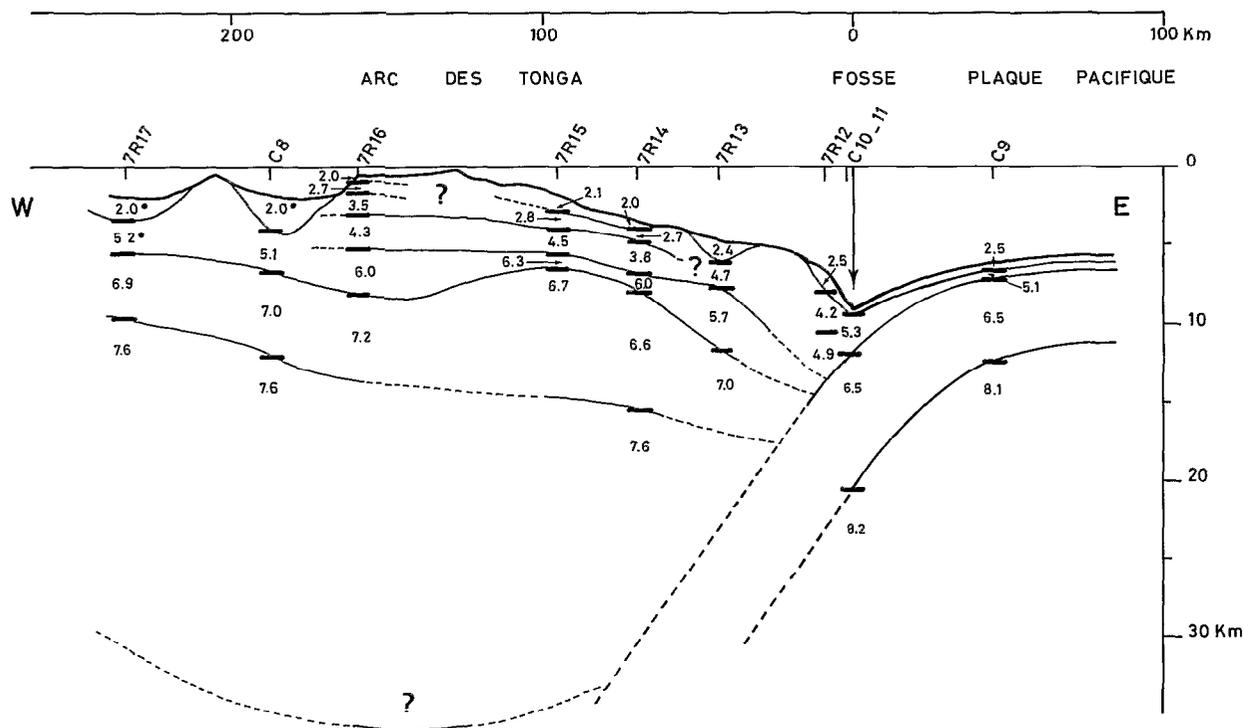


Fig. V-21 . Coupe des structures profondes de l'arc des Tonga par l'étude de la réfraction. Cette coupe est recalée sur le profil de sismique réflexion AUS 401 pour la morphologie et les premières couches sédimentaires. Les vitesses marquées d'un astérisque sont supposées.

Prisme d'accrétion (localisation des profils C 10-11, 7 R 12 et 7 R 14 sur la figure V-17)

Sans entrer dans le détail descriptif des différentes couches, on observe cinq faits majeurs dans cette structure :

- pas de sédiment en fond de fosse ou bien des épaisseurs inférieures ou égales à 200 m,
- une grande fracturation et donc un aspect tourmenté du prisme d'accrétion s'étendant jusqu'à au moins 60 km de la fosse,
- un dédoublement systématique de la couche 2 en 2 a ($v \simeq 4$ km/s) et 2 b ($v \simeq 6$ km/s),
- un dédoublement de la couche 3 en 3 a ($v \simeq 6.9$ km/s) et 3 b ($v \simeq 7.6$ km/s). Sur le profil 7 R 14, la couche à 7.6 km/s se situe vers 15 km de profondeur, ce qui est en très bon accord avec la couche introduite par TALWANI.

Arc proprement dit (localisation des profils 7 R 15 et 7 R 16 sur la figure V-17)

Ces profils précisent la structure de l'arc sans pour autant atteindre, dans les couches inférieures, des vitesses pouvant être assimilées à des vitesses de manteau supérieur normal. A noter l'épaississement des couches 2 et 3 en particulier sous le profil 7 R 14 et celui de la couche 3 au niveau du profil 7 R 16. Au niveau de l'arc, la gravimétrie doit pouvoir dire si les vitesses de 7.6 km/s observées sur les profils voisins (7 R 14, C 8 et 7 R 17) peuvent représenter des vitesses de manteau supérieur.

Arrière arc (localisation des profils C 8 et 7 R 17 sur la figure V-17)

Le profil C 8 se situe dans la dépression de Tofua, alors que le 7 R 17 se trouve en bordure du bassin de Lau. Sur ces deux profils, les vitesses des couches sédimentaires ne sont pas observées directement. Cependant, la vitesse supposée de 2 km/s est en bon accord avec la sismique réflexion qui indique une forte épaisseur de sédiment (3 s.t.d. pour Tofua).

Sur le profil 7 R 17, la couche 2 a été prise avec une vitesse de 5.2 km/s. On peut alors comparer les profils 7 R 17, C 8 et 7 R 16, trois faits ressortent de cette comparaison :

- Il n'y a aucune raison de penser que la dépression de Tofua puisse être un fossé d'effondrement, puisque la couche océanique de vitesse voisine de 7 km/s est plus profonde sous l'arc que sous la dépression. Cependant il est à noter que les caractères des couches sédimentaires diffèrent notablement entre les profils C 8 - 7 R 17 d'une part, 7 R 16 et 7 R 15 d'autre part. A l'ouest de l'arc nous trouvons une forte épaisseur de sédiment non consolidé donc relativement récent alors que sur l'arc nous avons au sommet une mince couche de sédiment récent non consolidé et en-dessous, des couches plus épaisses caractérisées par des vitesses variant de 2.7 à 3.5 km/s qui seraient constituées de sédiment plus ancien en voie de consolidation. Si la dépression de Tofua n'est pas un fossé d'effondrement il faut cependant remarquer que son bord oriental se situerait à la limite de deux structures.

- Il n'y a non plus aucune raison de penser que cette dépression soit l'annonce d'une future zone d'expansion puisque le profil 7 R 17, situé en bordure du bassin de Lau, zone d'expansion actuelle, présente des caractéristiques de croûte plus fine que sur le profil C 8, ayant lui-même une croûte moins épaisse que sous l'arc comme le montre le profil 7 R 16. Là encore on peut dire que le fossé de Tofua est peut-être la transition entre le bassin de Lau et l'arc des Tonga.

- Le profil 7 R 17 présente toutes les caractéristiques de croûte océanique relativement jeune, tout-à-fait comparable à ce que l'on peut trouver sur le plateau Nord-Fidjien en arrière des Nouvelles-Hébrides. La forte épaisseur des sédiments non consolidés trouvée ici est explicable par la présence de sources à proximité immédiate (île de l'arc et volcans de Tofua et Kao).

4

ÉTUDE GRAVIMÉTRIQUE DE L'ARC DES TONGA

Par François MISSEGUE et Alexander MALAHOFF

APPORTS NOUVEAUX

Les profils EVA 720 à 722, 725 à 729 réalisés au cours de la campagne EVA VII, représentent environ 2100 milles de gravimétrie en continu (Fig. V-6). Les profils 725 et 729 sont parallèles aux structures de l'arc insulaire.

Dans l'état actuel des travaux, les corrections de "cross correlation" rendues nécessaires par l'état de la mer n'ont pu être réalisées. Seul le profil EVA 722, compte tenu de l'état relativement bon de la mer, a pu être traité et interprété sans corrections préalables. L'erreur possible admise sur ce profil est de l'ordre de ± 5 mgal.

Le profil de sismique réflexion AUS 401 se juxtapose au profil EVA 722. Partant de 20° S - 169° 5 W, ce profil traverse l'ensemble plaque plongeante, fosse, arc insulaire et se termine en bordure du bassin de Lau par 19° 5 S - 175° 5 W.

Vingt kilomètres à l'est du sommet de l'arc, on observe un maximum de l'anomalie à l'air libre de + 150 mgal. Cette anomalie diminue régulièrement jusqu'à son minimum - 220 mgal au niveau de la fosse avec un gradient moyen de 4 mgal / km pour ensuite remonter avec un gradient de 3.6 mgal / km sur une distance de 50 km et passer au maximum observé sur la plaque plongeante (+ 30 mgal) au sommet du bombement de celle-ci.

MODÈLE DE DISTRIBUTION DES DENSITÉS DANS LA CROUTE DE LA LITHOSPHERE

Le modèle de distribution des densités (Fig. V-22) présenté ici, a été construit à partir des données de sismique réflexion AUS 401 et des sondages de sismique réfraction C 8, C 9, C 10-11 (RAITT *et al.*, 1955, réinterprété par TALWANI *et al.*, 1961) et 7 R 12, 7 R 13, 7 R 14, 7 R 15, 7 R 16, 7 R 17 réalisés au cours de la campagne EVA VII. La transformation "vitesse de propagation - densité" est faite selon la loi de NAFE et DRAKE (1957).

Ce modèle a été traité automatiquement selon la méthode de TALWANI *et al.* (1959) modifiée et adaptée aux calculatrices HP 9845 A (MISSEGUE, 1979). On utilise comme références de calcul les

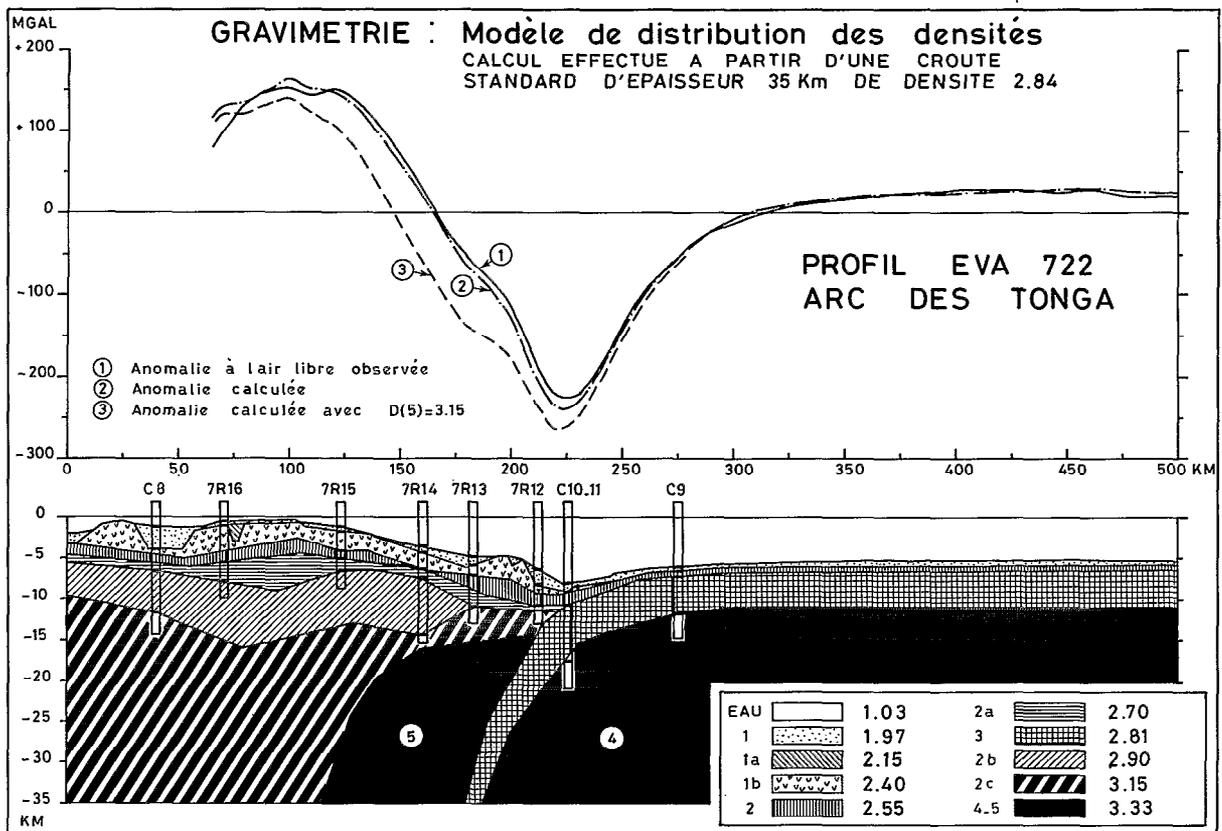


Fig. V-22 . Gravimétrie : Modèle de distribution de densités de l'arc des Tonga. Le profil gravimétrique EVA 722 est recalé sur le profil AUS 401.

caractéristiques d'une croûte standard de densité moyenne 2.84 jusqu'à 35 km de profondeur et 3.33 au-delà. A noter que le calcul réalisé en partant d'une croûte de densité 2.8 et de 32 km d'épaisseur n'implique aucune différence marquante dans la forme de l'anomalie induite mais décale celle-ci d'environ — 30 mgal.

Nous verrons successivement chaque structure de l'arc en tenant compte des résultats de la réfraction (Fig. V-22).

Plaque plongeante

Les données de sismique réflexion AUS 401 et les résultats du sondage réfraction C 9 (RAITT *et al.*, 1955, réinterprété par TALWANI *et al.*, 1961) restituent parfaitement l'anomalie à l'air libre observée sur cette zone.

Les différentes interprétations du sondage réfraction C 10-11 (RAITT *et al.*, 1955 ; TALWANI *et al.*, 1961) ne correspondent pas réellement avec le modèle de densité restituant le mieux l'anomalie observée. L'interprétation de RAITT n'a pas été retenue bien qu'elle donne de meilleures réponses que celle de TALWANI. Une réponse cohérente avec l'anomalie observée et les résultats des sondages réfraction voisins est obtenue en prenant en considération le premier interface des vitesses 5.3 et 6.5 km/s, communes aux deux interprétations et en admettant un deuxième interface des vitesses 6.5 et 8.2 km/s à 17.5 km de profondeur.

Le bombement de la lithosphère avant son plongement est peu visible sur l'enregistrement de l'anomalie à l'air libre car le profil EVA 722 ne se prolonge pas assez loin vers l'est cependant, le maximum de la flexure peut approximativement être situé à 230 km à l'est de la fosse. Cette distance est proche de celle qui est donnée par le long profil gravimétrique 2 D de la N.O.A.A. sur lequel le bombement est très visible, le maximum se situant à 220 km à l'est de la fosse (LUCAS, 1972).

On retrouve sur la plaque plongeante une série sédimentaire fine de densité 1.97 qui correspond à la couche à vitesse 2.5 km/s, d'épaisseur variant entre 400 et 600 m, mise en évidence par la réfraction.

La couche sous-jacente de densité 2.55 dont l'épaisseur varie de 500 à 600 mètres en zone calme d'après la réfraction, commence à s'épaissir à environ 30 km à l'est de la fosse. A ce niveau, on remarque 3 km d'épaisseur de matériau probablement volcanique. Cet épaississement semble indiquer que la zone d'accumulation se formant au contact des plaques débute bien avant la fosse. La couche de densité 2.81 et d'épaisseur 5 km présente une flexure uniforme.

On peut noter une variation continue du pendage de cette couche quand elle plonge :

- 5° de 50 km à l'est de la fosse jusqu'à celle-ci ;
- 21° de la fosse à 40 km à l'ouest de celle-ci ;
- 50° à partir de 23 km de profondeur.

L'épaisseur de cette couche reste relativement constante au cours de son plongement.

En zone calme, on retrouve la discontinuité de Mohorovicic à 11.5 km de profondeur. A l'aplomb de la fosse, cette limite atteint 17.5 km de profondeur.

Zone de contact des plaques

La couche $d = 1.97$ quoique s'épaississant à l'ouest de la fosse, reste relativement fine et ne dépasse pas 1 km d'épaisseur. A la hauteur de la fosse, cette couche atteint à peine 200 m d'épaisseur. La couche $d = 2.4$ est sans doute formée de sédiments volcaniques compactés. Elle présente de nombreuses

déformations avec des pointements peut-être d'origine différente remontant jusqu'à la surface morphologique, bien visibles sur le profil de sismique réflexion AUS 401. Son épaisseur pratiquement nulle au niveau de la fosse, atteint 3 km par endroit.

La couche $d = 2.55$ atteint 3 km d'épaisseur à 25 km à l'ouest de la fosse et semble inexistante au niveau du sondage réfraction 7 R 14.

La couche $d = 2.7$ épaisse de 3 km au niveau du contact des plaques semble s'affiner entre les sondages 7 R 15 et 7 R 14.

La couche $d = 2.9$ atteint 6 km au niveau du sondage 7 R 14 et se termine en biseau au sondage 7 R 13.

La couche $d = 3.15$ semble uniformément épaisse de 4 km dans cette zone.

Entre la zone de contact des plaques et le sondage réfraction 7 R 14 la discontinuité de Mohorovicic remonte à 14.5 km. Plus à l'ouest, cette limite s'enfonce en suivant un pendage comparable à celui de la plaque plongeante.

Arc insulaire

Au niveau de l'arc insulaire, on retrouve toute la série de couches déjà citées. Les couches $d = 2.7$, $d = 2.9$ et $d = 3.15$ subissent de fortes variations tant en niveau qu'en épaisseur. La couche $d = 3.15$ atteint sous l'axe de l'arc une épaisseur "estimée" à 22 km. Le manque d'observation gravimétrique entre les kilomètres 0 et 65 ne permet pas une estimation plus exacte ; cela situerait le Moho vers 35 ou 36 km. Ce chiffre est en accord avec l'estimation proposée par TALWANI *et al.*, (1961).

Les couches $d = 2.55$ et $d = 2.7$ doivent, sans doute remonter à l'ouest du sondage C 8, l'édifice volcanique actif étant situé en bordure de la dépression de Tofua (sondage C 8). Au km 0, on a projeté les profondeurs indiquées par le sondage 7 R 17 situé très légèrement à l'ouest de ce point.

DISCUSSION

A l'aplomb des sondages 7 R 14, 7 R 13, 7 R 12, on peut remarquer une remontée du Moho et de matière $d = 3.33$ à 14.5 km de profondeur. Les trois sondages réfraction cités ne mettent pas en évidence cette remontée de matière dense. L'un des deux modèles proposés par TALWANI *et al.*, (1961) permet d'esquisser une remontée du Moho à 19 km. Dans l'état actuel, aucune autre méthode géophysique n'a confirmé la présence de cette masse.

Malgré l'indétermination propre à la gravimétrie, il semble difficile de construire un modèle sans inclure dans celui-ci la remontée d'une masse à forte densité le long de la face externe de la plaque plongeante. A titre d'exemple, après avoir donné à cette masse une densité de 3.15, on obtient la courbe 3 (Fig. V-22). Au niveau du sondage 7 R 13, on obtient une anomalie à l'air libre de — 150 mgal alors que l'anomalie observée est de — 63 mgal. Ce déficit de plus de 80 mgal se prolonge pratiquement jusqu'à l'axe de l'arc.

Afin de se rapprocher le plus possible de la courbe observée 1 (Fig. V-22), on a dû réduire les épaisseurs des couches $d = 2.4$, $d = 2.55$ et $d = 2.7$ à l'approche du contact des plaques. La couche $d = 2.9$ ne peut être amenée jusqu'au contact sans créer un déficit d'environ 30 mgal. Il est de plus,

nécessaire de mettre en contact direct, dans cette partie du modèle, la couche $d = 3.15$ avec la couche $d = 2.7$.

ELSASSER (1971) propose un mécanisme de migration de l'axe d'une zone de subduction. Par gravité, la plaque plongeante, sous l'influence de son propre poids, a tendance à s'enfoncer. Sous l'effet d'une composante perpendiculaire à cette force, il se crée un déplacement de l'axe de la zone de subduction inverse au sens du mouvement propre à la plaque plongeante (Fig. V-23). Ce mouvement pourrait développer un clivage au contact des deux plaques et permettre d'une part, une remontée de matériau du manteau le long de la face externe de la plaque plongeante et, d'autre part, une extension des couches superficielles. L'auteur précise toutefois qu'à sa connaissance, ce phénomène n'a jamais été clairement observé.

MOLNAR et ATWATER (1978) reprennent cette hypothèse pour expliquer la formation des zones d'expansion arrière-arc. Cela impliquerait une solidarité totale entre les deux plaques et un déplacement de tout l'arc insulaire vers l'axe de la subduction tout en excluant totalement l'hypothèse d'une zone superficielle d'extension entre les deux plaques.

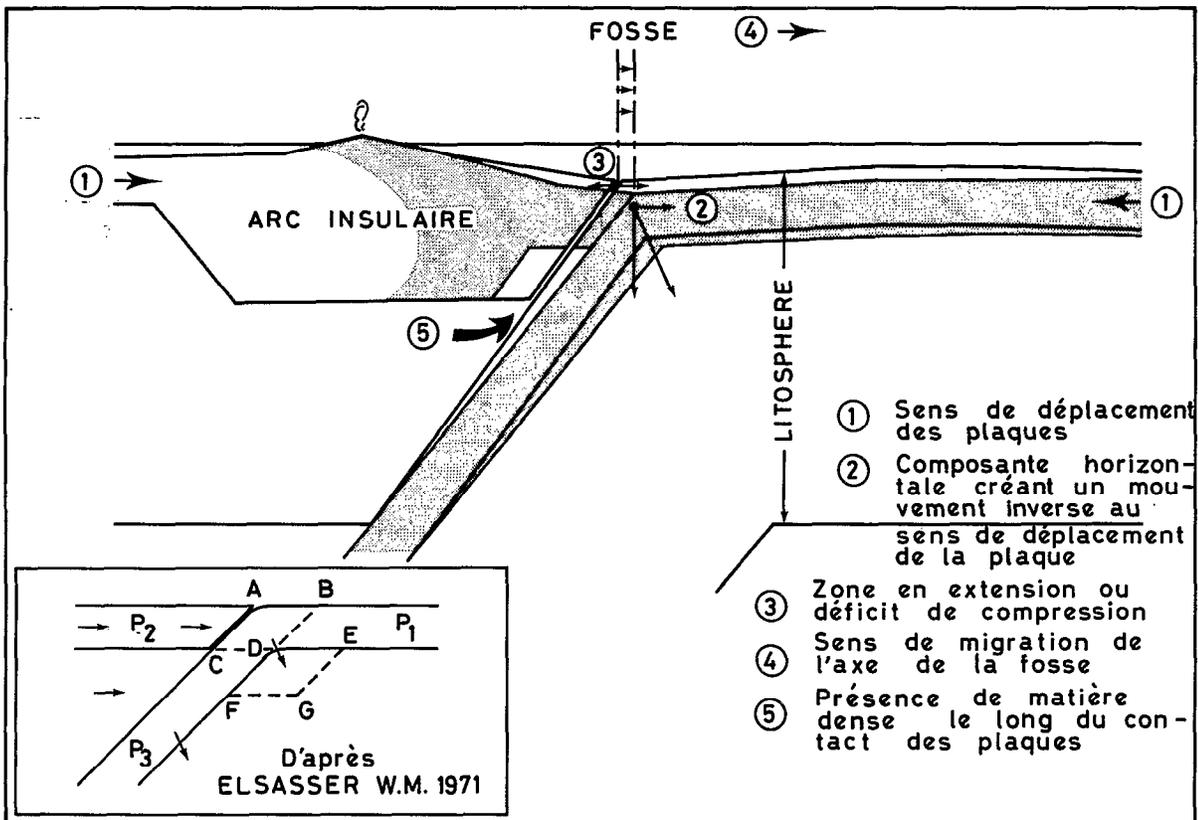


Fig. V-23 . Explication schématisée de la présence de matière dense contre la plaque subductée, de l'allongement des couches superficielles et de la migration de la fosse d'après l'hypothèse d'ELSASSER (1971).

CHEN et FORSYTH (1978) citent un séisme en extension avec un axe de tension maximale est-ouest de pendage nul à 14 km de profondeur ($16^{\circ}47$ S- 172° 16W). Si la précision du positionnement géographique de ce séisme est inférieure à 10 km, celui-ci peut aussi bien mettre en évidence des forces de tension dans la face externe de la plaque plongeante (hypothèse des auteurs), que l'existence d'une force de tension ou si l'on veut, un déficit des forces de compression dans la zone interplaque. Le pendage nul de l'axe de tension semble plutôt étayer cette seconde possibilité puisqu'on admet généralement que l'axe de tension maximum en un point de la surface externe d'une plaque homogène à laquelle on impose une flexure est tangentiel à la flexure or à 14 km de profondeur le pendage de la plaque plongeante est d'environ 20° . En outre ce séisme se trouve plus au nord du profil étudié, dans une zone où le plongement de la plaque semble s'accroître et dépasser 20° de pendage à la profondeur citée.

Si l'on reprend la thèse d'ELSASSER (1971), la réduction d'épaisseur des couches $d = 2.4$, $d = 2.55$ et $d = 2.7$ (Fig. V-22) peut être due à une striction des différentes couches provoquée soit par un mouvement d'extension, soit par un déficit du mouvement de compression interplaque dans cette zone. La remontée de matériau de densité 3.33 entre l'arc insulaire et la plaque plongeante peut être due à ce mouvement

En conclusion, la présence d'une masse de matériau de densité 3.33 remontant à 14 km dans la zone de contact des plaques semble être une réalité dont l'existence est toutefois à contrôler par une méthode géophysique capable de lever l'incertitude liée à la gravimétrie et dont l'hypothèse de mise en place nécessite encore des arguments pour être confirmée.

Manuscrit remis en novembre 1979
Manuscrit révisé en août 1980

5

SISMICITÉ DE L'ARC DES TONGA-KERMADEC

Par Rémy LOUAT et Jacques DUPONT

INTRODUCTION

Le phénomène de subduction a été mis en évidence par l'interprétation des données de sismologie sur l'arc des Tonga-Kermadec (OLIVER and ISACKS, 1967 ; ISACKS *et al.*, 1968, 1969). Les foyers sismiques y dessinent en effet une zone continue et étroite et s'étagent entre 0 et 700 km de profondeur. Dans cette zone, les ondes sismiques sont peu atténuées et ont des vitesses rapides alors que dans l'asthénosphère environnante et surtout en arrière de l'arc, seules les ondes sismiques basse-fréquence parviennent aux stations sismologiques locales. Les mécanismes focaux des séismes superficiels étant, dans la plupart des cas des mécanismes de chevauchement, les auteurs ont été conduits à admettre le plongement de la plaque Pacifique sous l'arc des Tonga-Kermadec et créer ainsi le concept de phénomène de subduction dans le cadre de la tectonique des plaques.

La faible densité des stations sismiques locales, due à la répartition des îles, n'a pas permis à la sismologie de faire progresser sensiblement nos connaissances sur le détail des structures de l'arc insulaire et sur le mécanisme de subduction.

Les seules données nouvelles dont nous disposons sont les caractéristiques des séismes publiés par les bulletins récents. Ne disposant que d'un temps d'observation plus grand, nous essaierons, en sélectionnant les événements les plus sûrs, de réinterpréter la sismicité afin d'apporter des directions de recherche nouvelles sur l'arc des Tonga-Kermadec.

LOCALISATION DES SÉISMES DES TONGA-KERMADEC

Nous avons vu dans l'étude des Nouvelles-Hébrides que pour obtenir une bonne précision sur le calcul des coordonnées géographiques d'un épïcêtre, il suffisait que les stations sismologiques lointaines aient une bonne répartition en azimut et en distance. De même, nous avons vu qu'une détermination correcte de la profondeur des séismes intermédiaires reposait sur un bon échantillonnage de stations sismiques réparties entre les distances épïcétrales 0 et 20 degrés.

Pour un séisme intermédiaire des Tonga-Kermadec (Fig. V-24 A et B), nous avons dans le meilleur des cas trois stations entre 0 et 10 degrés dont une (Raoul Island) à une distance inférieure à deux degrés. Entre 10 et 20 degrés, les séismes des Kermadec auront un bon échantillonnage de stations à cause de la présence des réseaux néo-zélandais et ORSTOM (Nouvelle-Calédonie et Nouvelles-Hébrides). Par contre, pour les séismes des Tonga les stations des réseaux sont au mieux à 18 degrés donc peu susceptibles d'apporter des informations sur la profondeur du foyer.

A l'inconvénient de la faible densité des stations sismiques entre 0 et 20° s'ajoutent les perturbations dans les temps de propagation provoquées par les structures locales (lithosphère subductée - bassin arrière-arc). Entre les stations locales installées le long de l'arc qui auront tendance à être très en avance à cause de la lithosphère subductée et les stations en arrière de l'arc qui présenteront des O-C fortement positifs, le calcul de la profondeur sera un compromis basé, le plus souvent, sur les stations les plus lointaines. Les stations avec une bonne amplification (125.000 à 1 seconde) et qui ne présentent pas de perturbation dans les temps de propagation sont les stations polynésiennes situées dans le meilleur des cas à 22 degrés des Tonga-Kermadec alors qu'aux Nouvelles-Hébrides dans les conditions les plus défavorables les stations néo-calédoniennes sont à une distance de 10 degrés.

Le séisme du 10 avril 1970 (Fig. V-24 B) met en évidence les problèmes de détermination de la profondeur des séismes intermédiaires des Kermadec tant les résidus aux stations proches sont importants : + 3,8 ; + 4,8 ; - 4,4 ; + 5,6 ; - 3,9 ; - 1,9 ; - 1,0 ; + 5,9 ; - 6,4 ; - 11,9 ; - 9,0 ; - 7,4 ; + 5,0 ; - 4,7 ; + 3,8 ; + 4,9 ; + 0,8 ; + 2,4 ; - 9,5 ; - 1,8 ; - 4,5. Le bulletin indique une profondeur de 148 ± 9 km ; dans la mesure où ce chiffre est issu de la moyenne des résidus précédents et des données des stations lointaines, l'écart de 9 km semble sous-estimé.

Comme la détermination des profondeurs aux Tonga-Kermadec est moins précise qu'aux Nouvelles-Hébrides, nous ne donnerons une signification à un groupe de séismes intermédiaires qu'en fonction du contexte local. En outre, nous nous limiterons aux séismes déterminés par plus de 100 stations alors qu'aux Nouvelles-Hébrides nous avons choisi le nombre de 50 stations.

LES SÉISMES PROFONDS : 400 A 700 KM

Pour étudier l'épaisseur de la zone sismique et son pendage, il est d'usage d'interpréter des coupes sur lesquelles les séismes sont positionnés en fonction de leur profondeur et de leur distance à un axe qui est presque toujours la ligne géographique tracée par la fosse. Adopter cet axe pour l'étude des séismes profonds des Tonga-Kermadec reviendrait à affirmer que la direction de la subduction n'a pas

varié depuis le début du phénomène estimé à 50 M.A. environ d'après les études de géologie, or la localisation des séismes profonds peut être matérialisée par plusieurs lignes courbes qui n'ont aucun rapport avec les directions induites par les fosses aux Kermadec, aux Tonga et aux Samoa. Nous avons constaté qu'en adoptant pour les coupes une direction sensiblement est-ouest (Fig. V-25), une forme cohérente de la zone de Benioff en milieu profond se dégage entre 35° et 23° Sud (Fig. V-26). Nous pouvons remarquer tout d'abord que l'épaisseur de la zone de Benioff est trop forte pour qu'on puisse associer cette zone à un seul milieu subducté.

Les auteurs (MINSTER *et al.*, 1974; PACKHAM and ANDREWS, 1975) ayant situé le pôle de rotation actuel approximativement vers 60° S et 180°, la vitesse de convergence des plaques Pacifique et Indo-australienne est, à la latitude du sud des Kermadec, la moitié (4.7 cm/an, LE PICHON, 1968) de ce qu'elle est au nord des Tonga (9.1 cm/an, LE PICHON, 1968). Nous étudierons les séismes profonds d'abord dans le sud puisque l'on doit s'attendre à y trouver le milieu subducté le plus court donc, a priori, le plus simple.

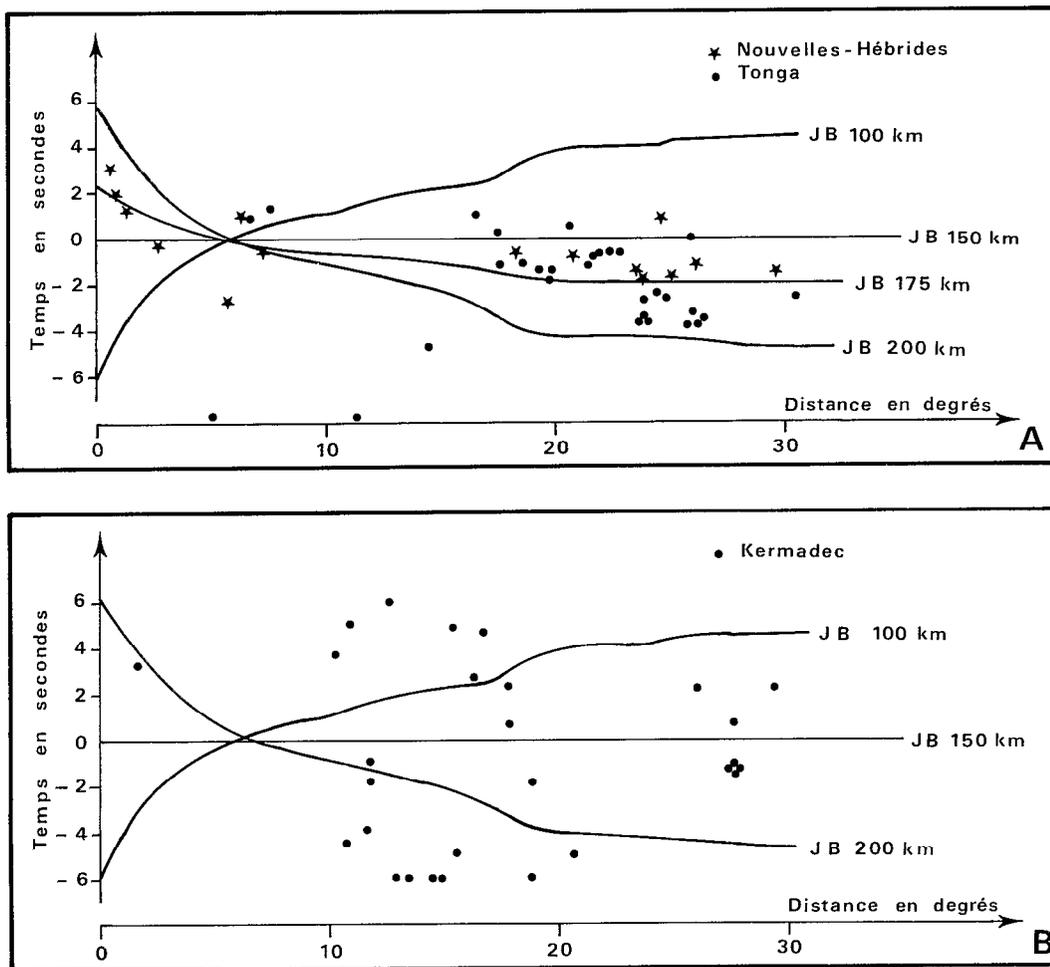


Fig. V-24 A. Représentation relative des temps de propagation d'ondes P pour des épicentres situés à des profondeurs de 100, 150, 175 et 200 km (Tables de Jeffreys-Bullen). Des données tirées des Bulletins ISC ont été rajoutées à ces courbes : les points noirs caractérisent un séisme des Tonga (15 janvier 1972, 18°33S - 174°59W, H = 171 km, Mb = 5,6, 220 obs.) tandis que les étoiles matérialisent un séisme des Nouvelles-Hébrides (01 août 1970, 15°24S - 167°64E, H = 178 km, Mb = 4,8, 52 obs.). On peut remarquer qu'entre 0° et 15° il y a 7 points caractérisant la profondeur du séisme des Nouvelles-Hébrides alors que pour les Tonga il n'y a que 5 points très dispersés.

B. Même représentation pour un séisme des Kermadec (10 avril 1970, 27°56S - 177°85W, H = 148 ± 9 km, Mb = 5,5, 220 obs.). On remarquera ici l'extrême dispersion des points donnés par les stations néo-zélandaises et ORSTOM. Entre 0° et 10° le seul point existant est une donnée de l'observatoire de Raoul Island, le trajet effectué par le rai est alors entièrement dans le milieu subducté.

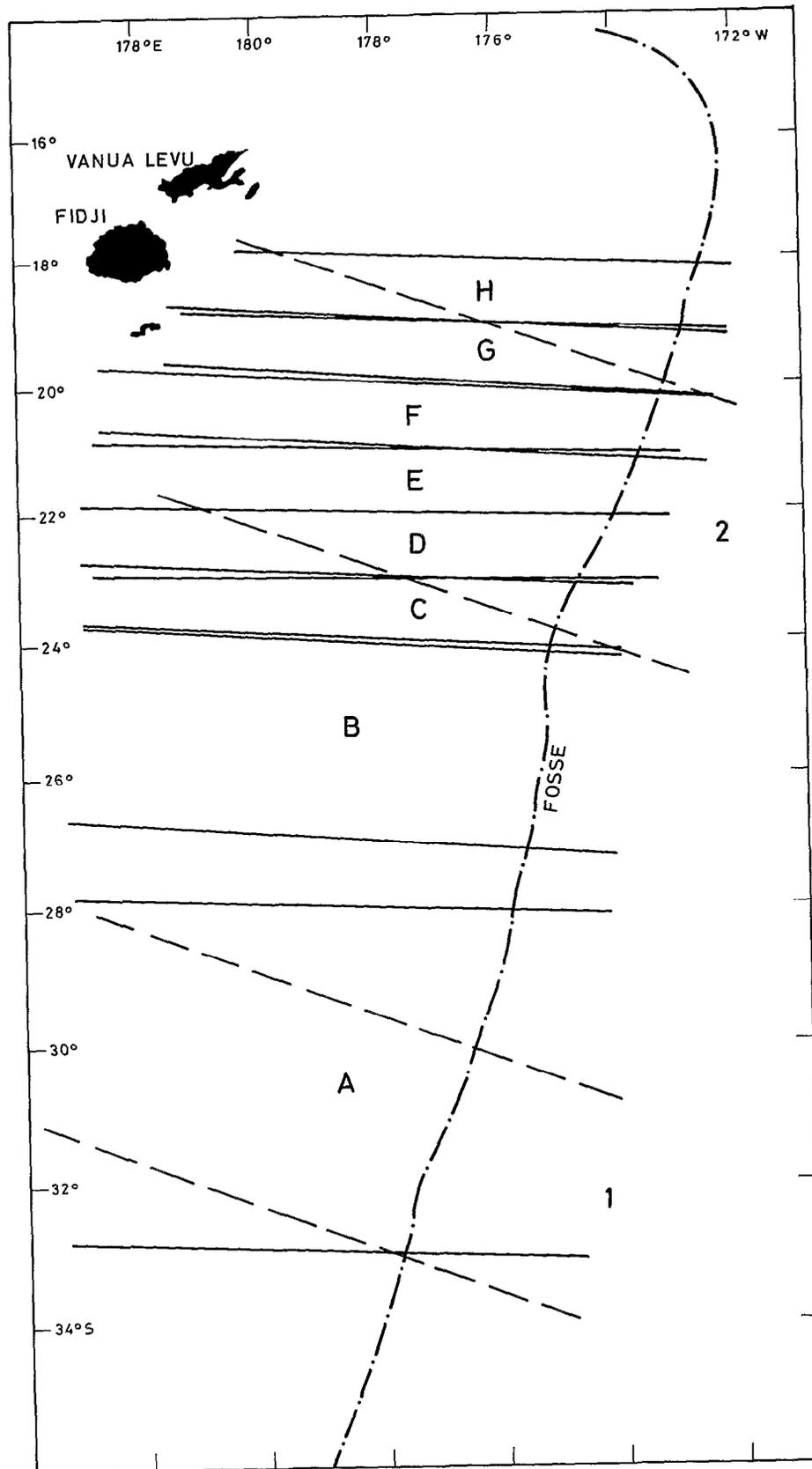


Fig. V-25 . Localisation des coupes sismiques sur les arcs Tonga et Kermadec. De A à H les coupes sont approximativement EW. Les coupes 1 et 2 regroupent les séismes des Kermadec et des Tonga, elles sont orientées SE-NW et perpendiculaires aux fosses.

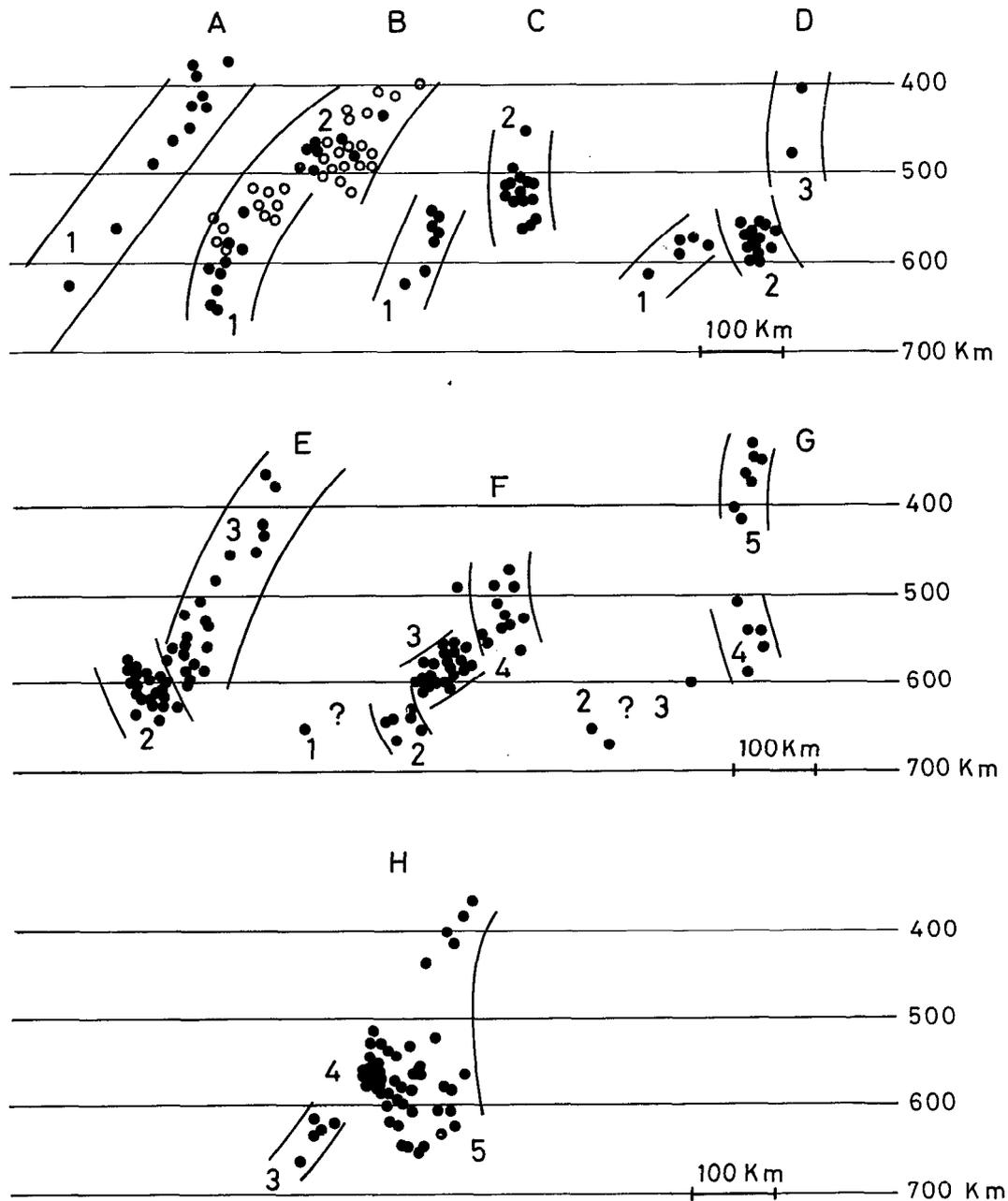


Fig. V-26 . Interprétation des coupes sismiques de A à H.

Interprétation des coupes

La coupe A (Fig. V-26) nous montre qu'entre 400 km et 650 km, le plan de Benioff est rectiligne avec un pendage de l'ordre de 60°. Cette coupe bien que caractérisée par peu d'événements malgré l'aire importante qu'elle recouvre (Fig. V-25), semble décrire la zone de Benioff non perturbée par un blocage de la subduction en profondeur. Sur la coupe B (points noirs), la profondeur de 700 km est atteinte, la zone de Benioff tend alors à s'incurver entre 400 et 500 km et l'extrémité de la zone sismique est verti-

cale entre 500 et 700 km. Plus au nord, le milieu subducté s'allonge encore, il y a alors coupure de celui-ci au niveau 500 km puis plongement de la nouvelle extrémité en arrière du premier tronçon avec un très fort pendage (coupe B points blancs et coupes C et D). Cette déchirure et ce nouveau plongement de la zone de Benioff sont dus soit à un effet gravifique soit à un changement de direction du mouvement de la subduction que l'on déduirait du changement d'orientation des séismes profonds (Fig. V-27). Il n'est pas impossible que le blocage de la subduction à 700 km modifie d'abord la géométrie du plan de Benioff et ensuite contraigne la limite des plaques c'est à dire la fosse à migrer vers l'est. Il n'est pas non plus impossible que ce phénomène soit à l'origine de l'ouverture des bassins de Lau et du Havre. Quand l'extrémité de la zone de Benioff résultant de la déchirure atteint elle-même 700 km, il y a de nouveau une rupture à 500 km puis plongement. La zone de Benioff ne semble pas pouvoir aller au-delà de 700 km ; ce niveau jouerait le rôle de butoir ou de point d'ancrage. Les coupes E F G H se prêtent à cette interprétation dans la mesure où elles suivent les coupes A B C D qui donnent le schéma du mécanisme. Plus on remonte vers le nord plus on constate une variation rapide des directions induites par les foyers des séismes. Les coupes ne sont donc interprétables que si elles sont étroites, mais plus elles sont étroites moins elles renferment d'événements. A partir des données du nord des Tonga, on ne peut pas interpréter directement la forme de la zone de Benioff.

Les coupes les plus septentrionales G et H montrent non seulement l'ancienne limite de plaque dont la ride de Peggy serait le témoin, mais aussi révèlent les perturbations apportées par la subduction de la ride de Louisville. En effet, la cassure et le plongement vertical de la lithosphère Pacifique à une profondeur de 500 km demandent des contrastes de densité très élevés. La subduction d'une ride qui correspond à un épaississement de la lithosphère (KELLEHER and MC CANN, 1976) peut affecter la géométrie de la zone de Benioff là où les contrastes de densité interviennent le plus.

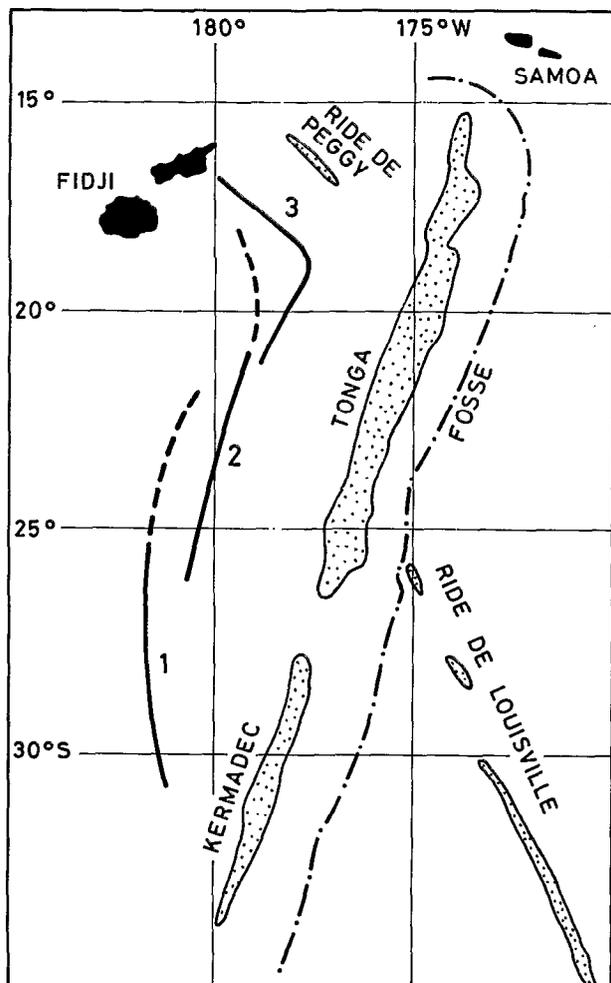


Fig. V-27 . Mise en évidence de 3 familles de séismes profonds présentant une orientation différente et mettant en lumière la migration des zones de Benioff.

1 : Subduction actuelle ayant gardé l'orientation originelle NS. 2 : Premier changement de direction. 3 : Orientation probable de la subduction avant la formation de la zone Nord-Tonga.

Dans le nord, nous pouvons associer le virage de la zone de Benioff aux séismes dont la profondeur est supérieure à 400 km. Ce virage peut résulter soit de l'impossibilité pour le matériau associé à la ride de Louisville de s'enfoncer au-delà de 600 km soit de l'existence d'une limite de plaque courbe dans un stade antérieur du phénomène de subduction, soit d'une combinaison des deux phénomènes pré-cités (Fig. V-28). Dans tous les cas, le nid de séismes profonds qui à 17° S s'étend sur 100 km de long et 40 km de large doit, vu son intensité, être relié à la subduction actuelle (coupe H entre 500 et 700 km).

Conclusion

Nos données ne nous permettent de tracer qu'un schéma de la zone de Benioff pour les séismes profonds en particulier pour la zone nord des Tonga, cependant nous pouvons affirmer que l'épaisseur de la zone sismique nous oblige à juxtaposer des morceaux de lithosphère subductée (Fig. V-26 et 28). La partie de l'arc des Tonga-Kermadec la plus propice à l'étude du devenir d'une lithosphère subductée et des phénomènes annexes dus à un éventuel blocage se situe entre 22° et 30° Sud. Les principaux traits que nous pouvons dégager sont :

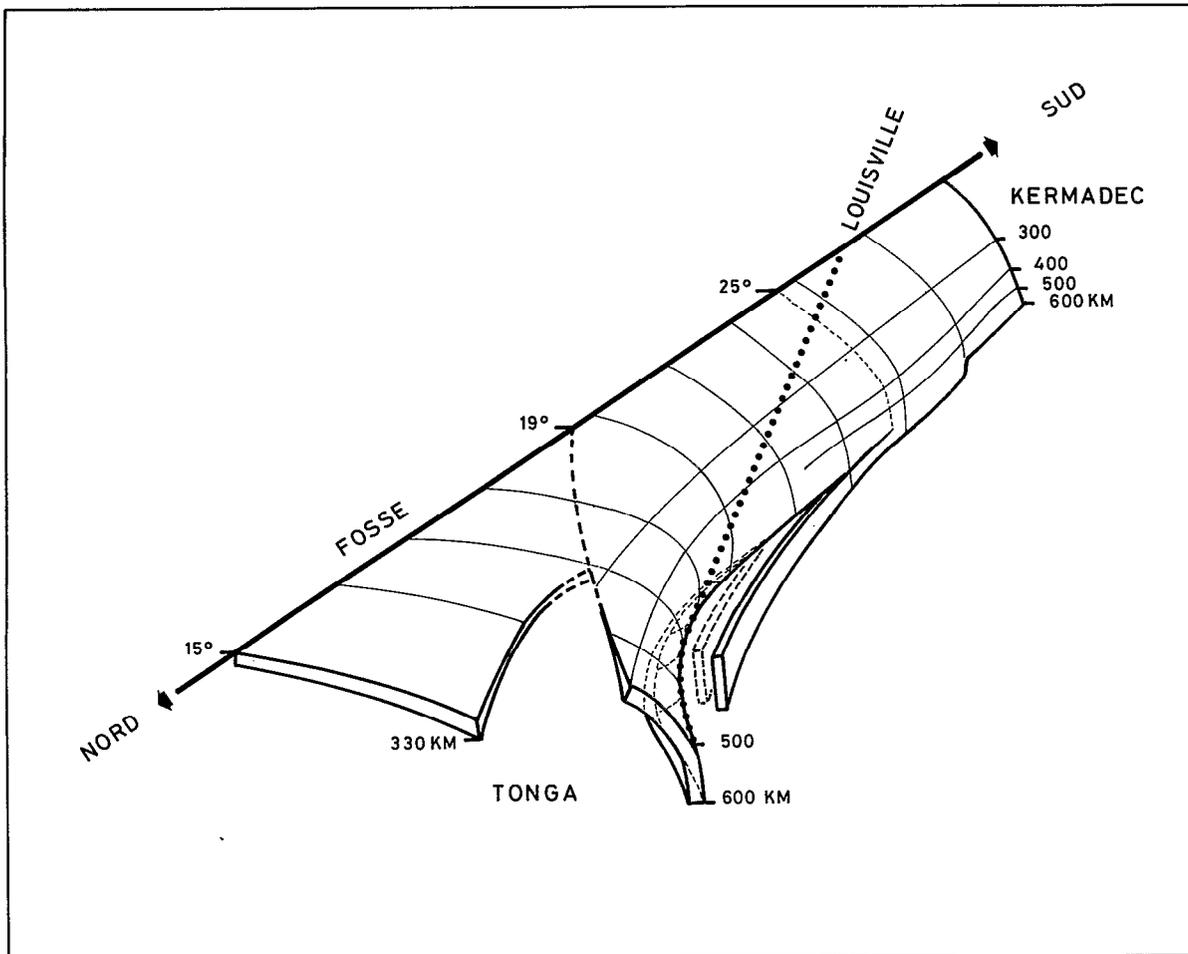


Fig. V-28 . Bloc diagramme schématique de la zone de Benioff des Tonga-Kermadec vue du nord vers le sud. On remarque : le plongement normal de la zone de Benioff aux Kermadec, le bombement de la zone au sud de 25° après ancrage à 700 km, les différentes lithosphères subductées expliquant la zone de Benioff très épaisse, le virage de la zone profonde autour des Fidji avec la partie qui ne peut plonger à cause de la ride de Louisville, le trou dans la zone de Benioff correspondant au trou de sismicité intermédiaire enfin, la zone de Benioff plus récente et ne plongeant que vers 300 km. L'extrême nord n'a pas été représenté (voir Fig. V-33).

- l'importance du phénomène d'ancrage des zones de Benioff à 700 km et son influence sur la forme des lithosphères subductées. Ancrage et déformation de la zone de Benioff nous amènent à dire qu'il y a mouvement effectif de la lithosphère dans l'asthénosphère pour qu'elle puisse se bomber et déplacement de la fosse vers l'est en rapport avec la vitesse du mouvement de subduction ;

- l'opposition entre la stabilité relative de la forme de la zone de Benioff entre 0 et 400 km quel que soit le matériau contenu dans le milieu subducté (ride de Louisville) et l'instabilité observée entre 500 et 700 km est la conséquence du rôle joué par la gravité dans les déformations du plan de Benioff. L'influence de la gravité est peu importante jusqu'à 500 km ; elle est primordiale entre 500 et 700 km ;

- la position des séismes profonds indiquerait que la subduction initiale était orientée nord-sud (Fig. V-27).

LES SÉISMES INTERMÉDIAIRES

La sismicité intermédiaire au sud de 19 °S

Les coupes 1 et 2 (Fig. V-29, voir aussi Fig. V-25) ne modifient pas les caractéristiques soulignées par ISACKS et BARAZANGI (1977) sur la régularité et la continuité de la zone de Benioff intermédiaire malgré le changement de pendage entre la zone des Kermadec et le sud des Tonga. Les remarques que nous tirons du paragraphe précédent nous incitent à dire que le changement de pendage n'a pas pour cause première l'introduction de la ride de Louisville mais l'ancrage de la plaque plongeante à 700 km qui entraîne un bombement généralisé de la lithosphère subductée quand elle continue son mouvement. Une autre cause du changement de pendage pourrait être une migration de la fosse vers l'est plus accentuée au niveau des Tonga qu'au niveau des Kermadec. On notera en outre, que l'activité sismique intermédiaire est pratiquement nulle entre les profondeurs 250 et 500 km pour la zone de Benioff située entre 26° et 30° S. Comme nous trouvons quelques séismes à des profondeurs supérieures, nous n'avons pas cherché une interprétation géodynamique à ce trou d'activité sismique. Nous pouvons seulement remarquer que la faiblesse des tensions dans le milieu subducté peut être reliée à la stabilité de la direction de la subduction pour la portion d'arc considérée.

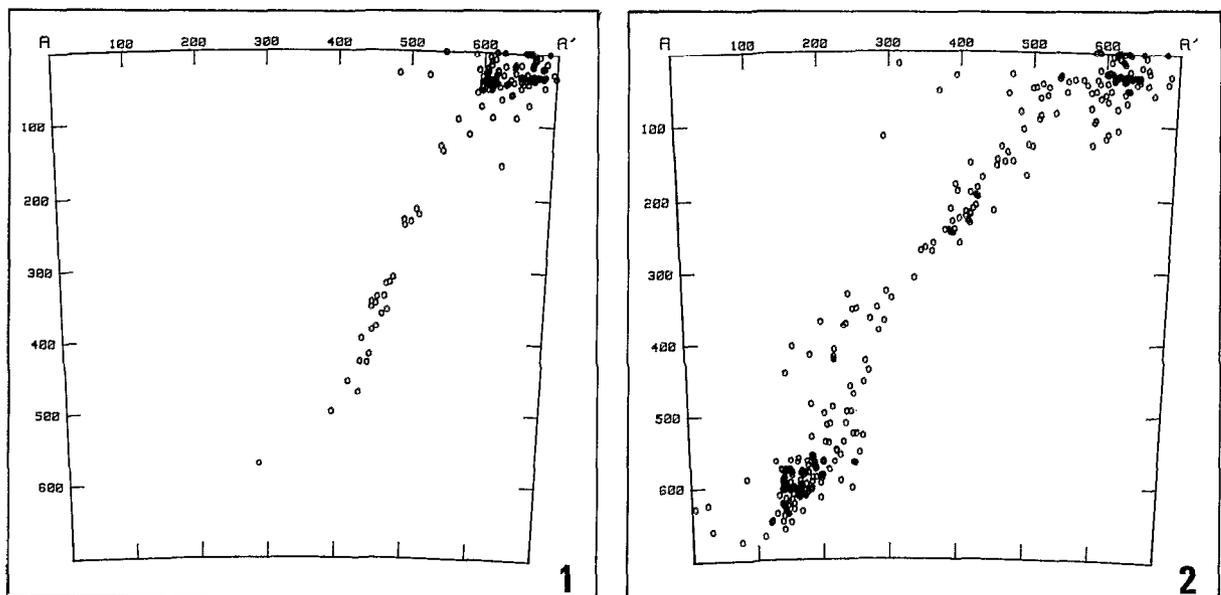


Fig. V-29 . Coupes sismiques sur les Kermadec (1) et sur les Tonga (2). Voir la localisation figure V-25. La complexité de la coupe 2 tranche avec la régularité de la coupe 1. Cette complexité serait due au phénomène d'ancrage ou à la ride de Louisville.

La zone de Benioff du nord des Kermadec représenterait la subduction originelle qui n'aurait pas été sujette à des migrations de frontière de plaques ou à des changements d'orientation dans le mouvement de convergence des plaques Pacifique et Australienne (Fig. V-30).

On notera que cette zone calme est limitée au sud par un foyer de séismes intermédiaires dont la limite méridionale est une droite approximativement perpendiculaire à la fosse entre 32° et 33° Sud (Fig. V-30). Bien que la géométrie de la zone de Benioff soit à cet endroit régulière, on remarque que la trace en surface des séismes intermédiaires s'incurve vers l'ouest et que l'arrêt net de la sismicité intermédiaire entre 32° et 33° Sud peut être corrélé avec le changement de morphologie du bassin du Havre et la direction de la zone de fracture de Cook (MAMMERICKX *et al.*, 1971). EIBY (1977) montre qu'à cette même latitude, il y a un brusque allongement de la zone de Benioff (voir coupe G; figure 5 de cet auteur). On remarque aussi que la sismicité superficielle diminue à la latitude de 34° Sud (Fig. V-32).

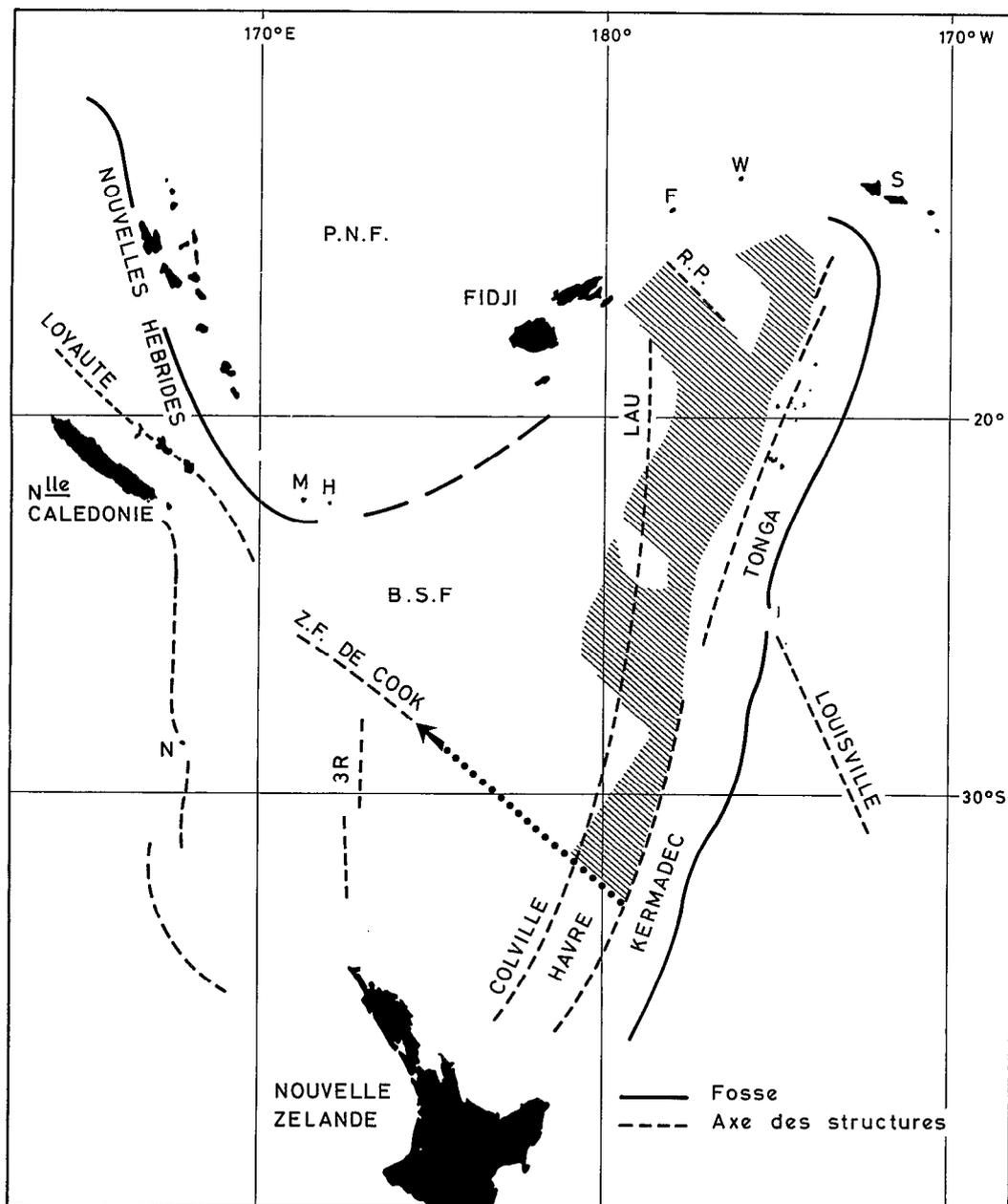


Fig. V-30 . Sismicité intermédiaire de Tonga et Kermadec. On remarque: 1° la relation entre la limite sud de la sismicité aux Kermadec et la zone de Fracture de Cook, 2° le trou de sismicité du Nord-Tonga. P.N.F. = Plateau Nord Fidjien. B.S.F. = Bassin Sud Fidjien. M = Volcan Matthew. H = Volcan Hunter. N = île de Norfolk. 3R = ride des Trois Rois. F = île Futuna. W = île Wallis. S = îles Samoa.

La sismicité intermédiaire du sud de l'arc des Kermadec serait un argument en faveur d'un accident fossile majeur de direction SE-NW vers 33° S. Il faudrait évidemment pour conclure à l'existence de cet accident d'autres éléments indépendants des séismes.

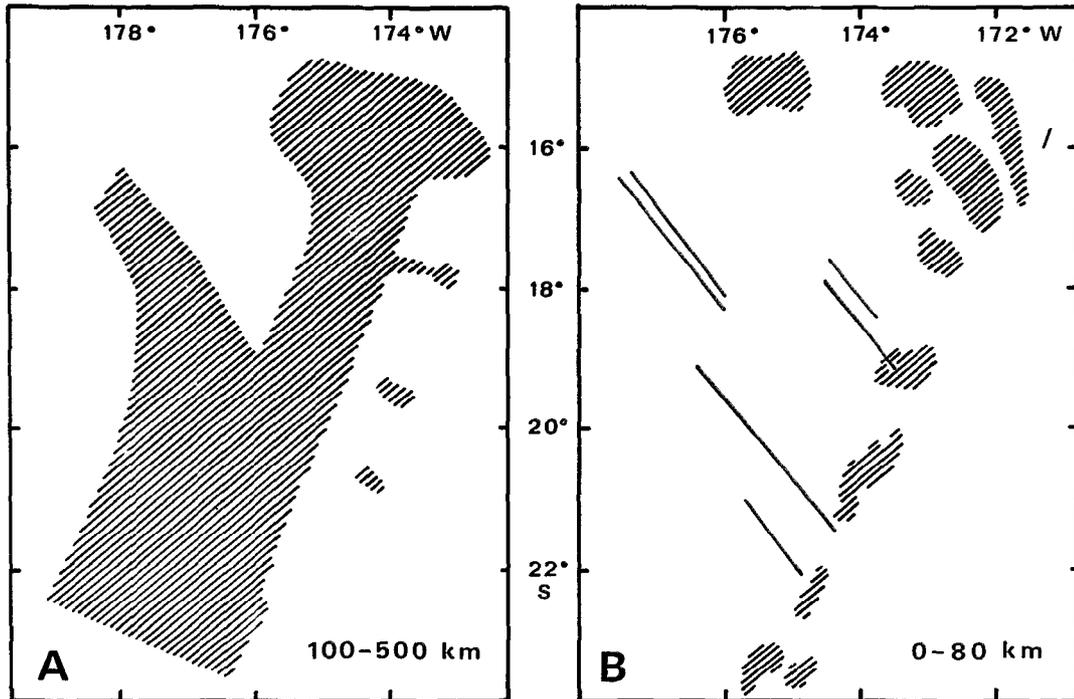


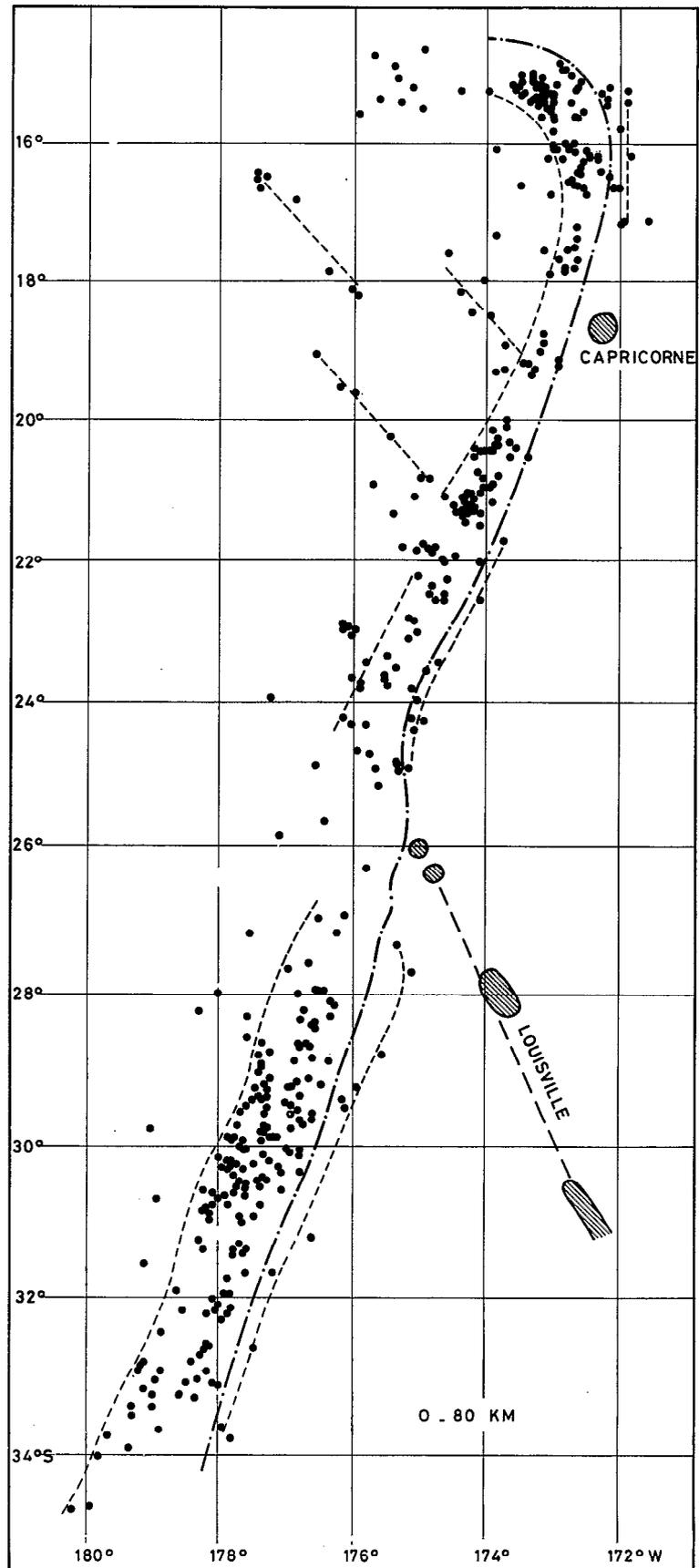
Fig. V-31 . Région Nord-Tonga. A = sismicité intermédiaire (100-500 km) mettant en évidence le trou d'énergie sismique de la région nord. B = sismicité superficielle (0-80 km). On remarque les directions NW-SE du bassin de Lau. Sur l'arc frontal, les zones hachurées indiquent des familles de séismes et non des alignements.

Le problème de la terminaison septentrionale de l'arc des Tonga

La localisation des séismes intermédiaires (100-500 km) et superficiels (0-80 km) (Fig. V-31 A et B et Fig. V-32) montre que dans le nord des Tonga, la principale discontinuité sismique tant pour les séismes superficiels que pour les séismes intermédiaires, ne se corréle pas avec le tracé de la fosse entre l'archipel des Tonga et les îles Samoa.

L'interprétation que nous tirons de la sismicité montre que la limite entre les plaques Pacifique et Australienne se situait antérieurement sur une ligne orientée SE-NW (50° W) à partir d'une zone située aux environs de Vava'u et du guyot Capricorne (19° S - 173° W). Cette ligne se confond avec la ride de Peggy (Fig. V-30). La subduction actuellement effective entre 19° S et 15° S ne doit pas être prise comme la conséquence unique de la convergence des plaques Pacifique et Australienne mais aussi comme une migration vers le nord de la subduction des Tonga-Kermadec, phénomène qui possède par lui-même sa dynamique d'extension. Il faut donc faire appel, soit à un concept de subduction marginale, soit dire que le nord du bassin de Lau est formé par une croûte récente. Notons que ce concept serait aussi applicable sur la zone de subduction des Hébrides. En effet, on notera d'une part que la profondeur extrême des séismes intermédiaires des Hébrides (300-500 km) est la même que celle des séismes intermédiaires du nord des Tonga, d'autre part que le plan de Benioff des Nouvelles-Hébrides est très irrégulier, comme celui du Nord-Tonga (voir Fig. V-31 et les chapitres sur les Nouvelles-Hébrides). La subduction des Tonga-Kermadec a donc généré des mouvements secondaires qui sont encore dans un stade évolutif.

Fig. V-32 . Localisation des séismes superficiels aux Tonga-Kermadec. La fosse est en tirés-pointillés et on a schématisé les guyots et la ride de Louisville. On remarque la bande de sismicité plus large aux Kermadec, le trou de sismicité vers 26°S (Louisville), les alignements NW-SE du bassin de Lau, les séismes en avant de la fosse localisés surtout le long du virage nord, au nord de la ride de Louisville et le long des Kermadec.



Base expérimentale des conclusions précédentes

Comme pour les autres chapitres, l'étude de la sismique a été faite à partir des foyers des séismes donnés par les bulletins I.S.C. quand cent stations au moins ont enregistré le séisme ($M_b = 5$). Nous supposons donc que notre échantillon est représentatif. Le tracé des séismes intermédiaires en forme de Y dans la figure V-31 A est basé sur un trou de sismicité de 1 degré carré; on notera que dans l'arc des Kermadec, nous avons une absence de sismicité intermédiaire de 2 degrés carrés à laquelle nous n'avons pas donné de signification géodynamique. L'interprétation que nous avons donnée à la partie nord des Tonga est déduite surtout de la convergence du tracé des séismes intermédiaires, des séismes superficiels et de la morphologie de l'arc. Il faut ajouter que si un épicerne dont la localisation n'est pas douteuse, était mis en évidence dans ce que nous avons considéré comme un trou permanent de sismicité intermédiaire, notre conclusion serait à revoir.

LES SÉISMES SUPERFICIELS : 0 A 80 KM

Le long de l'arc insulaire des Tonga-Kermadec

Les séismes superficiels sur l'ensemble Tonga-Kermadec ont été reliés à la subduction principalement par l'interprétation des mécanismes focaux. JOHNSON et MOLNAR (1972) distinguent trois sortes de mécanismes : les mécanismes de chevauchement qui traduisent le mouvement relatif des deux plaques, les mécanismes de déchirure de la plaque Pacifique au nord des Tonga entre la partie qui plonge et la partie solidaire des îles Samoa (Hinge faulting des auteurs) et enfin des mécanismes qui traduisent des tensions internes à la plaque Pacifique, soit quand elle se courbe avant sa subduction, soit parce qu'un blocage en profondeur perturbe son plongement. Curieusement les déformations à l'intérieur de la plaque Indo-australienne ne se traduisent pas par des séismes suffisamment forts pour permettre la détermination d'un mécanisme focal.

Le long de l'arc, les séismes que l'on peut raisonnablement relier au contact des plaques sont groupés sur une bande large de 40 km aux Tonga et de 70 km aux Kermadec (Fig. V-32). La transition entre ces deux zones s'effectue par le trou de sismicité dont nous avons parlé précédemment. La bordure occidentale des séismes superficiels des Tonga se prolonge aux Kermadec par une ligne d'épicentres sur l'arrière-arc comme si la subduction de l'arc des Tonga entraînait des mouvements parallèles aux structures dans le bassin du Havre (Fig. V-32). On notera d'autre part qu'il y a accumulation de séismes en avant de l'arc, là où la fosse est sujette à des déformations : virage de la fosse au Nord-Tonga, abords de la ride de Louisville. Les mécanismes focaux de CHEN et FORSYTH (1978) portant sur deux séismes dont la profondeur a été redéterminée par des méthodes indirectes, sont interprétés par les auteurs comme traduisant la courbure de la plaque avant son plongement. Il peuvent aussi provenir des tensions à l'intérieur de la plaque Pacifique au moment du virage de la fosse. Pour que l'interprétation des auteurs puisse être généralisée, il faudrait que les mécanismes focaux déduits de la courbure de la plaque proviennent de séismes localisés tout le long de l'arc des Tonga-Kermadec et non du nord où il y a déchirure de la plaque Pacifique et un plan de Benioff sans doute plus court.

Les séismes superficiels du nord des Tonga interprétés par ISACKS *et al.* (1969) comme une conséquence de la déchirure de la plaque Pacifique suivant un axe est-ouest font partie d'un ensemble de séismes qui dessinent grossièrement une ligne orientée 30° W. Malgré l'accumulation des séismes vers 15°30 Sud, on peut dire que la déchirure s'effectue non pas par une faille mais par un réseau de failles superficielles et intermédiaires (jusqu'à 100 km de profondeur) sur une longueur de 100 km environ à partir du virage de la fosse (Fig. V-33). On notera au passage que la sismicité superficielle ne rend pas compte dans le nord des Tonga d'une déchirure de la plaque Pacifique qui se prolongerait dans la direction du mouvement par une faille transformante. Dans l'extrême nord des Tonga, la sismicité arrière-arc est diffuse comme si les limites actuelles des plaques n'étaient pas stabilisées.

En résumé, la sismicité superficielle serait régulière aux Kermadec et se localiserait sur une bande plus étroite aux Tonga avec des zones où la dissipation d'énergie est plus forte (région des îles

tongiennes). Le nord des Tonga serait caractérisé par une sismicité intense localisée sur un degré carré. La sismicité arrière-arc est très faible aux Kermadec, alors qu'aux Tonga, nous trouvons des directions de séismes traduisant d'anciennes limites de plaques qui rejouent.

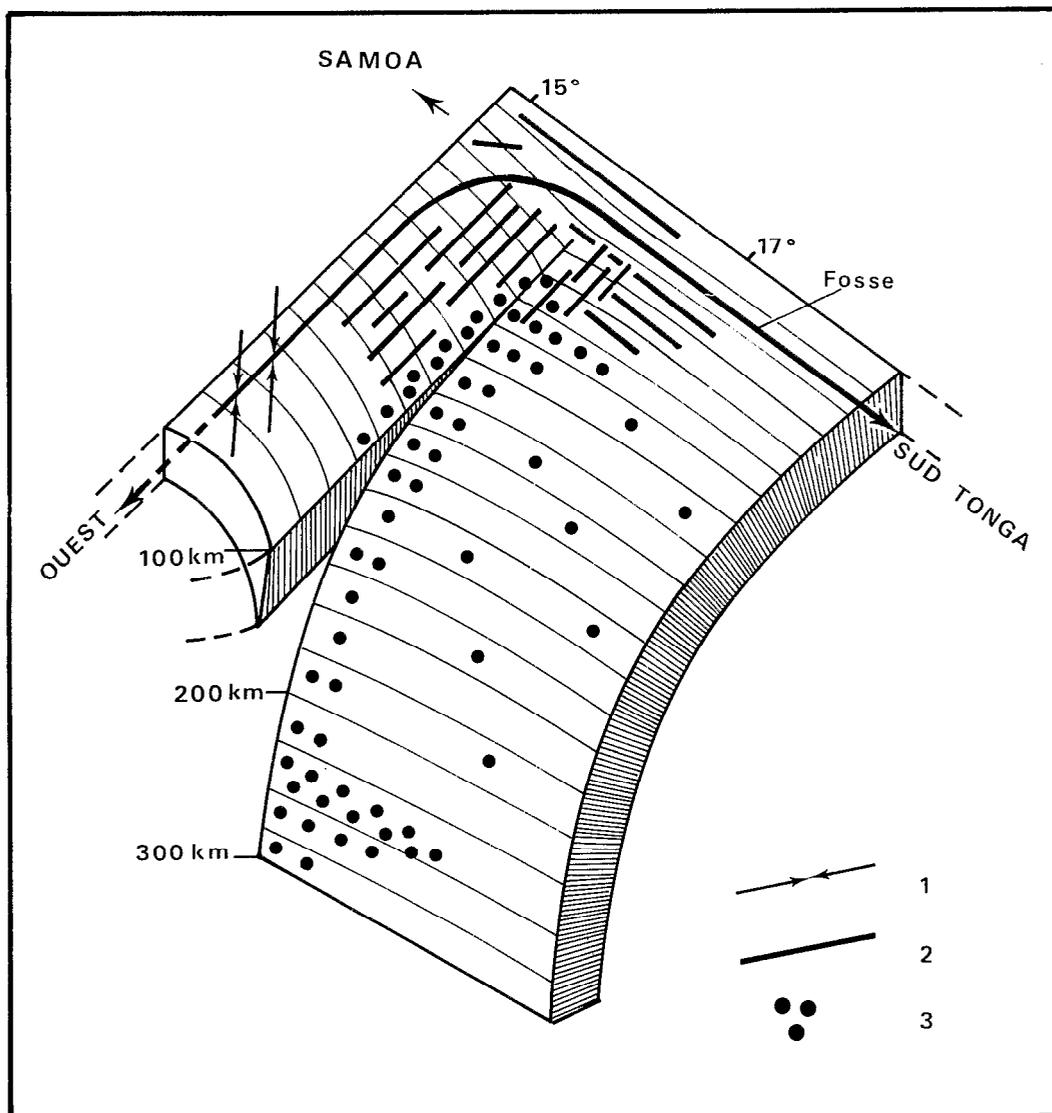


Fig. V-33 . Bloc diagramme schématique de la zone de Benioff dans l'extrême nord des Tonga. La "hinge-faulting" des auteurs anglo-saxons est représentée, on remarque qu'elle est accompagnée par un réseau de fractures sur une centaine de kilomètres de profondeur. 1 : Compression due aux mouvements différentiels des plaques Pacifique et Australo-indienne. 2 : Interprétation schématique des séismes superficiels suivant des directions de failles supposées. 3 : Séismes intermédiaires. On remarque qu'ils sont regroupés le long de la "hinge faulting" et vers 250 km de profondeur (voir Fig. V-31 A - vers 16°). Le schéma est inspiré d'un dessin de FORSYTH (1975) relatif à l'étude de la mer Scotia - Atlantique sud.

Le problème de l'interruption de la sismicité au milieu de l'arc des Tonga-Kermadec

Entre les latitudes 25° et 28° S, nous pouvons voir sur la figure V-32 une diminution de l'activité sismique superficielle. Ce trou de sismicité semble stable depuis 1900 car une carte des épicentres compilés par MEYERS et VON HAKE (1976) rend compte pareillement d'un déficit d'énergie pour les mêmes latitudes. KELLEHER et MCCANN (1976) ont interprété ce trou de sismicité comme une conséquence de la plus grande flottabilité du matériau constituant la ride de Louisville entraînée dans la subduction. Il y a donc, d'après ces auteurs, au niveau de la Louisville, un ralentissement du mouvement donc un déficit d'énergie sismique supposé implicitement proportionnel à la vitesse de subduction. On remarquera d'abord que le trou de sismicité n'existe pas dans le prolongement de la ride de Louisville et ensuite que la sismicité superficielle n'indique pas clairement de mouvement différentiel dans la plaque plongeante ou en arrière de l'arc. Pour rendre compte de cette interruption de sismicité superficielle, nous préférons faire appel au phénomène expliqué par la figure V-34. L'arrivée de la ride de Louisville perturbe la géométrie de la plaque plongeante au moment où elle se courbe avant de plonger sous la plaque Indo-australienne. Il y a, comme le montre le tracé de la fosse, un décalage vers l'est de la courbure de la plaque Pacifique. Si on associe à ce phénomène de déformation secondaire de la plaque plongeante un minimum de tension au contact des deux plaques, le déficit d'activité sismique superficielle s'explique alors par un abaissement des contraintes à l'interface entre les deux plaques. L'absence d'arc à la même latitude pourrait avoir la même cause mais dans ce cas l'interruption de l'arc devrait suivre le mouvement de la ride de Louisville vers le sud lors de la subduction, ce qui reste à prouver.

Des études annexes sont nécessaires pour démontrer que les valeurs de rigidité généralement admises pour une plaque océanique vieille de plus de 100 millions d'années sont compatibles avec une déformation de 30 km affectant la courbure de la plaque sur une longueur de 200 km. La morphologie de la fosse est en faveur de cette interprétation, il faut prouver qu'elle est quantitativement possible.

COUPE LONGITUDINALE DES SÉISMES AUX TONGA-KERMADEC

La représentation de la coupe longitudinale incluant tous les séismes de l'arc des Tonga-Kermadec (Fig. V-35) nous conduit à faire plusieurs remarques :

- Jusqu'à 350 km de profondeur, la sismicité semble assez homogène.
- Vers le nord, on notera un renforcement de l'activité sismique sans que la distribution des épicentres soit affectée.
- Les irrégularités dans la longueur totale du plan de Benioff sont bien mises en évidence : déchirure à 600 km de l'origine des abscisses (Kermadec-Sud) et raccourcissement du plan de Benioff à 1700 km.
- Le trou de sismicité intermédiaire tel qu'il est mis en évidence par la figure V-31 A n'apparaît pas car la coupe longitudinale ne tient pas compte de la courbure du plan de Benioff au niveau des îles Fidji pour les séismes entre 400 et 700 km de profondeur

CONTRIBUTION A LA STRUCTURE DE VITESSE DE LA LITHOSPHERE SUBDUCTÉE AUX TONGA-KERMADEC

Observations et interprétation

Les O-C sur des trajets Tonga-Kermadec - station de Nouméa sont présentés sur la figure V-36 A et B ; les épicentres considérés sont superficiels et comme dans le reste du chapitre les données proviennent des bulletins I.S.C. avec un choix sur le nombre minimal de stations (100). Entre les distances épicentrales de 16° et de 21°, l'O-C passe de + 5 à — 1 seconde, la variation est telle, 1 seconde par degré, que l'effet de station ne peut intervenir. La propagation est par conséquent la source première des O-C trouvés dont les valeurs dépassent de loin les écarts par rapport aux tables, habituellement mis en évidence dans la littérature.

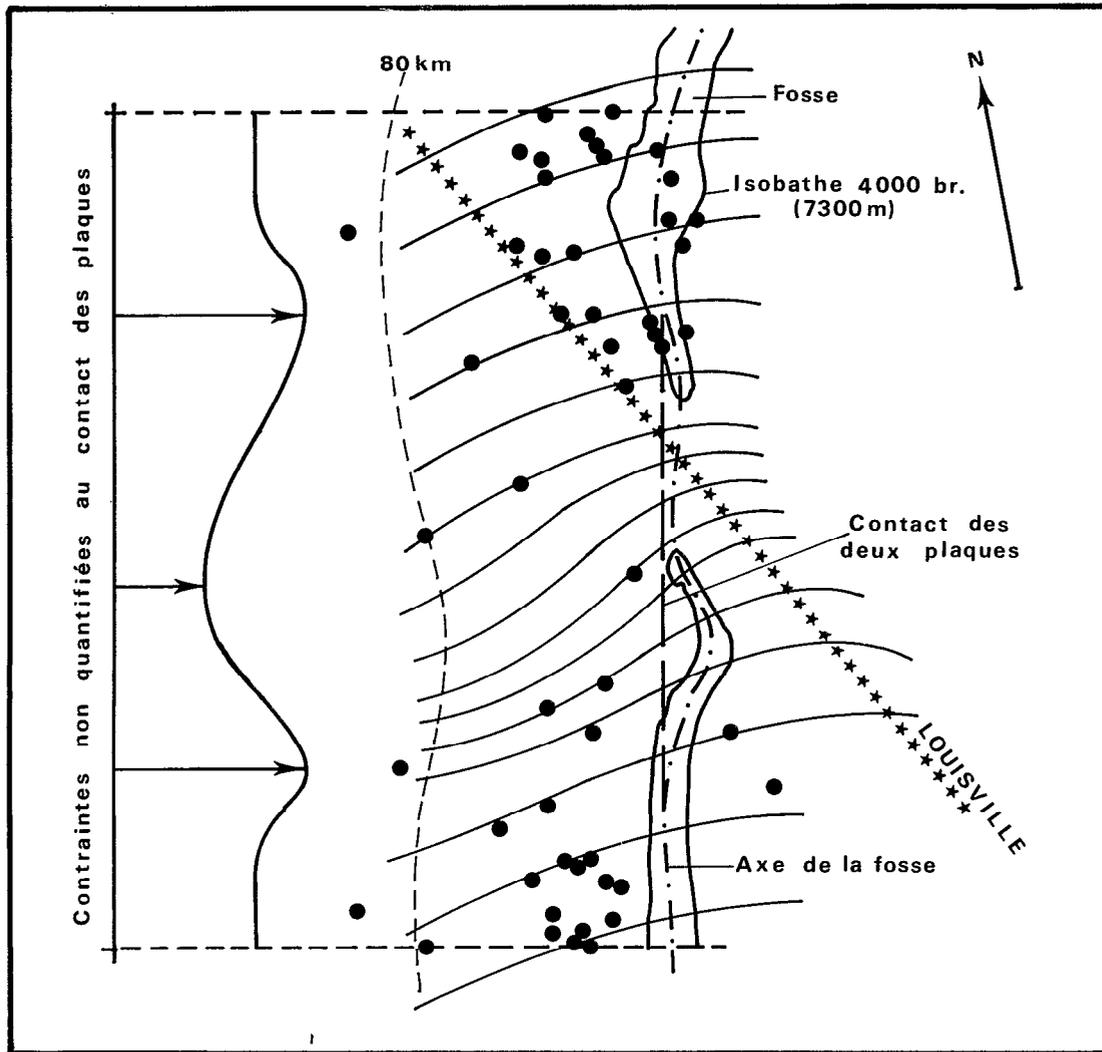


Fig. V-34 . Schéma de la déformation secondaire de la plaque plongeante due à la ride de Louisville. Cette déformation entraîne une diminution des contraintes au contact des deux plaques, ce qui explique le trou de sismicité superficielle situé vers 26° Sud (voir Fig. V-32). Sur le schéma, la fosse est représentée par le tracé exact de l'isobathe 4000 brasses (MAMMERICKX *et al.*, 1971) et la ride de Louisville est matérialisée par l'alignement d'étoiles passant par les sommets des reliefs de cette ride. La déformation de la plaque plongeante est esquissée par le dessin des courbes jusqu'à la profondeur de 80 km environ. Les contraintes au contact des plaques sont figurées sur le schéma uniquement pour préciser les zones de fortes ou faibles contraintes. Les points noirs représentent les séismes superficiels ; le trou de sismicité est nettement marqué.

L'explication la plus élémentaire serait de dire qu'à des distances épacentrales courtes, le rai sismique passe par le manteau supérieur sous le fossé du Havre. On peut admettre que ce milieu par similitude avec le bassin de Lau est très lent et atténue les ondes sismiques (BARAZANGI and ISACKS, 1971). Pour des distances plus grandes, le rai pénètre plus bas dans le milieu subducté sous l'arc des Tonga-Kermadec. Ce milieu étant rapide (JACOB, 1970) et à pendage moins fort sous le nord des Tonga, le retard fait place progressivement à une avance expliquant ainsi le fort gradient O-C/ distance épacentrale.

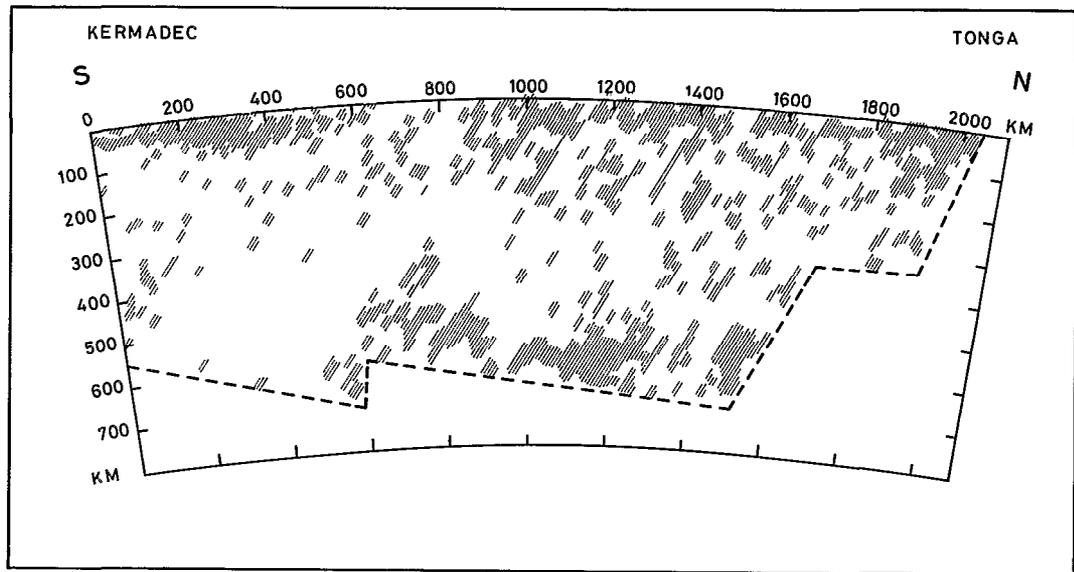


Fig. V-35 . Coupe longitudinale des séismes aux Tonga-Kermadec. On remarque surtout la déchirure à 600 km des abscisses et le raccourcissement du plan de Benioff (330 km) au Nord-Tonga.

On note cependant que :

- là où les retards sont les plus importants (Fig. V-36 A) le fossé du Havre est étroit et les séismes superficiels proches de cette structure sont en avance à Nouméa (— 1,4; — 0,9);
- les O-C à Nouméa des séismes du bassin de Lau sont en moyenne légèrement en retard (+ 0,5 seconde) pour une distance de 20°.

L'origine de l'O-C = +5 secondes doit donc être recherchée près de la source du séisme (Fig. V-37 A et B). Par analogie avec ce qui a été trouvé aux Nouvelles-Hébrides, nous introduisons au sommet du milieu subducté une zone à très basse vitesse assimilée à la croûte de la plaque Pacifique. Pour une distance épacentrale de 16°, le rai sismique prend du retard, d'abord parce que son trajet débute dans une zone à très basse vitesse, ensuite par la diminution de la valeur du paramètre du rai (le point le plus bas du rai sismique est plus profond que celui donné par les tables). Pour des distances épacentrales plus importantes (20-21°), la zone à basse vitesse est compensée par un trajet plus long dans le milieu subducté hors de la zone à très basse vitesse (Fig. V-37 A et B).

Conclusion

Les très forts résidus sur les propagations d'ondes P provenant de séismes superficiels des Kermadec sont mieux interprétés en faisant appel plutôt à l'existence d'une zone à très basse vitesse située au sommet du milieu subducté qu'à l'influence du manteau supérieur sous les bassins arrière-arc. Ce phénomène se retrouve aux Nouvelles-Hébrides.

CONCLUSION

Considérations générales

L'étude de la répartition des séismes nous a montré que le mécanisme de subduction aux Tonga-Kermadec n'est pas simple et que la relative linéarité de la fosse est actuelle et sans doute non destinée à être permanente. La géométrie du plan de Benioff est complexe, l'ancrage du milieu subducté à 700 km semblant jouer un rôle majeur dans le comportement de la lithosphère dans l'asthénosphère, dans la migration géographique des fosses et pouvant avoir une influence sur l'ouverture des bassins marginaux, Lau, plateau Nord-Fidjien voire sur la subduction des Nouvelles-Hébrides.

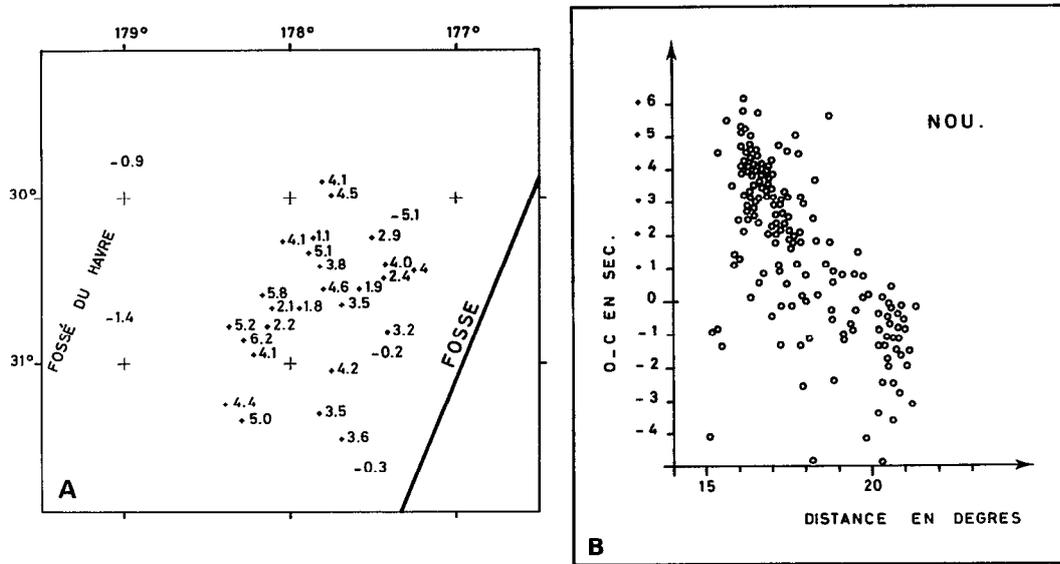


Fig. V-36 A. Représentation géographique des séismes superficiels des Kermadec entre 30° et 31° Sud. Ils sont matérialisés par la valeur de leur O-C à la station de Nouméa.

B. Diagramme O-C / distances des épicentres superficiels Tonga-Kermadec à la station de réception de Nouméa.

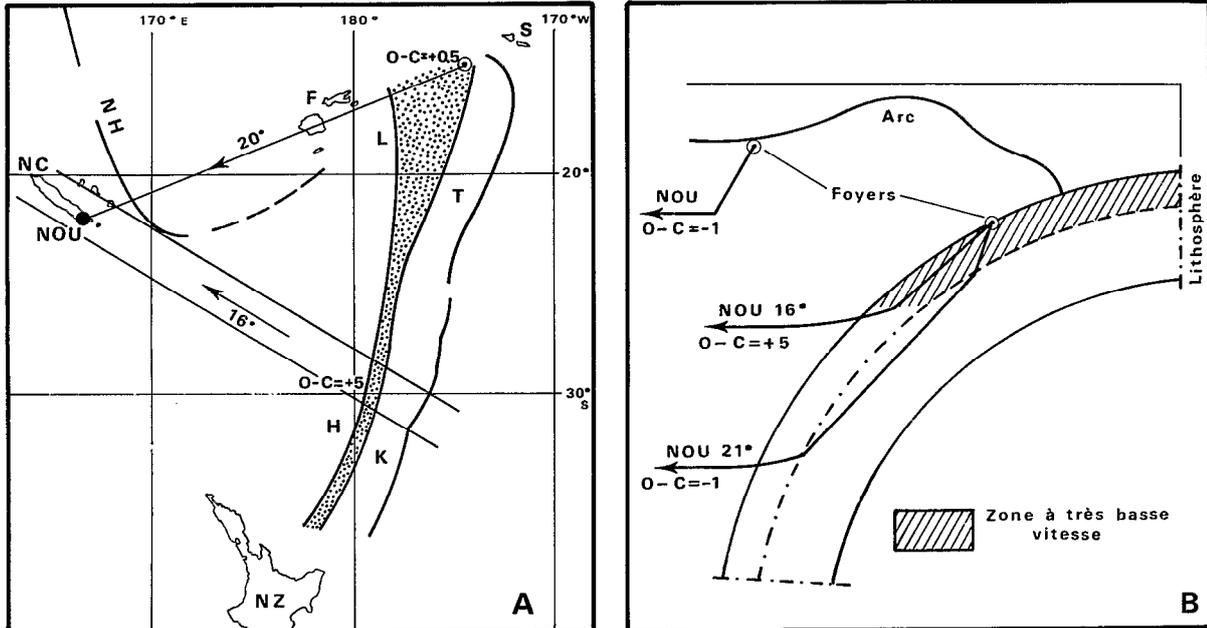


Fig. V-37 . Structure de vitesse de la lithosphère subductée aux Tonga-Kermadec. A. Plan de position avec distances épicentrales des séismes superficiels des Tonga-Kermadec par rapport à la station de Nouméa. Le bassin de Lau (L) et le fossé du Havre (H) sont en pointillé. NH = Nouvelles-Hébrides, NC = Nouvelle-Calédonie, F = Fidji, S = Samoa, T = Tonga, K = Kermadec, NZ = Nouvelle-Zélande. B. Interprétation du trajet des rais sismiques en particulier ceux qui passent par la zone à très basse vitesse et ayant un retard de + 5 s à la station de Nouméa pour une distance de 16°.

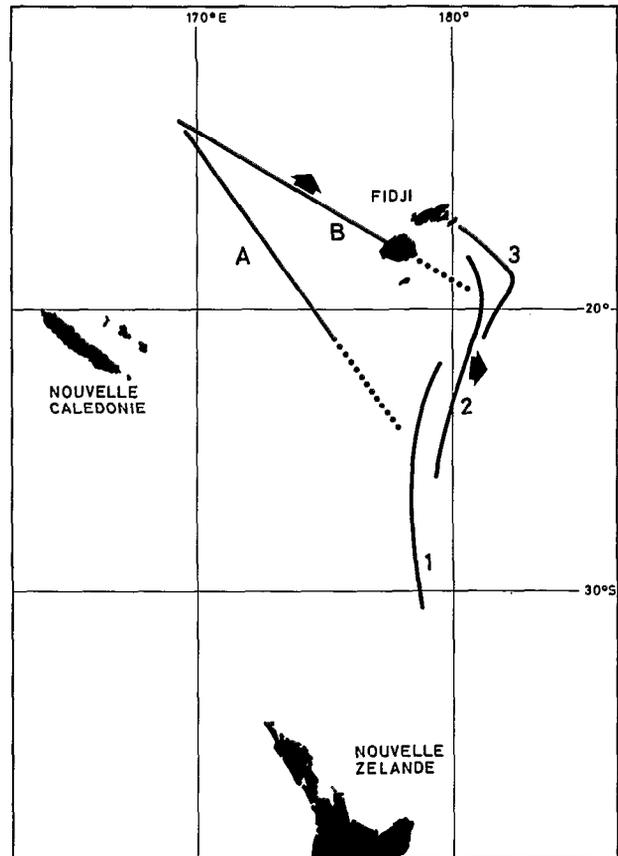


Fig. V-38 . Relations entre les séismes profonds des Tonga-Kermadec et ceux mis en évidence sous le plateau Nord-Fidjien par ISACKS et BARAZANGI (1977). Si les séismes profonds peuvent servir d'indicateurs de subductions anciennes il est possible de relier 1 et A, 2 et B, 2 évoluant ensuite en 3. Ceci démontrerait l'instabilité géographique des zones de subduction qui auraient eu pour cette région SW Pacifique un mouvement plus important vers l'est.

Les zonations que l'on a effectuées : ride de Peggy comme ancienne limite de plaque, tronçon de lithosphère en milieu profond etc... sont liées directement à notre fenêtre d'observation sur la sismicité (1961-1977) donc à sa représentativité. On peut cependant tenir pour acquis que l'arc des Tonga-Kermadec se comporte plus comme un ensemble de 2 zones juxtaposées voire indépendantes : arc des Tonga et arc des Kermadec que comme un tout cohérent. La frontière séparant la plaque Pacifique et la plaque Indo-australienne se confond avec l'arc des Kermadec ; l'arc des Tonga par contre est plus indépendant du mouvement des deux plaques car il fonctionne aux mêmes latitudes que l'arc des Hébrides et que la ou les dorsales du plateau Fidjien et du bassin de Lau, cependant sismologiquement il est difficile de placer précisément la limite entre arc des Tonga et arc des Kermadec. Peut-on expliquer sa faible sismicité superficielle par la relative liberté de fonctionnement qu'il possède par rapport au pôle de rotation actuel ? Nous manquons d'éléments pour répondre dans la mesure où nous ne savons pas quel est le moteur des subductions du Sud-Ouest Pacifique.

Un autre point que nous avons laissé dans l'ombre est le lien qu'il peut y avoir entre les séismes profonds du plateau Nord-Fidjien et les séismes profonds des Tonga-Kermadec. La figure V-38 tracée à partir de nos données et des épicentres indiqués par ISACKS et BARAZANGI (1977) montre ce que pourrait être une interprétation des directions de subduction à partir des séismes profonds. Primitivement il y avait une subduction (1 et A) orientée est-ouest, ensuite les limites de plaques ont migré vers le nord pour la zone qui correspond au plateau Nord-Fidjien (B) et vers l'est pour les Kermadec (2-3). Les longueurs du plan de Benioff laisseraient penser que la vitesse de subduction avait une composante nord-sud très faible. Cette interprétation bien qu'étayée par peu de données montre combien les phénomènes de subduction sont instables géographiquement dans ces zones de marge en milieu océanique.

Les séismes profonds étant ici considérés comme fixes, que se passe-t-il si les plaques Pacifique et Indo-australienne sont animées d'un mouvement absolu vers le nord (UYEDA, 1978) dont la vitesse est sensiblement égale au mouvement de subduction ? La répartition uniforme des séismes intermédiaires au nord des Tonga entre 300 et 500 km serait contre l'existence d'un tel phénomène qui devrait induire un déplacement de l'activité sismique vers le sud au fur et à mesure de l'enfoncement du plan de Benioff. Il semble donc que nos données ne soient pas en faveur d'un mouvement différentiel sud-nord entre les extrémités du plan de Benioff des Tonga-Kermadec, les séismes profonds, quand ils sont organisés, sont donc de bons indicateurs de l'histoire géodynamique d'une région.

Limites géographiques mises en évidence par la sismicité

La partie méridionale de l'arc des Tonga-Kermadec considérée dans l'optique de la sismicité intermédiaire et superficielle s'arrête à 33° Sud ; et une première limite septentrionale du système se trouve à 19° Sud, suivant une direction qui rejoint la ride de Peggy. Entre 19° et 15° Sud une subduction annexe s'est créée sans que nous puissions mettre en évidence une zone d'expansion arrière-arc susceptible d'expliquer le mécanisme de cette extension de la subduction (Fig. V-39). Nous ne voyons pas de façon nette de faille transformante à l'extrémité nord de l'arc des Tonga susceptible de servir de limite et de rendre compte simplement de l'arrêt de la subduction dans le cadre de la tectonique des plaques. A 26° Sud, les arcs des Tonga et des Kermadec sont séparés par un trou de sismicité superficielle qui est corrélé avec une absence d'arc et l'arrivée de la ride de Louisville. Nous avons déduit ce trou de sismicité des effets induits par la ride de Louisville sans considérer l'interruption de l'arc frontal comme une conséquence du trou de sismicité ou de l'arrivée de la Louisville. La coïncidence "trou de sismicité - absence d'arc" serait donc fortuite et ne serait pas due à la ride de Louisville. Par contre, si la ride de Louisville est responsable du "trou de sismicité" celui-ci va se déplacer vers le sud en même temps que la ride et ne peut donc être considéré comme l'indication de la limite arc Tonga - arc Kermadec.

*Manuscrit remis en novembre 1979
Manuscrit révisé en août 1980*

6

**APERÇU MORPHOLOGIQUE, STRUCTURAL
ET SISMOLOGIQUE DE L'ARC INSULAIRE
DES TONGA-KERMADEC**

par Jacques DUPONT, Rémy LOUAT, Bernard PONTOISE,

François MISSEGUE, Gary LATHAM et Alexander MALAHOFF

Le faisceau de données nouvelles recueillies sur les arcs insulaires Tonga-Kermadec en bathymétrie, sismique réflexion, réfraction et gravimétrie complété par une interprétation originale de la sismicité de cette vaste région nous conduit à émettre un certain nombre d'hypothèses sur l'évolution des arcs insulaires et des zones de subduction.

Si on fait abstraction des nombreux phénomènes volcaniques qui les caractérisent on peut dire que **l'évolution morphologique des arcs semble essentiellement liée à la topographie de la plaque subductée en particulier aux reliefs importants**. L'influence de ces reliefs dépendra de leur type (guyots ou chaînes), de leur orientation sur la plaque plongeante mais aussi de la direction du mouvement relatif de celle-ci vis-à-vis de l'autre supposée fixe. Les conséquences sur le relief de l'arc se situent

surtout au niveau de l'arc frontal dont le bombement se modifie dès l'approche d'un relief et garde son acquis après la subduction, ce qui a pour résultat, la diminution de la distance sommet de l'arc / fosse. Cette surélévation de l'arc frontal peut expliquer les mouvements verticaux (phénomènes d'émersion et d'immersion) des arcs insulaires sans avoir recours au volcanisme. **La conséquence de ces mouvements est d'amener en position sommitale les fortes épaisseurs de sédiment qui se sont accumulées en eaux profondes sur le flanc de l'arc entre le sommet et la rupture de pente.** Ainsi les 3000 m de sédiments caractéristiques des dépôts marins de moyenne à grande profondeur que l'on trouve par forage à Tongatapu ou sur les profils réflexion doivent avoir une origine similaire aux 3000 ou 4000 m de sédiments visibles sur nos enregistrements des Kermadec (voir H.V. V-4).

Si on garde les mêmes critères utilisés pour la figure V-16 et si on adopte une vitesse moyenne de subduction de 6 cm/ an, la ride de Louisville était en position de modifier la morphologie de l'arc au niveau de Tongatapu et d'Eua il y a 3 à 3.5 M.A. Ce résultat est très proche de l'indication fournie par le forage sur Tongatapu qui situe le passage de la sédimentation pélagique à la sédimentation récifale à la limite Pliocène inférieur / Pliocène supérieur (Fig. V- 39).

Si les reliefs de la plaque plongeante sont responsables de la surrection de l'arc frontal, on peut supposer qu'au moment de la subduction il y a accumulation sous l' arc d'une partie des constituants de la croûte de la plaque plongeante. Cette hypothèse semble en partie confirmée par la réfraction et la gravimétrie. En effet, ces deux techniques mettent en évidence un épaissement de la couche caractérisée soit par une densité de 2.55 ou une vitesse de 5.2 km/s. Cet épaissement s'amorce à 30 km à l'est de la fosse et devient important sous cette dernière : **l'accrétion ou du moins le début de l'accumulation pourrait commencer plus tôt qu'on ne le pensait.** Ces nouvelles données concordent bien avec les dragages de FISHER et ENGEL (1969) ; les ultramafites et les basaltes recueillis au fond de la fosse pourraient avoir pour origine les constituants de la croûte océanique plongeante.

La réfraction sur la zone arrière de l'arc ne montre un amincissement de la croûte qu'au niveau du bassin de Lau, ce qui conforte l'hypothèse d'ouverture de ce bassin. Par contre, au niveau de la dépression de Tofua, on ne note dans les couches profondes ni amincissement, ni épaissement notables qui pourraient servir d'arguments soit à une éventuelle zone d'ouverture sous cette dépression, soit à un effondrement de ce fossé. Cependant comme cela a déjà été remarqué en réfraction on note que les séries supérieures sédimentaires sont dissemblables à l'ouest et à l'est de Tofua, l'arc comprenant des couches sédimentaires plus compactées, ce qui tendrait à prouver l'existence d'une limite entre Tofua et l'arc. La figure V-40 donne une interprétation schématique des couches constituant la croûte suivant la réfraction et met ainsi en évidence les différences existant entre la croûte du bassin de Lau-Tofua plus récente et la croûte de l'arc insulaire des Tonga plus complexe. La limite à l'ouest de l'arc serait l'ancienne zone de rupture des rides de Lau et Tonga qui coïnciderait avec la zone de failles de KATZ (1974). Le processus de formation de la dépression de Tofua serait le suivant :

- création de l'escarpement occidental de l'arc des Tonga lors de la rupture de l'arc Lau-Tonga ;
- mise en place du volcanisme ;
- remplissage du fossé entre l'escarpement et la ligne volcanique par les sédiments volcanoclastiques.

Un fait important est à remarquer : **les volcans actuels tongiens se trouvent à l'aplomb de la bordure orientale de la croûte du bassin de Lau et non sur la structure de l'arc proprement dit (Fig. V-40) tandis qu'au nord de 19° S la ligne volcanique se confond avec la ligne de crête de l'arc frontal dans la zone considérée comme étant de formation récente.**

La gravimétrie met en évidence la **présence de matière dense ($d = 3.33$) à 15 km environ de profondeur sous l'arc et le prisme d'accrétion au contact de la zone de Benioff.** La présence de ce matériau pourrait s'expliquer par un mouvement de la fosse vers l'avant, mouvement qui pourrait développer un clivage au contact des deux plaques facilitant la mise en place de matière dense et aussi provoquer l'aplatissement de la zone de Benioff. L'origine de cette matière dense restant à expliquer.

Ces deux dernières techniques associées donnent une épaisseur de 35 km de croûte sous l'arc des Tonga avec des vitesses ne dépassant pas 7.6 - 7.7 km/s, tandis que SHOR *et al.* (1971) trouvent une épaisseur de 18.4 km sous l'arc des Kermadec vers 32°30 S avec une vitesse dans le manteau supérieur égale à 8.1 km/s. Cette comparaison montre que les résultats passent du simple au double, ce qui pose le problème soit de l'évolution de l'épaisseur de la croûte sous les arcs entre Tonga et Kermadec, soit de la validité des interprétations.

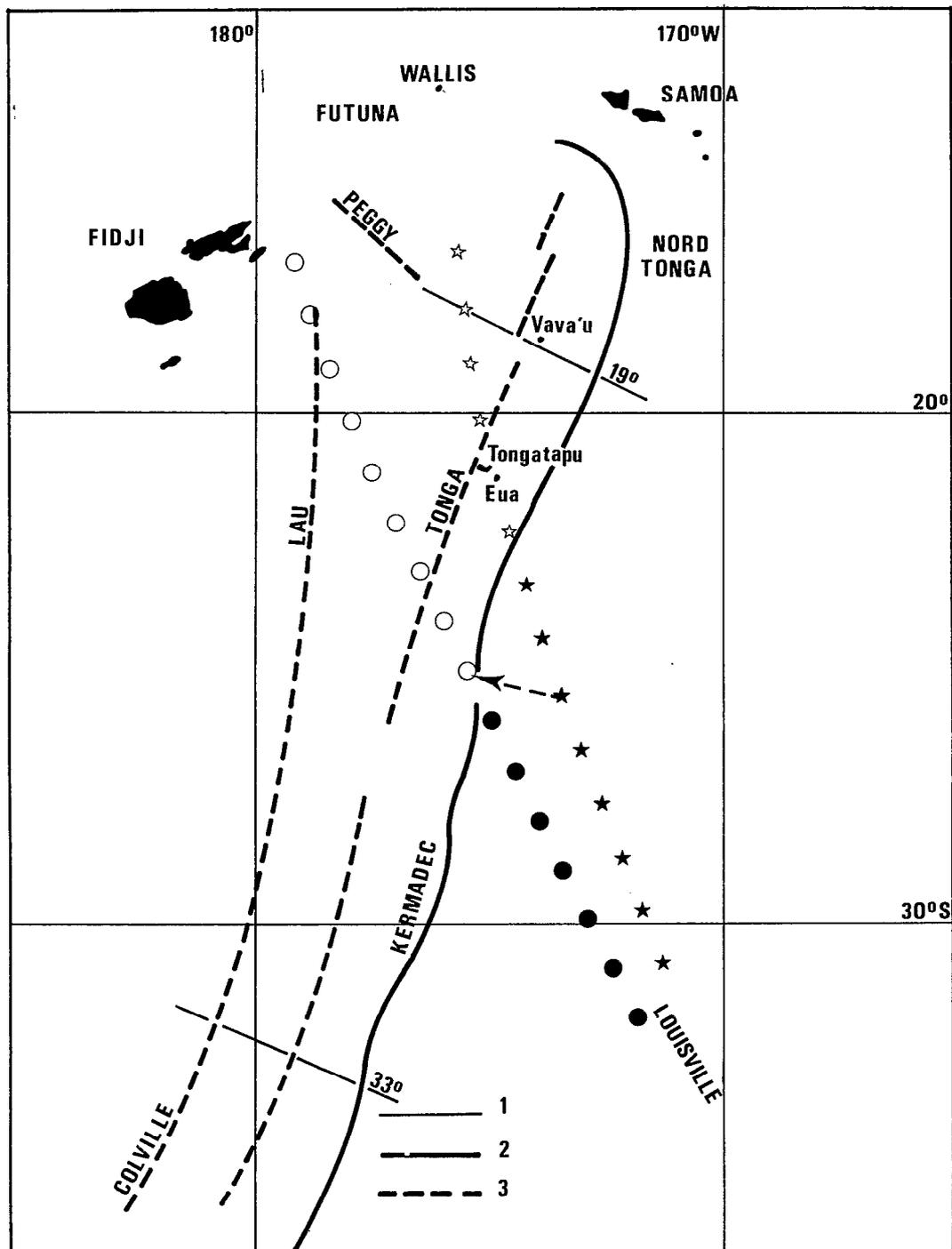


Fig. V-39 . Position de la ride de Louisville quand elle a influencé la morphologie de l'arc des Tonga près de Tongatapu. Les ronds noirs représentent la ride de Louisville actuelle, les ronds blancs la position supposée de sa partie subductée. Les étoiles noires représentent la ride de Louisville il y a environ 3 à 3.5 M.A., les étoiles blanches, la position supposée de sa partie subductée à cette époque. La flèche donne le sens du mouvement. 1 = limites à 19° et 33° entre le Nord-Tonga, Tonga et Sud-Kermadec suivant les données de sismicité. 2 = fosses des Tonga et Kermadec. 3 = axes des structures.

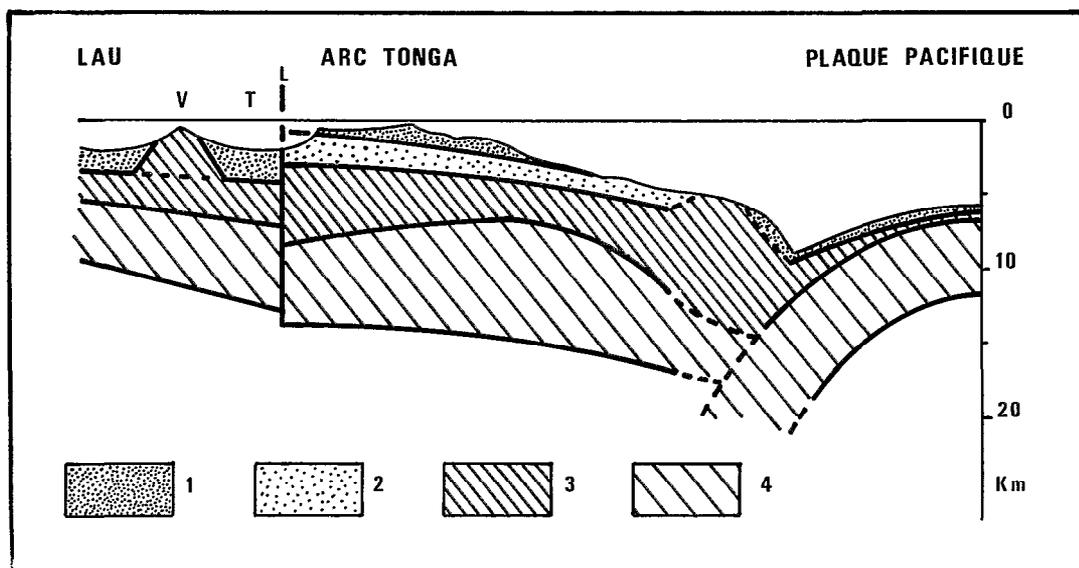


Fig. V-40 . Représentation schématique de la limite entre la croûte du bassin de Lau-Tofua et celle de l'arc des Tonga d'après les données de réfraction. L = limite des croûtes. T = Tofua. V = volcan. 1 = couche à vitesse 2.0 à 2.5 km/s. 2 = couche à vitesse 2.7 à 3.5 km/s. 3 = couche à vitesse 3.8 à 6.0 km/s. 4 = couche à vitesse 6.4 à 7.2 km/s. Sous la couche 4 on a des vitesses de 7.6 à 7.7 km/s sous Lau, Tofua et l'arc et de 8.1 à 8.2 km/s sous la plaque Pacifique.

L'existence de couches à vitesse 7.6 - 7.7 km/s sous l'arc des Tonga complique l'interprétation de cette structure si on utilise les termes classiques de croûte et de manteau. Si la couche à 7.6 - 7.7 km/s caractérise le manteau supérieur, on trouve aux Tonga une croûte plus mince (16 km) que celle des Nouvelles-Hébrides (26 km) alors qu'elle serait plus vieille (PONTOISE *et al.*, 1980). L'épaisseur serait assez proche de celle des Kermadec (16 km contre 18 km) mais les vitesses du manteau supérieur seraient très différentes : 7.7 km/s contre 8.1 km/s. L'hypothèse d'un amincissement de la croûte sous les arcs insulaires avec le temps pourrait être retenue dans le cas des Tonga et des Nouvelles-Hébrides (PONTOISE *et al.*, 1980).

L'étude de la sismologie de l'arc des Tonga-Kermadec a été repensée en utilisant uniquement les séismes du bulletin I.S.C. déterminés par 100 stations au moins. La distribution des différents séismes profonds, intermédiaires ou superficiels donne un nouvel aperçu de l'histoire de la subduction de cette région.

Les séismes profonds mettent en évidence un **phénomène d'ancrage de la zone de Benioff à 700 km, celle-ci ne semblant pas pouvoir dépasser cette profondeur**. Cet ancrage ne stoppe pas le déplacement de la plaque plongeante qui est donc animée d'un mouvement effectif propre, il peut aussi expliquer la migration de la fosse vers l'est dans la zone des Tonga. La distribution des séismes profonds montre **l'évolution géographique de la zone de subduction** en trois phases successives, la dernière correspondant à une subduction actuelle ou sub-actuelle contournant les Fidji (Fig. V-38). La ride de Louisville qui joue un rôle important dans l'évolution des caractères morphologiques de l'arc et aussi sur la répartition de la sismicité superficielle, a peu d'influence sur les séismes intermédiaires. Par contre, au delà de 400 km elle serait responsable de la déformation de la zone de Benioff en l'empêchant d'atteindre les 700 km pour des raisons de flottabilité du matériau subducté.

La distribution des séismes intermédiaires montre deux faits importants : l'un est la terminaison brutale de cette sismicité vers 32° - 33° S, ce fait pourrait être corrélé avec la direction de la zone de fracture de Cook et un changement de morphologie du bassin du Havre, l'autre est le trou de sismicité dans la région nord des Tonga. Cette absence de séismes intermédiaires coïnciderait avec un trou dans la lithosphère, celle-ci ne dépassant pas 350 km de profondeur serait plus récente (Fig. V-28).

Quant à la distribution des séismes superficiels, outre le trou de sismicité situé par 26° S, expliqué par une diminution des contraintes entre les plaques, due aux déformations créées par la ride de Louisville, on observe aussi que, dans le Nord-Tonga, cette sismicité est orientée NW-SE. C'est une orientation que nous retrouvons dans les structures morphologiques du bassin de Lau : ride de Peggy, alignement du Zephyr Shoal et du mont Donna et qui correspond aussi aux deux décalages de l'extrémité septentrionale de l'arc frontal des Tonga. L'arc insulaire du Nord-Tonga possède une morphologie proche de celle des Kermadec, l'une des hypothèses retenue comme explication était de faire appel à une formation récente de l'arc. Ce fait semble être confirmé par les études sismologiques. **Une zone de subduction sub-actuelle (4 à 5 M.A.) aurait eu comme limite un tracé proche de la ride de Peggy, rattrapant la zone de subduction actuelle vers Vava'u.** Cette limite serait encore active dans le bassin de Lau sans qu'on puisse voir sur l'arc frontal le tracé d'une frontière active. **Une subduction récente se serait mise en place avec formation d'un arc entre 18°30 et 15° S, prolongeant la subduction des Tonga déjà en place.** Ce phénomène aurait pu se faire en un temps géologiquement bref et en plusieurs fois comme le laissent supposer les différents alignements du bassin de Lau et les décalages de l'arc frontal.

La limite septentrionale de cette zone est cependant mal connue, la faille transformante qui devrait faire suite à la zone de subduction n'est pas clairement mise en évidence pas la sismologie ; de plus, la direction du mouvement de subduction n'est pas la même que celle de la faille transformante, il faut penser que des réajustements se produisent dans certaines zones. La région de formation récente de l'extrême nord tongien correspond à la zone complexe que les travaux antérieurs expliquent difficilement quand ils ne la laissent pas de côté. **Nos travaux apportent une idée nouvelle liant l'ouverture récente de cette partie du bassin de Lau à la formation d'une zone de subduction se mettant en place à la même période dans le prolongement de l'arc des Tonga : phénomène qui concrétise l'instabilité géographique des zones de subduction, mise en évidence par les séismes profonds.**

Il est intéressant de noter la similitude entre le Sud-Hébrides et le Nord-Tonga : limites très imprécises, existence douteuse d'une faille transformante, blocage contre les Loyauté d'un côté et contre la ride des Samoa de l'autre. Nous pensons qu'il s'agit d'un problème important à résoudre pour la compréhension des terminaisons des zones de subduction. Les îles Wallis et Futuna en position privilégiée pour l'installation d'une station sismique pourraient aussi servir de point de départ pour des missions en mer sur cette zone, une bathymétrie précise complèterait efficacement des données de réfraction et de gravimétrie. Quant à la pétrographie de ces deux îles, elle reste à faire. L'étude du rapport $87\text{ Sr} / 86\text{ Sr}$ indiquerait l'appartenance de ces îles à un type de famille : Futuna étant sur la zone charnière pourrait appartenir à la famille Tonga - Lau - Fidji c'est à dire Arc insulaire-Zone de subduction tandis que Wallis sur la plaque Pacifique pourrait être du type Ride volcanique asismique - Guyot comme les îles Samoa.

Manuscrit remis en novembre 1979

Manuscrit révisé en août 1980

CHAPITRE VI

**STRUCTURE ET HISTOIRE DE LA
RÉGION SALOMON - NOUVELLE-IRLANDE**

STRUCTURE ET HISTOIRE DE LA RÉGION SALOMON

NOUVELLE-IRLANDE (1)

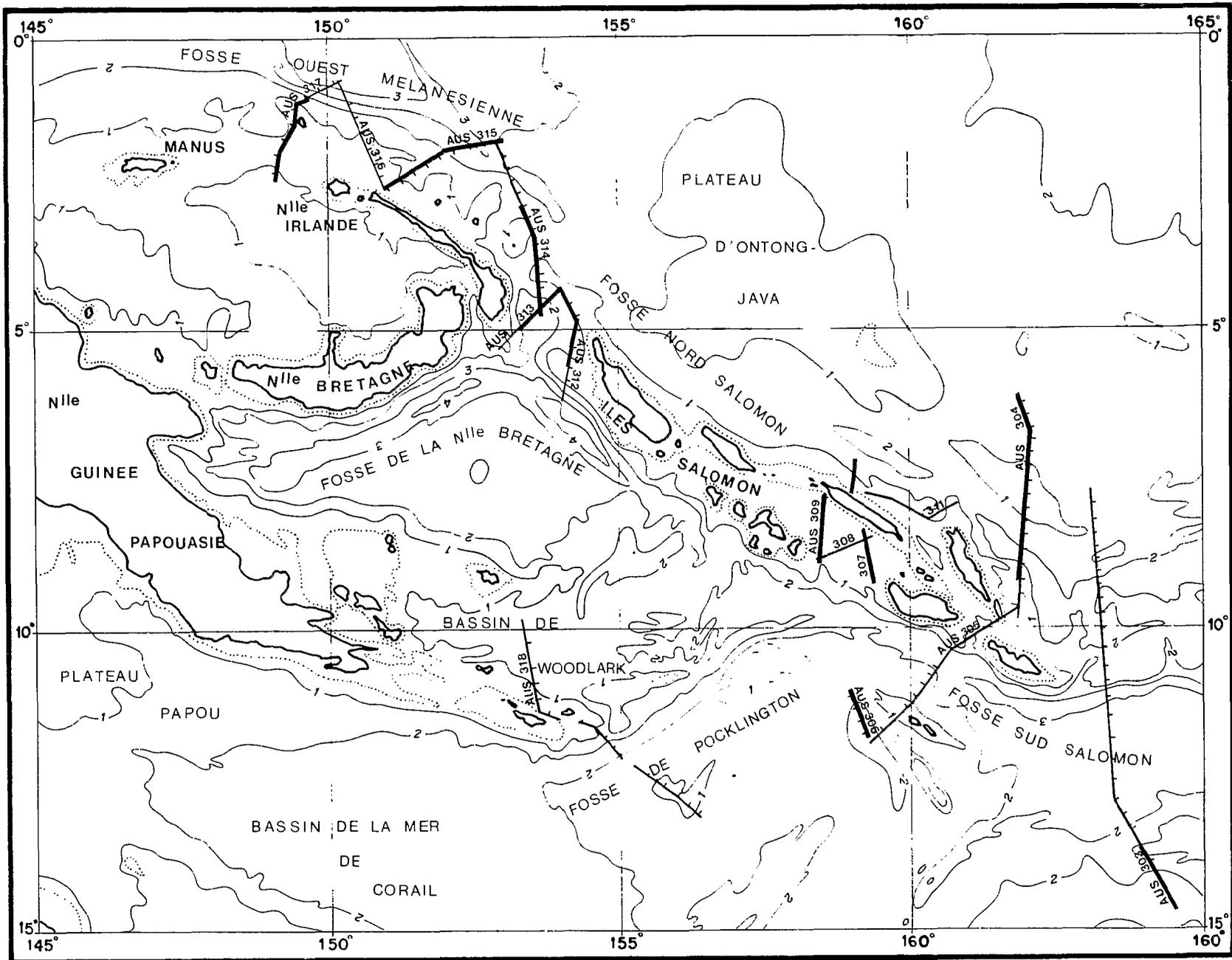
par Christian RAVENNE, Charles Edouard de BROIN

et Françoise AUBERTIN

INTRODUCTION

La région Salomon - Nouvelle-Irlande est située à l'est de la Nouvelle-Guinée (Fig. VI-1). Elle forme une bande étroite orientée grossièrement ESE-WNW de 10° Sud et 163° Est à l'équateur et 145° Est.

(1) Cet article est repris de la communication "Structure and history of the Solomon - New Ireland Region" présentée au Symposium international de Géodynamique du Sud-Ouest Pacifique qui s'est tenu à Nouméa du 27 août au 2 septembre 1976. Elle a été publiée dans un ouvrage édité par les éditions Technip que nous remercions pour nous avoir accordé l'autorisation de reproduire cet article. Aucune donnée nouvelle de sismique marine n'a été publiée depuis cette étude. Les seules modifications concernent la sismologie et résultent d'une étude récente de PASCAL (1979).



Les deux archipels sont décrits ensemble car la campagne AUSTRADDEC III a montré leur appartenance à une structure unique durant la majeure partie de leur histoire géotectonique.

La région Salomon - Nouvelle-Irlande constitue la bordure nord de la zone marginale du Sud-Ouest Pacifique, là où elle affronte la plaque océanique Pacifique. Elle se prolonge vers l'est dans l'arc des Nouvelles-Hébrides. La bordure sud-est de l'ensemble Salomon - Nouvelle-Irlande est complexe. La croûte océanique y est nouvellement créée mais son origine diffère suivant les bassins.

La très forte sismicité de l'archipel des Salomon souligne son appartenance à la succession des marges actives (Kermadec, Tonga, Hunter, Nouvelles-Hébrides) qui traduisent la convergence des plaques Pacifique et Australo-indienne.

De nombreux travaux ont été réalisés dans cette région et ont porté en particulier sur la géologie des îles et sur la sismicité (ROSE *et al.*, 1968 ; DENHAM, 1969 ; COLEMAN, 1970 ; FURUMOTO *et al.*, 1970 ; FINLAYSON and CULL, 1973 ; HACKMAN, 1973 ; WIEBENGA, 1973 ; PASCAL, 1979). Les profils sismiques et magnétiques de la mer de Bismarck effectués en 1970 par le Bureau of Mineral Resources d'Australie et l'étude du Plateau d'Ontong Java de KROENKE (1972) ont fourni un apport significatif à notre compréhension des traits structuraux océaniques. La séparation de l'archipel des Salomon en trois provinces provient des interprétations structurales de COLEMAN (1970) et HACKMAN (1973).

Au cours de la Campagne AUSTRADDEC III, 5.000 km de profils sismiques réalisés en couverture multiple ont été effectués et ont permis de reconnaître les différents éléments structuraux de la région Salomon - Nouvelle-Irlande. Nous avons essayé de reconstituer l'histoire tertiaire de cette région, en séparant en particulier l'arc insulaire fossile de la marge active actuelle. Nous décrirons en premier la succession des éléments structuraux, puis nous les comparerons avec les modèles caractéristiques d'un arc insulaire (KARIG, 1974 ; KARIG and SHARMAN, 1975 ; RAVENNE *et al.*, 1977 b). Enfin nous replacerons ces éléments dans leur contexte originel de façon à reconstituer l'histoire de cette région.

TRAITS STRUCTURAUX

La carte structurale (Fig. VI-2 a), dressée principalement à partir des profils AUSTRADDEC, montre que les éléments structuraux constituant la région Salomon - Nouvelle-Irlande sont approximativement parallèles et alignés selon une direction NW-SE dans une bande de 200 km de large. Cette direction générale est seulement modifiée par une inflexion vers le nord au voisinage de la Nouvelle-Bretagne.

Bassin sédimentaire médian

Le trait structural principal de toute cette région, autour duquel s'organisent les autres éléments structuraux, est le bassin sédimentaire médian. Il s'étend sur au moins 1.600 km de long (sa terminaison nord-ouest est inconnue). Il n'avait été reconnu avant cette mission que dans l'archipel des Salomon (Fig. VI-2 b).

Au sud-est ce bassin est appelé le bassin des Salomon et il est associé à la dépression bathymétrique du "Slot". Il est fermé vers l'est par le groupe des îles Florida. Vers le nord-ouest, il comprend la partie sud de Bougainville et le plateau bordant cette île au sud-ouest. Puis il se prolonge sous la dépression bathymétrique située entre Bougainville et la Nouvelle-Irlande. Enfin, il se poursuit dans le bassin de Nouvelle-Irlande situé au nord de l'île et inclut Lavongai.

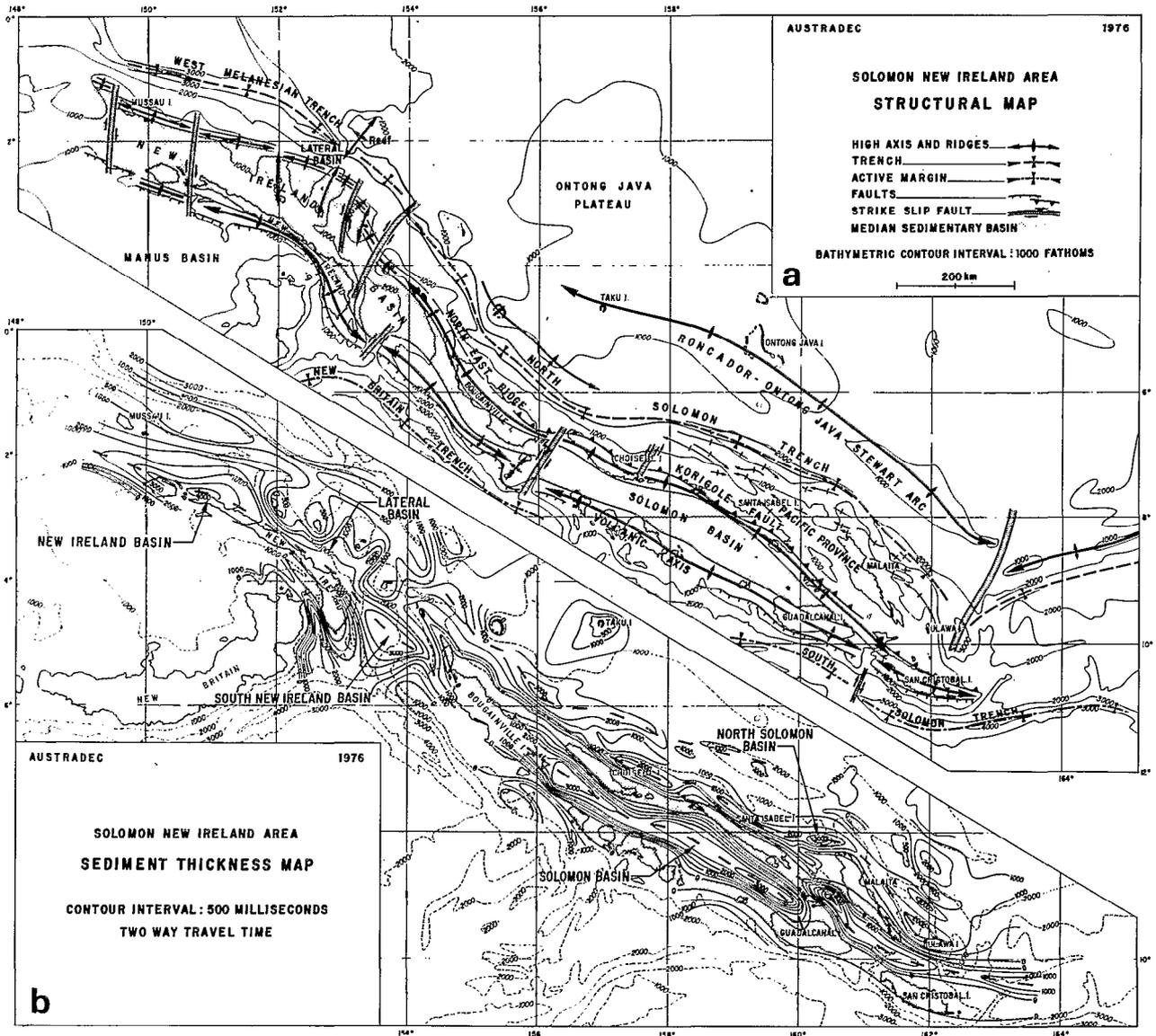


Fig. VI-2 a : Carte structurale de la région Salomon-Nouvelle-Irlande - b : Carte isopaque de la région Salomon - Nouvelle-Irlande

La largeur du bassin sédimentaire médian est de 70 km dans le bassin des Salomon (le "Slot"). Elle décroît jusqu'à 30 km au voisinage de Bougainville puis augmente jusqu'à 100 km dans le bassin de Nouvelle-Irlande.

Ce bassin constitue une unité sédimentaire et non pas une unité bathymétrique. L'accumulation sédimentaire peut atteindre six kilomètres d'épaisseur notamment aux extrémités du bassin des Salomon, entre Bougainville et la Nouvelle-Irlande et à proximité de Lavongai. Le remplissage sédimentaire est constitué de 3 parfois 4 séquences. D'après les affleurements et d'après les analyses des faciès sismiques les sédiments proviennent principalement de matériaux volcaniques (Fig. VI-3) et peuvent aussi comprendre des carbonates d'origine récifale. A proximité de la Nouvelle-Géorgie, la présence de coulées volcaniques oblitère les réflexions sous-jacentes (Fig. VI-4 a). On peut observer le passage progressif des coulées volcaniques aux séries sédimentaires mieux litées.

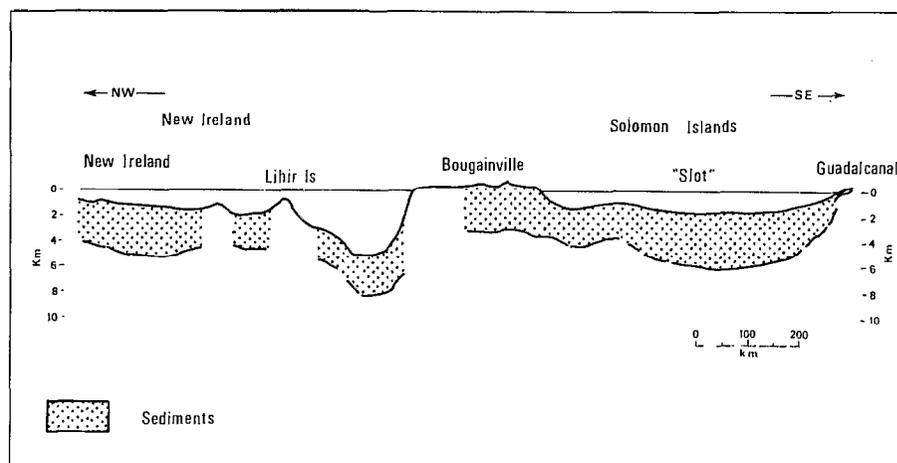


Fig. VI-3 Coupe NW-SE effectuée dans le bassin sédimentaire médian et dans le sens d'allongement des structures

Le substratum est volcanique et il est sismiquement bien défini dans la région de Nouvelle-Irlande sauf dans le bassin où l'atténuation progressive des horizons ne permet pas de le distinguer. Dans le bassin des Salomon le substratum doit être de même nature que celle des provinces centrale et volcanique, c'est-à-dire constitué de roches volcaniques, intrusives ou parfois métamorphiques. L'âge des séries inférieures, d'après l'histoire géologique des îles, est probablement pré-Miocène à Miocène inférieur. La sédimentation a toujours été continue depuis.

Le bassin sédimentaire médian est bordé par deux rides de structure complexe : la ride Sud-Ouest et la ride Nord-Est que nous allons examiner.

La ride Sud-Ouest

Elle est volcanique (Fig. VI-5). De l'est vers l'ouest, elle débute dans l'île de San Cristobal, traverse Guadalcanal, le groupe d'îles de la Nouvelle-Géorgie où l'activité volcanique actuelle est intense, puis l'extrémité sud-ouest de Bougainville et atteint la Nouvelle-Irlande. Dans l'archipel des Salomon cette ride, dont le flanc SE est très abrupt, est superposée à la province volcanique (Fig. VI-5 et 6). L'archipel des Salomon est bordé au sud par trois régions structurellement différentes :

- la région Rennell - Indispensable Reef est située au sud de Guadalcanal. Elle est complexe et encore peu connue (RECY *et al.*, 1975). Elle est séparée de l'archipel des Salomon par la fosse active Sud-Salomon. Cette fosse semble prolonger la fosse de Pocklington mais l'activité sismique ne s'observe que le long de l'archipel. Les séismes y sont assez diffus et disparaissent au-delà de 100 km de profondeur ;

- la région Woodlark-Pocklington (Fig. VI-1). Le bassin de Woodlark, dont le substratum est de type océanique et où le flux de chaleur est élevé, est considéré comme un bassin récemment créé. Il est limité au nord-ouest par la ride de Woodlark qui a été interprétée par MILSOM (1970) et KRAUSE (1973) comme un rift qui serait responsable de la création de la mer des Salomon et du bassin de Woodlark, alors que d'autres auteurs l'ont décrit comme un des prolongements structuraux de la Nouvelle-Guinée. Au sud-est, la ride de Pocklington prolonge la péninsule papoue. La fosse inactive de Pocklington qui borde cette ride au sud suggère l'existence d'un arc insulaire fossile. Le contact entre cette région et la ride Sud-Ouest se fait au niveau du groupe d'îles de Nouvelle-Géorgie et il n'y a pas de fosse. On observe uniquement le flanc abrupt de la ride. Les séismes sont peu profonds (moins de 70 km) et dessinent une zone de cisaillement faiblement pentée (PASCAL, 1979). L'activité volcanique est maximale en Nouvelle-Géorgie ;

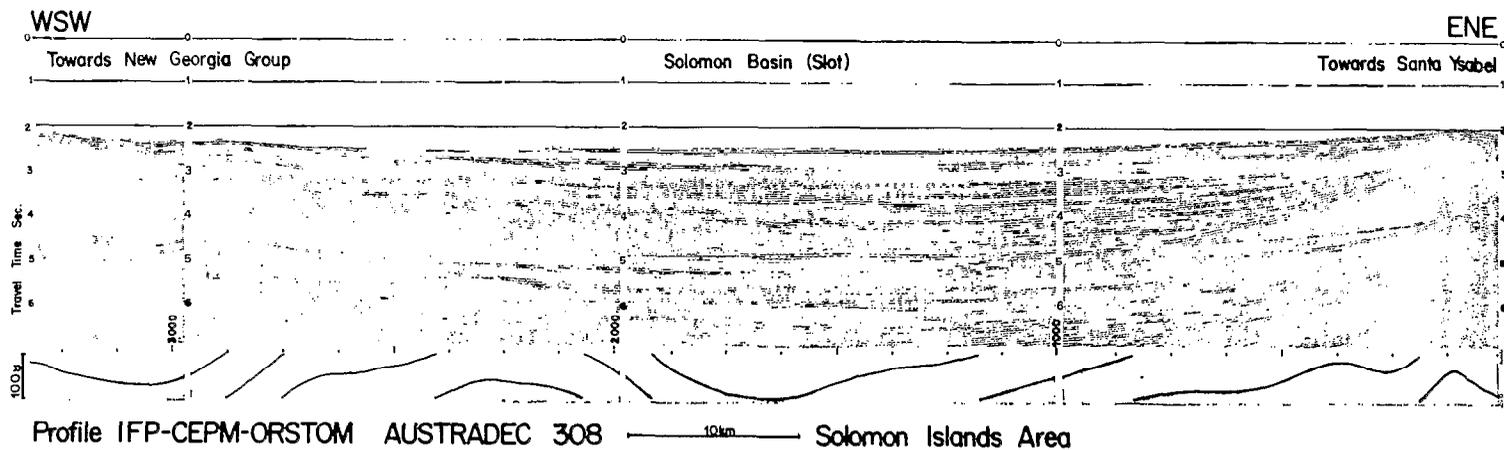


Fig. VI-4a Profil AUS 308 (source IFP Flexichoc). Remarquer le passage progressif des coulées volcaniques aux séries sédimentaires mieux ordonnées de l'ouest vers l'est.

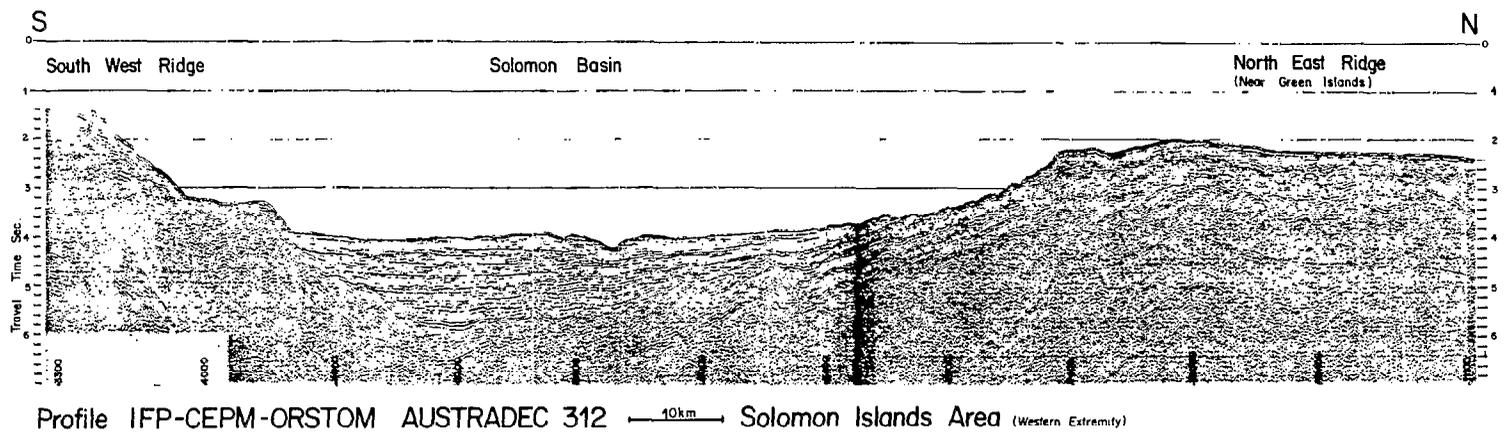


Fig. VI-4b Profil AUS 312 (source IFP Flexichoc couverture 12). Bassin sédimentaire médian flanqué des deux rides.

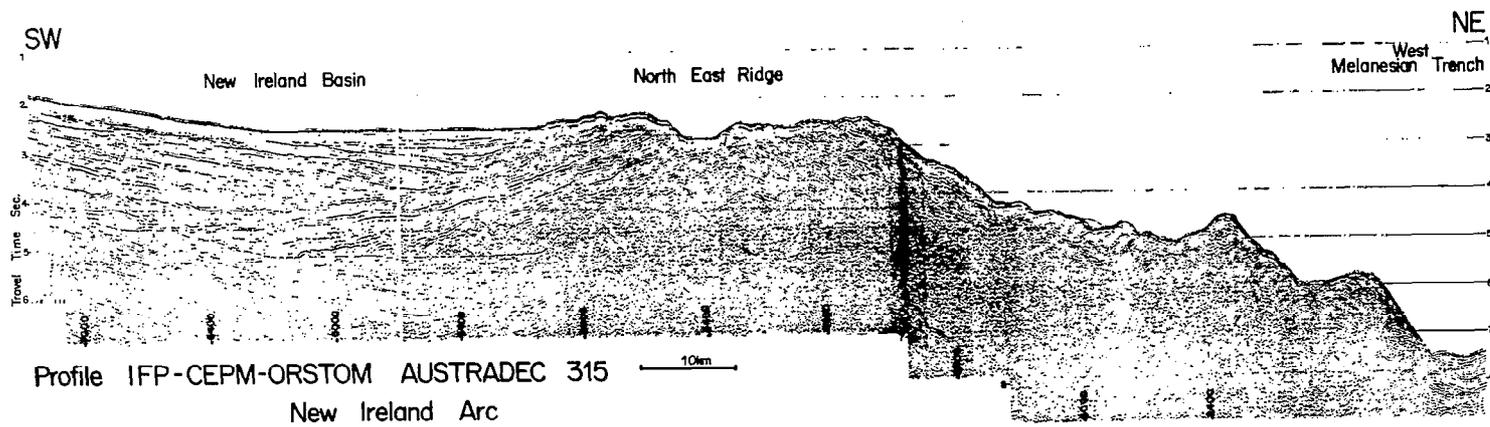


Fig. VI-4c Profil AUS 315 (source IFP Flexichoc couverture 12). Du SW vers le NE sont recoupés le bassin sédimentaire médian, la ride Nord-Est (= flanc interne) et la fosse Ouest-mélanésienne.

- la mer des Salomon (Fig. VI-1) est comprise entre la Nouvelle-Bretagne et la ride de Woodlark. Elle est plus profonde que le bassin de Woodlark. Son substratum est de type océanique. Elle est séparée de Bougainville par la fosse active de Nouvelle-Bretagne (Fig. VI-5). L'activité sismique, très intense le long de la Nouvelle-Bretagne et immédiatement au sud de la Nouvelle-Irlande, décroît au niveau de Bougainville. Entre la Nouvelle-Irlande et la Nouvelle-Bretagne la très forte activité sismique souligne à la fois le plongement de la plaque Salomon sous la plaque Pacifique et le point triple entre les plaques Salomon, Bismarck et Pacifique. Ici, comme plus au nord-ouest, le contact de la ride avec la région sud-ouest se fait par des failles de tension (CONNELY, 1974 ; BROOKS *et al.*, 1971), avec un rejeu vertical souligné par une anomalie magnétique étroite très forte qui dépasse parfois 1.000 gammas. Le bassin de Manus dont la croûte est de type océanique et où le flux de chaleur est élevé semble aussi de création récente.

La ride Nord-Est

Cette ride a son origine, comme la ride Sud-Ouest dans l'île de San Cristobal. Elle passe au travers des îles du groupe Florida, traverse Santa Isabel, Choiseul, Bougainville, Buka, les îles Green, Feni, Tanga puis forme l'axe haut limitant le bassin de Nouvelle-Irlande au nord (Fig. VI - 4 c et 7). L'inflexion vers le sud-est de la terminaison de cette ride clôt le bassin des Salomon et le sépare du petit bassin compris entre San Cristobal et Malaïta.

Dans l'archipel des Salomon, le flanc nord de la ride Nord-Est est constitué par la faille de Korigole qui, à terre, est interprétée comme une faille de cisaillement senestre (COLEMAN, 1970). Nos données sismiques montrent que cette faille présente un rejeu vertical important. Cette faille sépare 2 provinces :

1) La province centrale caractérisée par un socle constitué de roches intrusives et volcaniques et une tectonique en tension soulignée par des horsts et grabens.

2) La province "Pacifique" caractérisée par la présence d'une couverture sédimentaire, des épanchements volcaniques océaniques (COLEMAN, 1970 ; KROENKE, 1972) et de nombreuses failles orientées SE-NW. Ces failles sont soulignées par de nombreux affleurements de roches ultrabasiques altérées en serpentine.

Dans la région de la Nouvelle-Irlande, la ride plonge doucement vers la fosse Ouest-mélanésienne (Fig. VI- 4 c et 7). Dans cette région nous avons mis en évidence des éléments structuraux : la ride Nord-Est, le bassin sédimentaire médian et avec une moindre ampleur, la ride Sud-Est et nous avons montré que ceux-ci sont découpés par des failles transversales et principalement au niveau de la terminaison sud-est de la Nouvelle-Irlande où l'ensemble Salomon - Nouvelle-Irlande montre une forte inflexion. Le déplacement horizontal provoqué par ces failles s'atténue vers le sud. Elles sont soulignées par les îles volcaniques de Feni, Tanga, Lihir et Tabar (Fig. VI-2 a).

Dans la région de la Nouvelle-Irlande et au nord de Bougainville et de Choiseul, la transition de la ride Nord-Est aux fosses Ouest-mélanésienne et Nord-Salomon s'effectue au travers d'un flanc (Fig. VI- 4 c et 7) dans lequel le seul accident notable est une rupture de pente. Par contre, au niveau des îles Salomon, la province "Pacifique" qui comprend Malaïta et une partie de Santa Isabel, s'intercale entre la ride Nord-Est et la fosse Nord-Salomon (Fig. VI-2 a et 8). Quelques axes de plissements dans la couverture sédimentaire sont marqués par des intrusions basaltiques dans Malaïta et se prolongent au large vers Santa Isabel.

La fosse Nord-Salomon qui se prolonge dans la fosse Ouest-mélanésienne souligne le contact entre la région océanique du Pacifique au nord et l'ensemble Salomon - Nouvelle-Irlande.

La largeur de la bande comprise entre la ride Sud-Ouest et ces fosses est relativement constante. Elle est approximativement la même que celle de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides, ce dernier étant

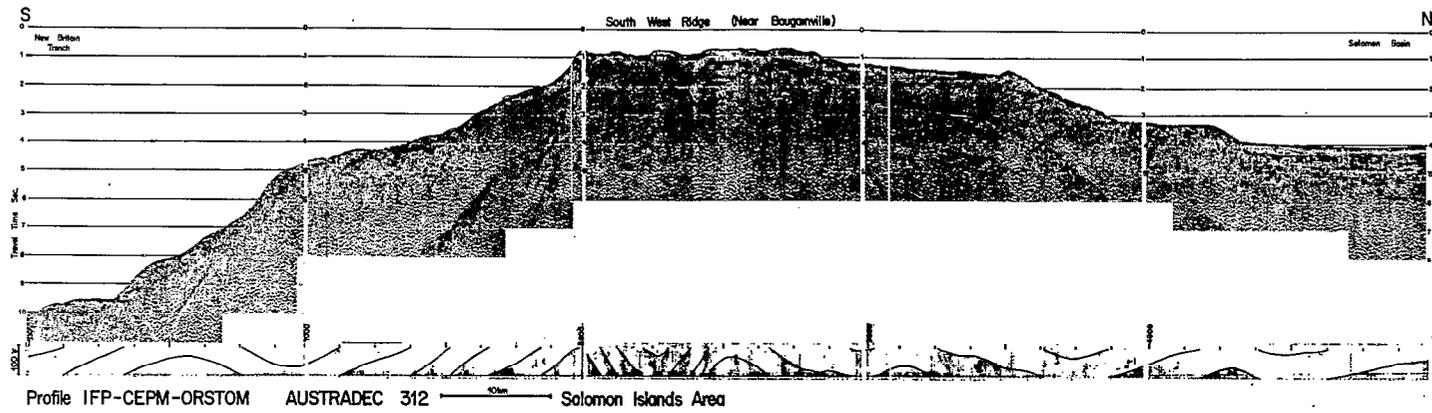


Fig. VI-5 Profil AUS 312 (source IFP Flexichoc). Il montre du sud vers le nord la fosse Sud-Salomon, la ride Sud-Ouest et le début du bassin sédimentaire médian.

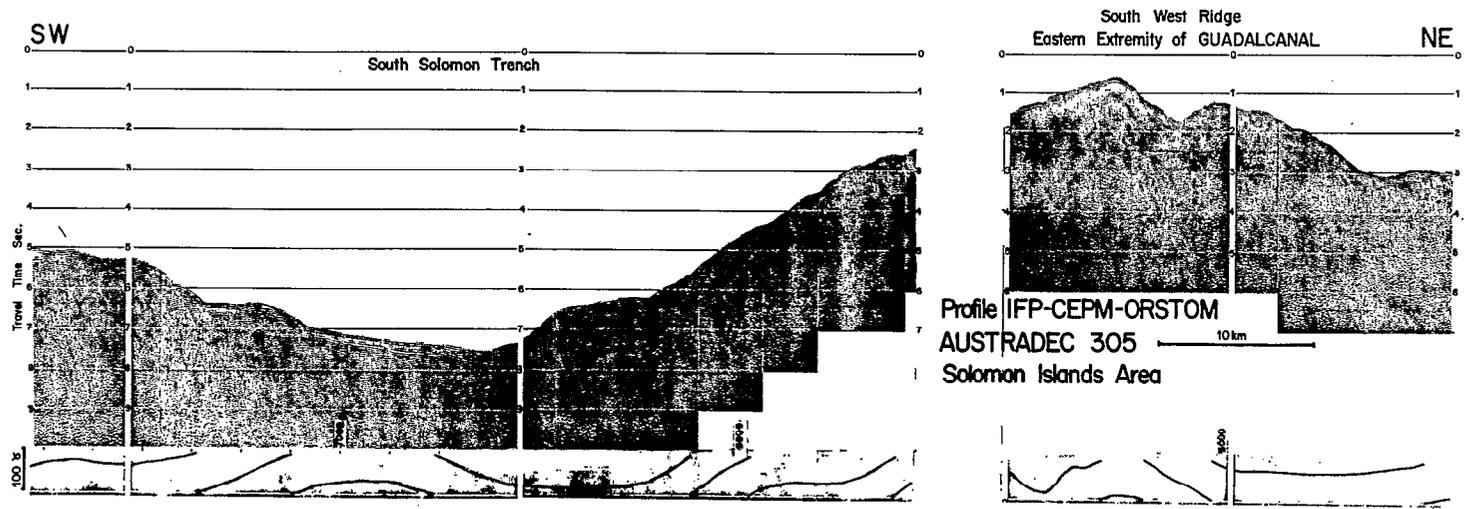


Fig. VI-6 Profil AUS 305 (Source IFP Flexichoc). Il montre du sud vers le nord la fosse Sud-Salomon, la ride Sud-Ouest et le début du bassin sédimentaire médian

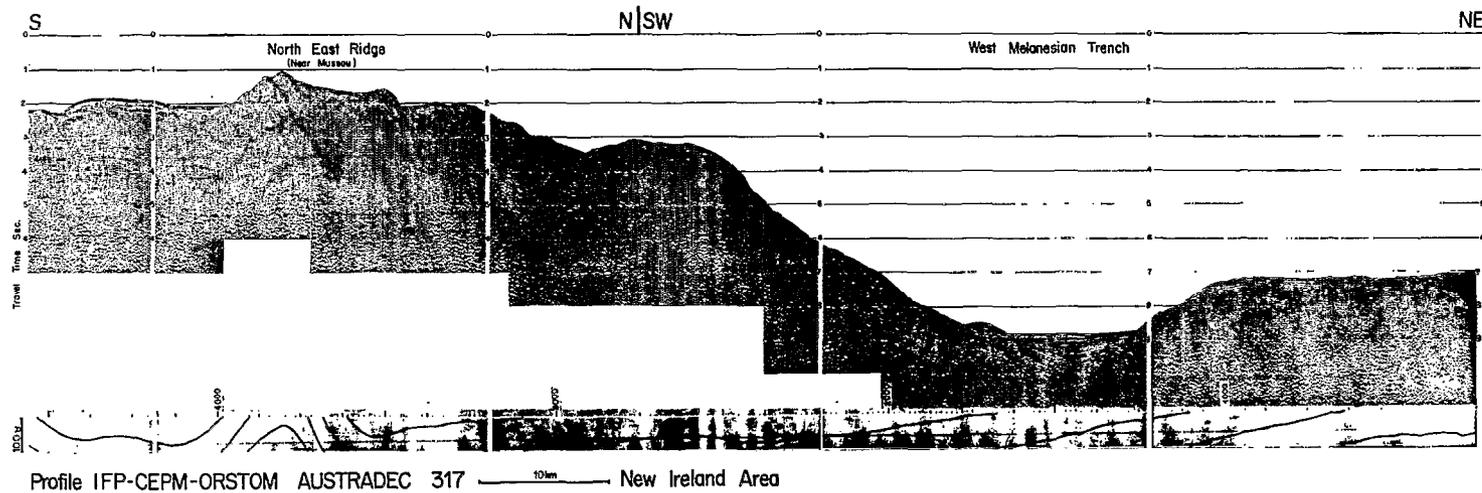


Fig. VI-7 Profil AUS 317 (source IFP-Flexichoc). Passage de la ride Nord-Est à la fosse Ouest-mélanésienne (partie NW du secteur étudié).

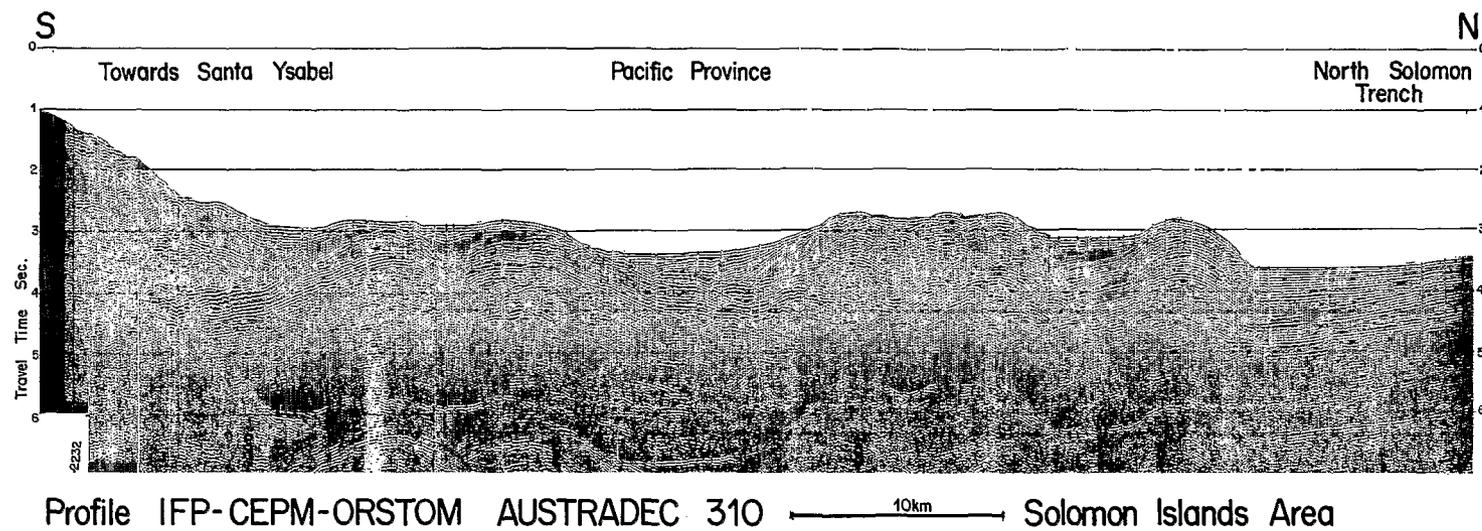


Fig. VI-8 Profil AUS 310 (source IFP-Flexichoc). Passage de la ride Nord-Est à la fosse Nord-Salomon (partie SE du secteur étudié) par l'intermédiaire de la province "Pacifique"

dans le prolongement oriental de l'ensemble Salomon - Nouvelle-Irlande. On remarque la présence d'un système de failles complexes, importantes et transversales à la direction d'allongement au niveau du point d'inflexion (Fig. VI-2 a).

Dans le plateau d'Ontong Java, deux alignements structuraux sont parallèles à l'ensemble Salomon - Nouvelle-Irlande : l'arc de Roncador, Ontong Java, Stewart, et une petite ride à proximité de Bougainville.

La figure VI-9 schématise du nord vers le sud les relations entre les différents éléments structuraux.

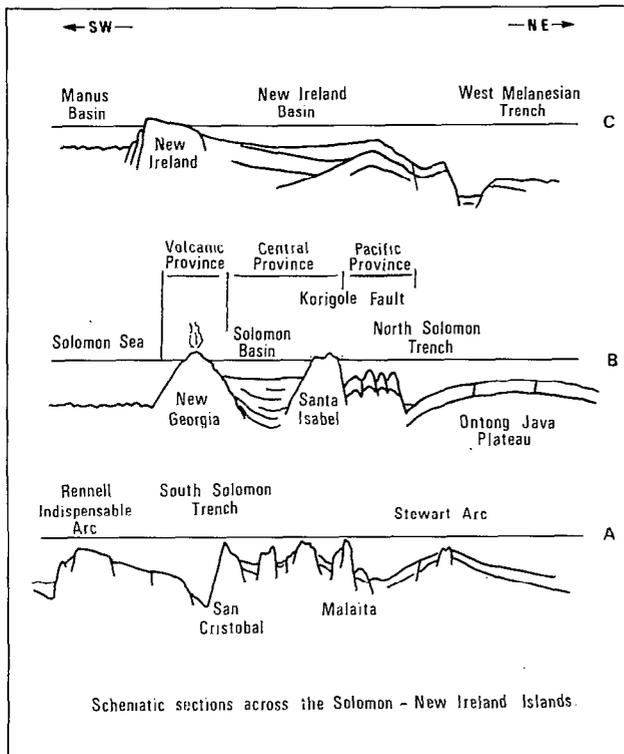


Fig. VI-9 Coupes séries schématiques au travers de l'ensemble Salomon - Nouvelle-Irlande montrant l'agencement des divers éléments structuraux

HITOIRE TECTONIQUE

Les fosses Nord-Salomon et Ouest-mélanésienne révèlent l'existence d'une ancienne marge active entre les plaques Pacifique et Australo-Indienne. L'arrivée du plateau d'Ontong Java est responsable des modifications de la structure de la ride Nord-Est de la région Salomon - Nouvelle-Irlande.

Importance de l'arrivée du plateau d'Ontong Java dans la zone de convergence Indienne-Pacifique.

La fosse est peu profonde au niveau de Bougainville, là où le plateau d'Ontong Java est le plus proche de l'archipel. La bordure du plateau est soulignée à cet endroit par un bourrelet parallèle à la fosse. Ce bourrelet présente une forte courbure qui témoigne de l'intensité des forces de compression (Fig. VI-2 a).

Nous avons montré la continuité des séries sédimentaires du bassin des Salomon dans l'île de Bougainville. Il y a donc ici une remontée des séries que nous expliquons par l'arrivée du plateau d'Ontong Java contre l'archipel des Salomon. Aux Nouvelles-Hébrides (RAVENNE *et al.*, 1977 b), une remontée du même type a été observée et a été corrélée avec l'arrivée de la ride d'Entrecasteaux dans la zone de subduction.

La province "Pacifique" définie au nord de Santa Isabel et sur Malaïta doit aussi être reliée au plateau d'Ontong Java dont elle semble constituer une partie faillée et surélevée. Le plissement des séries supérieures y est probablement dû à une tectonique de couverture. Au nord de la Nouvelle-Irlande, là où le plateau d'Ontong Java ne longe plus l'archipel, la fosse Ouest-mélanésienne atteint sa profondeur maximale (plus de 6000 m) et présente la morphologie caractéristique d'une fosse océanique. La bordure nord de l'ensemble structural de la Nouvelle-Irlande ne montre aucune déformation semblable à celles observées dans l'archipel des Salomon.

Arc insulaire

Nous rappellerons brièvement les éléments structuraux caractéristiques d'un arc insulaire intra-océanique associé à la subduction d'une plaque océanique sous une autre plaque océanique. La direction de subduction contrôle la polarité de ces éléments. De l'avant vers l'arrière, le diagramme de KARIG et SHARMAN (1975) montre la succession suivante (Fig. VI-10 a) :

- le bombement lithosphérique de la plaque plongeante,
- la fosse qui marque l'origine de la zone sismique de Benioff,
- le flanc interne généralement accidenté par une remontée du "substratum" à mi-pente (prisme d'accrétion) qui borde un bassin de mi-pente,
- l'arc frontal,
- l'arc volcanique,
- enfin le bassin marginal actif où il y a création de croûte océanique.

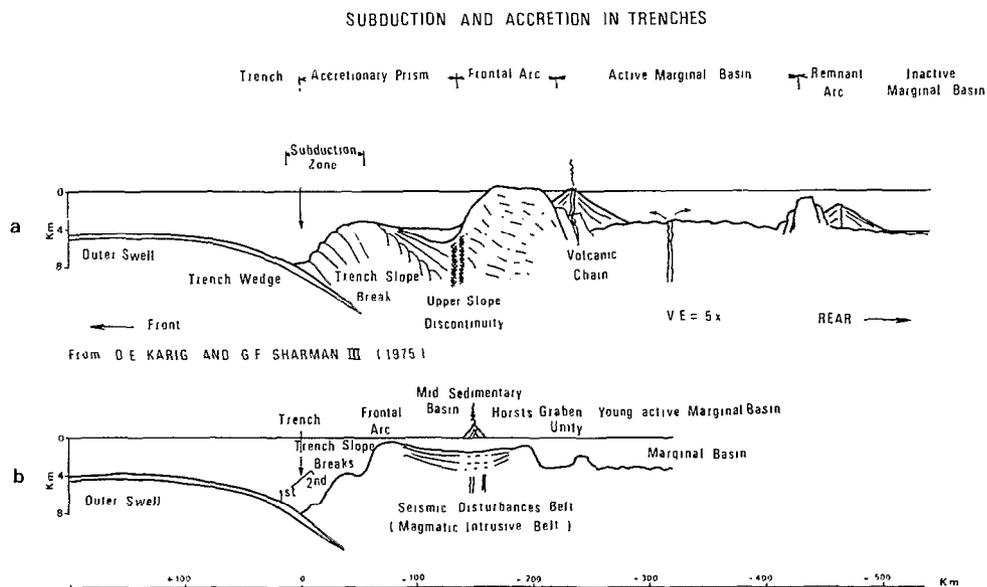


Fig. VI-10 a : Schéma de Karig et Sharman montrant la succession des éléments structuraux dans un arc insulaire. b : Schéma d'un arc insulaire intra-océanique déduit de nos études précédentes dans l'arc des Nouvelles-Hébrides

La situation de l'ensemble Salomon - Nouvelle-Irlande dans le prolongement de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides et la largeur identique de ces deux régions nous conduisent à préciser le schéma d'un arc insulaire intra-océanique dans une zone où les apports sédimentaires sont faibles sur la base des éléments reconnus dans l'arc des Nouvelles-Hébrides (RAVENNE *et al.*, 1977 b; Fig. VI-10 b).

L'arc frontal y est défini comme un axe haut ne présentant aucune réflexion organisée sur lequel viennent s'appuyer les séries constituant le bassin sédimentaire situé à l'arrière. Ce bassin est limité sur son autre bordure par un horst formant une ride au front d'un bassin marginal actif. Une bande de montée magmatique est située dans la partie arrière du bassin. Les volcans sont situés à l'intersection de la bande de montée magmatique et de fractures transverses à l'arc insulaire.

Les éléments structuraux que nous avons reconnus dans l'ensemble Salomon - Nouvelle-Irlande peuvent être intégrés dans un modèle du type néo-hébridais. La polarité est déterminée par la position des fosses Ouest-mélanésienne - Nord-Salomon.

Synthèse

Avant la collision du plateau d'Ontong Java

Nous proposons les correspondances structurales suivantes pour la période de temps antérieure à l'arrivée du plateau d'Ontong Java contre l'ensemble Salomon - Nouvelle-Irlande.

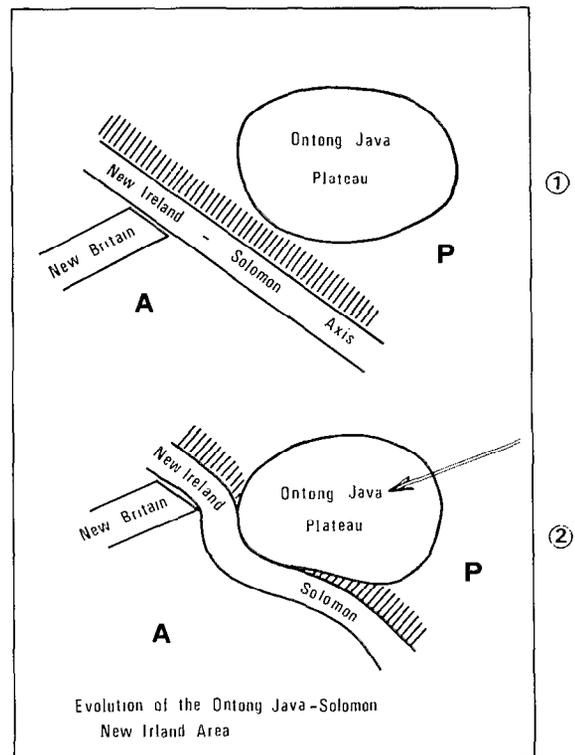
- Bombement externe : axe de Roncador - Ontong Java - Stewart.
- Fosse : fosse Ouest-mélanésienne, fosse Nord-Salomon (Fig. VI- 4 c et 7).
- Le flanc interne avec la rupture de pente et le bassin intermédiaire est nettement défini en bordure de la fosse Ouest-mélanésienne (Fig. VI- 4 c et 7).
- Arc frontal : il correspond à la ride Nord-Est de l'ensemble Salomon - Nouvelle-Irlande (Fig. VI- 4 b, 4 c et 7).
- Le bassin sédimentaire, tel qu'il a été défini dans l'arc des Nouvelles-Hébrides, correspond au bassin sédimentaire médian (Bassins de Salomon et de Nouvelle-Irlande). L'épaisseur du remplissage sédimentaire, plus forte dans le bassin des Salomon que dans celui des Nouvelles-Hébrides, atteint son maximum dans le bassin de Nouvelle-Irlande (Fig. VI-4 a, b, c).
- L'arc volcanique, comme celui des Nouvelles-Hébrides, est situé dans le bassin sédimentaire médian, derrière l'arc frontal. Il apparaît sous la forme d'extrusions associées à des fractures transverses (îles de Feni, Tanga, Lihir, Tabar).
- La ride Sud-Ouest (Nouvelle-Irlande, ride sud de Bougainville, Nouvelle-Géorgie, Guadalcanal, San Cristobal) est rencontrée dans la même position que la ride arrière des Nouvelles-Hébrides (Fig. VI-5 et 6).
- Le bassin de Manus correspond au bassin marginal. La mer des Salomon et le bassin de Woodlark ont probablement la même origine, au moins pour partie.

Collision du plateau d'Ontong Java

Dans une seconde phase, probablement miocène (volcanisme de Nouvelle-Géorgie, plissements de Malaïta), le plateau d'Ontong Java arrive dans la zone de subduction et altère les structures de l'ensemble Salomon - Nouvelle-Irlande dans la région concernée par la collision (Fig. VI-11).

Les mouvements relatifs entre les plaques Australo-indienne et Pacifique entraînent le déplacement vers l'ouest du plateau d'Ontong Java. Au moment de la collision, ce dernier pousse l'ensemble Salomon - Nouvelle-Irlande vers le sud-ouest et déforme la fosse. La Nouvelle-Bretagne, accrochée à la plaque Australo-indienne, joue le rôle d'un point fixe qui empêche le déplacement de la Nouvelle-Irlande et provoque le glissement de la région des Salomon par rapport à la Nouvelle-Irlande le long d'une série d'accidents au niveau de la Nouvelle-Bretagne.

Fig. VI-11 Influence de l'arrivée du plateau d'Ontong Java dans la fosse Nord-Salomon sur la région Salomon - Nouvelle-Irlande



L'intensité des forces de compression est soulignée par la disparition de la fosse au nord-est de Bougainville et par la remontée du bassin sédimentaire médian au sud de cette île. La province "Pacifique" de l'archipel des Salomon résulte probablement du décollement de la couverture du plateau d'Ontong Java lors de son arrivée dans la fosse.

De même cette arrivée serait la cause du décalage observé entre le sud des îles Salomon et le nord des Nouvelles-Hébrides.

Après la collision du plateau d'Ontong Java

L'arrivée de l'énorme masse du plateau d'Ontong Java dans la zone de convergence provoque l'arrêt de la subduction. Le mouvement relatif des plaques Australo-indienne et Pacifique se poursuivant, une nouvelle marge active doit apparaître pour absorber les forces de compression. L'activité sismique actuelle observée le long de la Nouvelle-Bretagne, de la ride Sud-Ouest de l'archipel des Salomon et à l'ouest des Nouvelles-Hébrides souligne la nouvelle marge active.

Il apparaît donc que l'arc insulaire antérieur est fossilisé dans la région de la Nouvelle-Irlande alors que dans la région des Salomon il est repris par la nouvelle marge active. Celle-ci est clairement définie par les activités sismique et volcanique et par les fosses actives de Nouvelle-Bretagne et Sud-Salomon.

Les séismes profonds sont tous situés entre la Nouvelle-Irlande et Bougainville ; ils montrent l'importance de l'activité de la fosse de Nouvelle-Bretagne. Cette activité, très grande sous la Nouvelle-Bretagne (DENHAM, 1969) décroît vers le sud-est.

Le long des îles de Nouvelle-Géorgie, qui sont situées entre Bougainville et Guadalcanal, seuls des séismes relativement superficiels sont observés. L'activité reprend le long de San Cristobal et croît de nouveau à proximité des Nouvelles-Hébrides.

Les nouvelles déterminations des séismes et des mécanismes au foyer effectuées par PASCAL (1979) montrent que malgré les hétérogénéités observées, il y a bien plongement de la plaque Australo-indienne sous la plaque Pacifique. Le volcanisme actuel de Nouvelle-Géorgie (BAIN, 1973 ; JOHNSON *et al.*, 1973) situé sur la ride Sud-Ouest de l'archipel des Salomon est vraisemblablement dû à la structure particulière, presque verticale de la zone de subduction à cet endroit.

Les caractères de cette marge active récente le long de l'archipel des Salomon ne correspondent pas exactement à ceux d'un arc insulaire intra-océanique typique :

- la fosse n'est pas présente tout au long de la marge ;
- l'arc volcanique et ce qui devrait constituer l'arc frontal sont confondus ;
- il n'y a pas de bassin marginal actif derrière l'archipel des Salomon.

Cette absence de caractères doit s'expliquer par l'âge très jeune de cette zone de subduction.

CONCLUSION

Dans l'ensemble Salomon - Nouvelle-Irlande, nous avons reconnu les éléments structuraux d'un arc insulaire qui a été actif durant la période Oligo-Miocène. Le long de l'archipel des Salomon une nouvelle marge active a été créée qui reprend l'arc insulaire fossile.

Nous pensons que ces deux événements géotectoniques doivent être séparés, c'est-à-dire qu'il n'y a pas de relations directes entre la formation de la nouvelle marge active et l'arc insulaire fossile, seule l'hétérogénéité des croûtes entre les parties océaniques et insulaires a pu conduire à la mise en place de la nouvelle marge active sur l'ancien arc fossile.

Remerciements

Nous remercions l'ORSTOM, l'IFP, la CFP et la SNEA (P) pour nous avoir accordé l'autorisation de publier cet article. Nous remercions également les officiers et l'équipage du N.O. Coriolis du CNEXO ainsi que J.P. FAIL et R. DONATIEN de l'IFP qui ont permis l'acquisition des données sismiques.

*Manuscrit remis en octobre 1980
Manuscrit révisé en janvier 1981*

CHAPITRE VII

**ANALYSE DE QUELQUES PARAMÈTRES
GÉOPHYSIQUES DANS UNE ZONE DE
SUBDUCTION**

ANALYSE DE QUELQUES PARAMÈTRES GÉOPHYSIQUES DANS UNE ZONE DE SUBDUCTION

par Catherine GRELLET et Jacques DUBOIS

Le comportement géodynamique des zones de subduction est encore mal connu et pose de nombreux problèmes.

L'établissement de corrélations entre différents paramètres des zones de subduction constitue une méthode d'étude qui s'est souvent avérée très féconde : on peut ainsi corréler l'amplitude du bombement externe à l'épaisseur de la lithosphère.

L'application de cette méthode d'approche nous amènera à montrer l'importance des paramètres vitesse de subduction et âge de la lithosphère sur le comportement mécanique et thermique des zones de subduction.

- A) Rôle des paramètres vitesse de subduction et âge de la lithosphère sur le comportement mécanique des zones de subduction.

La fosse située en avant de la subduction constitue de par sa bathymétrie l'un des traits morphologiques caractéristiques des zones de subduction. Les variations de profondeur de celle-ci peuvent être corrélées aux deux paramètres vitesse de subduction et âge de la lithosphère. L'interprétation des relations mises en évidence est liée à la flexure de la lithosphère.

- B) Rôle des paramètres vitesse de subduction et âge de la lithosphère sur le comportement thermique des zones de subduction.

La sismicité des zones de subduction s'étend à plus ou moins grande profondeur. On verra que les variations de configuration de la zone sismique et des profondeurs maximales sont également liées aux paramètres vitesse et âge. L'interprétation de la relation mise en évidence fait ici appel à la distribution des températures dans la lithosphère plongeante.

Les arcs insulaires des Tonga-Kermadec et des Nouvelles-Hébrides vont nous fournir l'illustration des lois mises en évidence. Cette étude s'étendra ensuite à l'ensemble des zones de subduction du pourtour Pacifique.

A - RÔLE DES PARAMÈTRES VITESSE DE SUBDUCTION ET ÂGE DE LA LITHOSPHERE SUR LE COMPORTEMENT MÉCANIQUE DES ZONES DE SUBDUCTION

CARACTÉRISTIQUES DES PARAMÈTRES

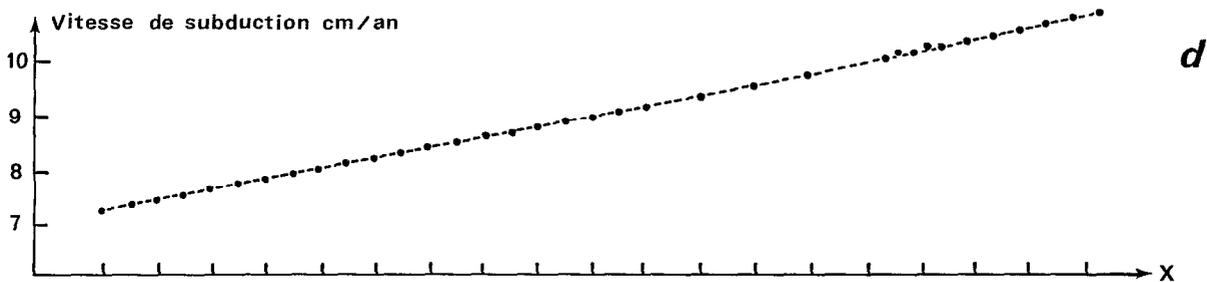
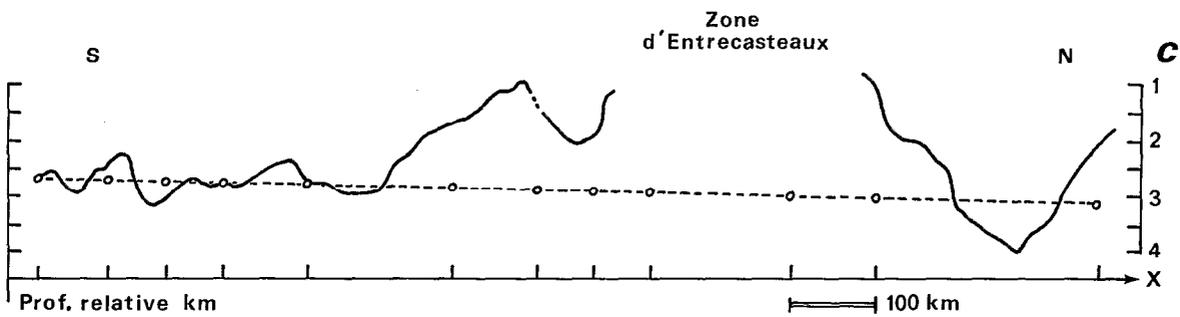
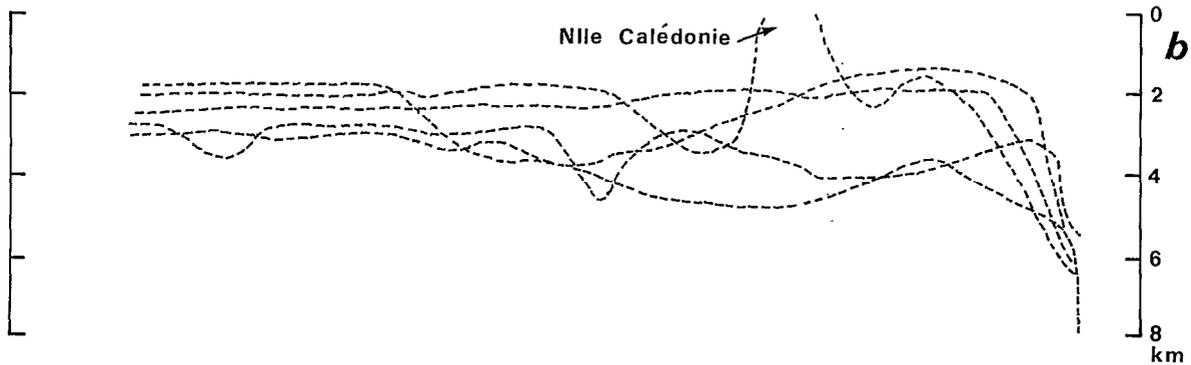
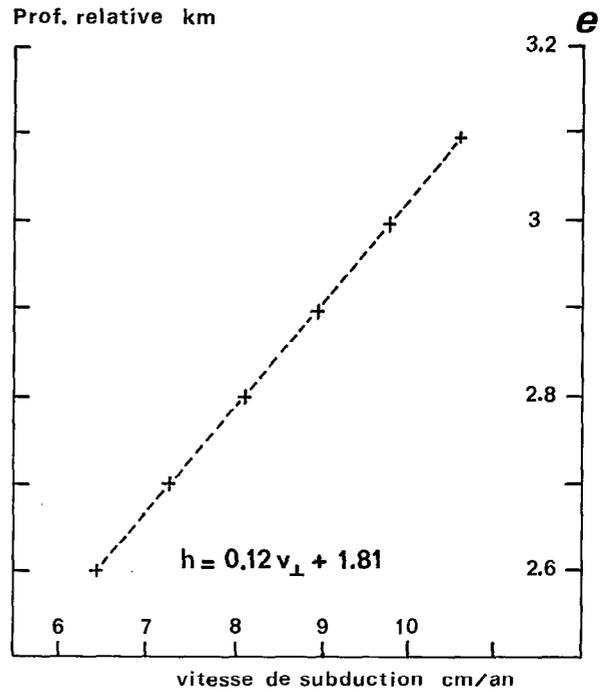
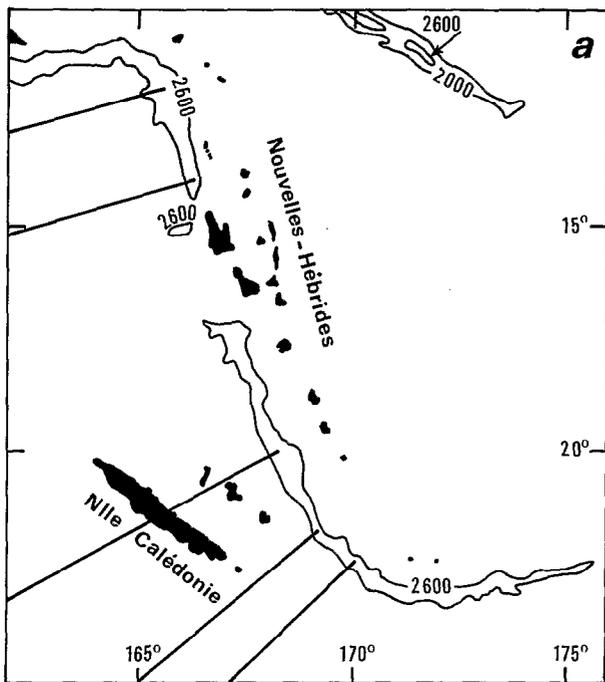
Un examen comparatif de la bathymétrie des fosses océaniques qui bordent les zones de subduction montre des variations d'un arc à l'autre : la profondeur maximale est atteinte par la fosse des Mariannes - 11000 m. Mais un examen en détail des profondeurs d'une fosse le long d'un même arc fait apparaître également des variations. Notre étude portera précisément sur ce type de variations en prenant comme exemples l'arc des Nouvelles-Hébrides (Fig. VII-1) et l'arc des Tonga-Kermadec (Fig. VII-2).

Paramètre profondeur relative

Afin de pouvoir comparer les différentes zones de subduction et s'affranchir des corrections bathymétriques dues à l'âge de la lithosphère et à la sédimentation, on définit une profondeur relative : elle correspond à la différence entre la profondeur de la fosse et une profondeur de référence choisie. La profondeur de la plaine abyssale située en avant de la zone de subduction constituera cette dernière.

En pratique, on effectue des coupes bathymétriques transversales (selon le même petit cercle) en différents points de la fosse : on mesure alors les profondeurs de la fosse et celle de la plaine abyssale. On réalise ainsi une coupe longitudinale de la fosse en profondeurs relatives. Les extrémités de la fosse se présentent toujours plus ou moins relevées car on assiste à la terminaison du phénomène de la subduction propre par interaction avec un continent, une dorsale ou une zone de fracture ; c'est ainsi que

Fig. VII-1 - Zone de subduction des Nouvelles-Hébrides. **a** : position des profils bathymétriques (bathymétrie en brasses). **b** : profils bathymétriques perpendiculaires à la fosse. **c** : coupe longitudinale de la fosse où le trait continu et le tireté représentent respectivement les profondeurs relatives observées et la droite de régression. **d** : variation de la vitesse de subduction le long de la fosse. **e** : relation vitesse-profondeur relative.



la terminaison sud de la fosse des Nouvelles-Hébrides montre le passage d'une zone de subduction à la zone de fracture de Hunter. Pour cette raison, on ne conserve que la zone où la subduction est franche. La variation des profondeurs relatives de la zone de subduction ainsi délimitée semble se répartir après lissage selon une droite : la fosse des Tonga-Kermadec présente une augmentation des profondeurs du sud vers le nord, de même que la fosse des Nouvelles-Hébrides.

Au cours du lissage, nous avons omis volontairement les points correspondants à l'interaction de la fosse avec des éléments topographiques tels que des chaînes de montagnes sous-marines ou d'anciennes dorsales, comme la dorsale de Louisville, qui viennent perturber l'aspect général de la fosse. Il nous a paru également peu important d'effectuer une correction sur l'épaisseur des sédiments que peut contenir la fosse : celle-ci est en général faible.

Paramètre vitesse de subduction

A partir d'un simple calcul de trigonométrie sphérique entre les coordonnées du pôle de rotation et des points considérés le long de la fosse, on calcule la vitesse relative entre les plaques mises en jeu puis, la composante de celle-ci normale à la direction de la fosse. On établit la variation de cette composante le long de la fosse.

Il suffit désormais de comparer la variation des profondeurs relatives de la fosse et celle de la vitesse de subduction pour chacune des zones de subduction.

DONNÉES

Les mesures bathymétriques le long des fosses ont été réalisées à partir de cartes bathymétriques SCRIPPS du Pacifique Nord et Sud (1970-1974). Les mesures sur les arcs des Nouvelles-Hébrides et des Tonga-Kermadec ont été faites à partir des cartes bathymétriques AUSTRADÉC du Pacifique Sud-Ouest (1972).

Enfin, les mesures des profondeurs de la fosse Indonésienne ont été réalisées à partir de la carte bathymétrique SCRIPPS du Sud-Est asiatique de MAMMERICKX *et al.* (1976).

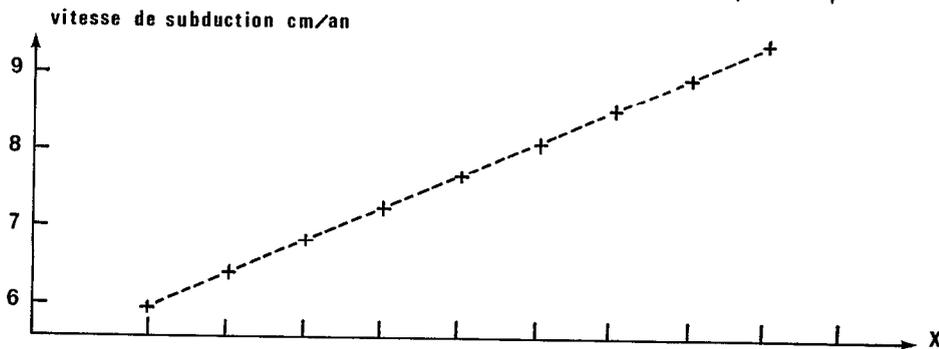
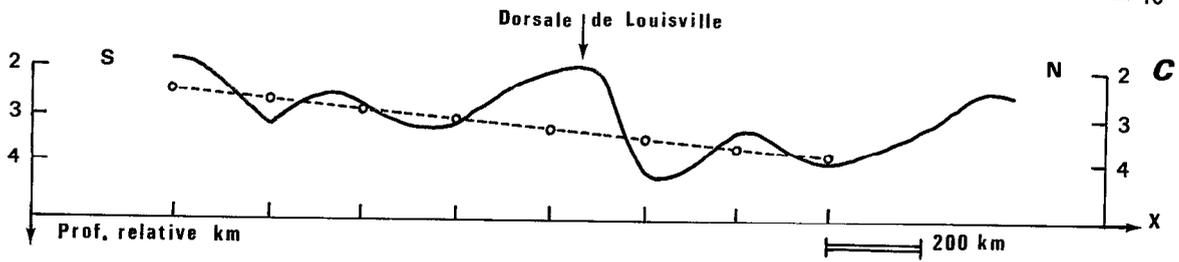
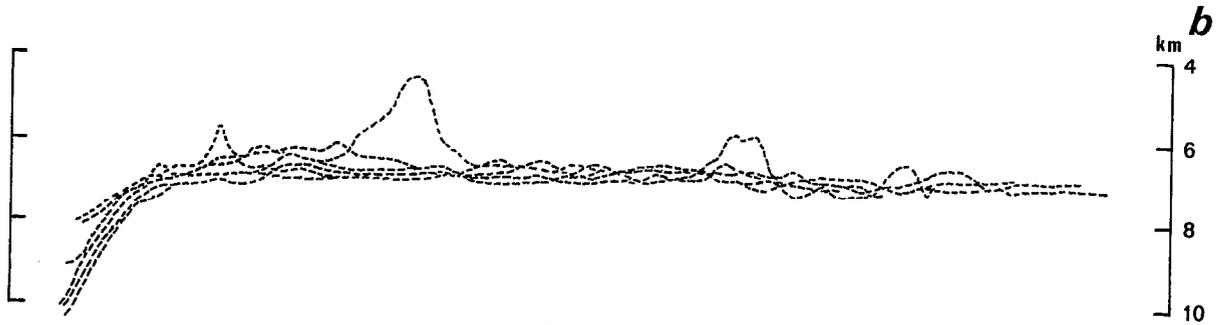
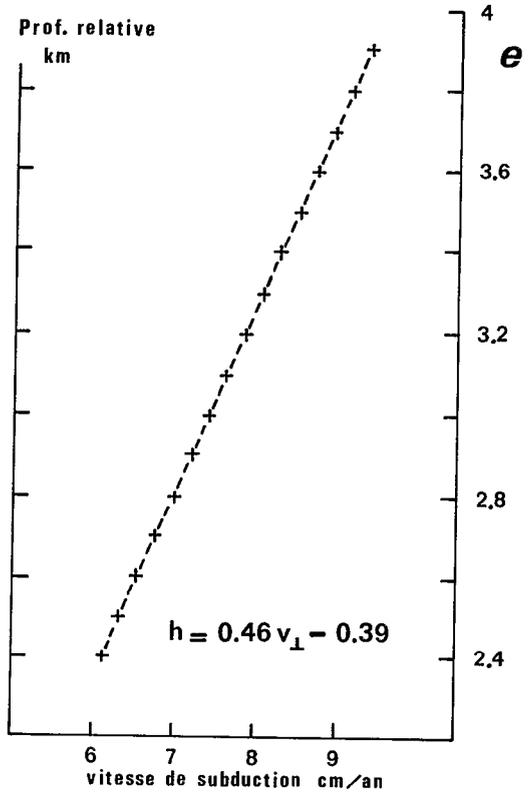
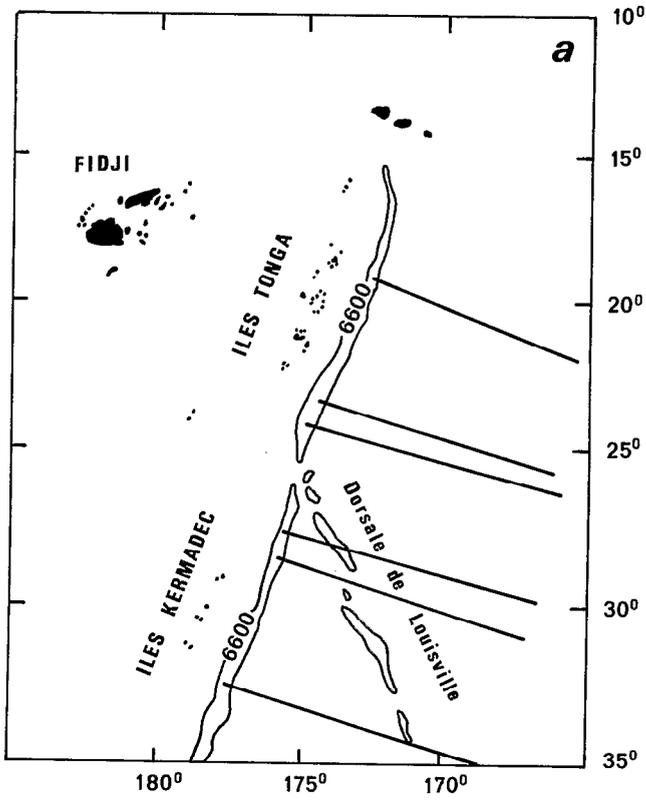
La majorité des fosses présentent un remplissage sédimentaire faible ou nul. Nous ferons remarquer cependant que :

- les parties centrale et occidentale de la fosse des Aléoutiennes présentent une sédimentation pouvant atteindre 1000 à 2000 m,
- au-delà du 33°S, la fosse du Pérou-Chili donne lieu à un fort remplissage pouvant aller jusqu'à la disparition de la fosse (au-delà du 45° S).

L'âge de la lithosphère océanique a été obtenu à partir des cartes d'anomalies magnétiques publiées.

Lors du lissage de la variation longitudinale de la profondeur de la fosse on écarte les points hauts correspondant aux dorsales et aux "seamounts", considérés comme des accidents ; c'est le cas de la dorsale de Louisville pour l'arc des Tonga-Kermadec, de la chaîne de Magellan pour l'arc des Mariannes ou encore de la zone d'Entrecasteaux pour l'arc des Nouvelles-Hébrides.

Fig. VII-2 - Zone de subduction des Tonga-Kermadec. **a** : position des profils bathymétriques (bathymétrie en mètres). **b** : profils bathymétriques perpendiculaires à la fosse. **c** : coupe longitudinale de la fosse où le trait continu et le tiré représentent respectivement les profondeurs relatives observées et la droite de régression. **d** : variation de la vitesse de subduction le long de la fosse. **e** : relation vitesse-profondeur relative.



RÉSULTATS

Les relations établies entre les paramètres profondeur relative, vitesse de subduction puis âge de la lithosphère se font à deux niveaux :

- à l'échelle de l'arc : relation entre la profondeur relative et la vitesse de subduction ;
- pour l'ensemble des zones étudiées : relation entre la profondeur relative et la vitesse de subduction et relation entre le taux d'approfondissement et l'âge de la lithosphère plongeante.

A l'échelle de l'arc

La comparaison des variations respectives de la vitesse et de la profondeur de la fosse montre que les deux paramètres varient dans le même sens : l'augmentation de la vitesse s'accompagne d'un approfondissement semblable de la fosse. Cette observation avait été signalée dans une étude sur la flexure de la lithosphère (DUBOIS *et al.*, 1977a). L'approfondissement des fosses des Tonga-Kermadec et des Nouvelles-Hébrides vers le nord s'accompagne également d'une augmentation des vitesses de subduction de ces deux arcs (Fig. VII- 1 et 2). Une telle relation peut ainsi être établie pour chacune des zones de subduction du pourtour Pacifique. La composante normale de la vitesse s'étant avérée inutilisable pour les zones de subduction Aléoutiennes, Indonésie et Mariannes nous avons dans ce cas, considéré la vitesse relative.

Si l'ensemble des zones de subduction répond bien à la loi, trois régions présentent cependant certaines particularités :

1) Les arcs des Bonin et du Japon

Il est difficile d'attribuer un approfondissement significatif pour les fosses des Bonin et du Japon. On peut simplement faire remarquer que la fosse du Japon présente une faible variation des profondeurs liée à une faible variation de la vitesse.

L'arc des Bonin montre une augmentation de la vitesse du sud vers le nord tandis que la faible variation des profondeurs ne permet pas d'affirmer un approfondissement dans le même sens.

2) L'arc des Mariannes

L'approfondissement de la fosse est ici très important et maximum vers le sud tandis que les variations de la vitesse relative montrent une augmentation vers le nord : on observerait donc le phénomène inverse. Cependant, les valeurs de la composante normale de la vitesse bien que très irrégulières, sont maximales au sud de l'arc et minimales sinon nulles au nord. Dans ce cas, la relation s'observerait aussi.

Par conséquent, quel que soit le type de subduction - arc insulaire ou cordillère - l'approfondissement des fosses océaniques le long d'une même zone semble lié à une augmentation de la vitesse de subduction.

A l'échelle globale

La mise en évidence d'une relation vitesse-profondeur relative nous amène à comparer cette relation à l'échelle de l'ensemble des zones de subduction. L'examen comparatif des différentes droites ne permet pas d'obtenir pour une vitesse donnée une profondeur semblable d'une fosse à l'autre : l'approfondissement ne dépend donc pas directement de la vitesse.

Cependant, on peut établir une relation entre la valeur maximum de la profondeur relative pour chacune des zones et leur vitesse de subduction correspondante (Fig. VII-3). La profondeur relative

maximum prend des valeurs plus grandes lorsque la vitesse augmente. L'ensemble des zones de subduction répond bien à la relation. Pour des valeurs élevées de la vitesse, les Nouvelles-Hébrides et la zone Pérou-Chili présentent des valeurs un peu faibles de la profondeur. Or les deux exemples sont liées à des lithosphères plongeantes jeunes.

Les zones de subduction dont la lithosphère plongeante est âgée de moins de 80 M.A. montrent ainsi une variation de vitesse de 3.5 cm/an pour une variation correspondante des profondeurs de 1600 m. Par contre, pour des lithosphères d'un âge supérieur à 80 M.A., une variation de vitesse de 2.5 cm/an est équivalente à une variation de profondeur de 2900 m. Autrement dit, pour une variation égale de vitesse, les lithosphères âgées conduisent à un approfondissement plus grand. Cette observation apparaît lorsqu'on calcule le taux d'approfondissement pour 100 km le long de chacun des arcs (Fig. VII-4). On observe ainsi que le taux d'approfondissement est plus élevé le long d'un arc dont la lithosphère plongeante est âgée.

Les Nouvelles-Hébrides présentent un taux d'approfondissement de 23 m pour 100 km seulement. Au contraire, la lithosphère des Tonga-Kermadec âgée de 100 M.A. conduit à un taux d'approfondissement de 62 m pour 100 km. Seules deux des zones de subduction étudiées ne semblent pas répondre à la loi : les Philippines et la cordillère de l'Amérique Centrale. Malgré une lithosphère jeune, le taux d'approfondissement observé reste très élevé.

La variation des profondeurs relatives de la fosse à l'échelle d'un arc et à l'échelle globale semble donc gouvernée par deux paramètres : la vitesse de subduction et l'âge de la lithosphère. Les différences observées à l'échelle globale sont, peut-être, dues à l'imprécision de certaines données mais aussi à l'intervention dans cette relation d'autres paramètres.

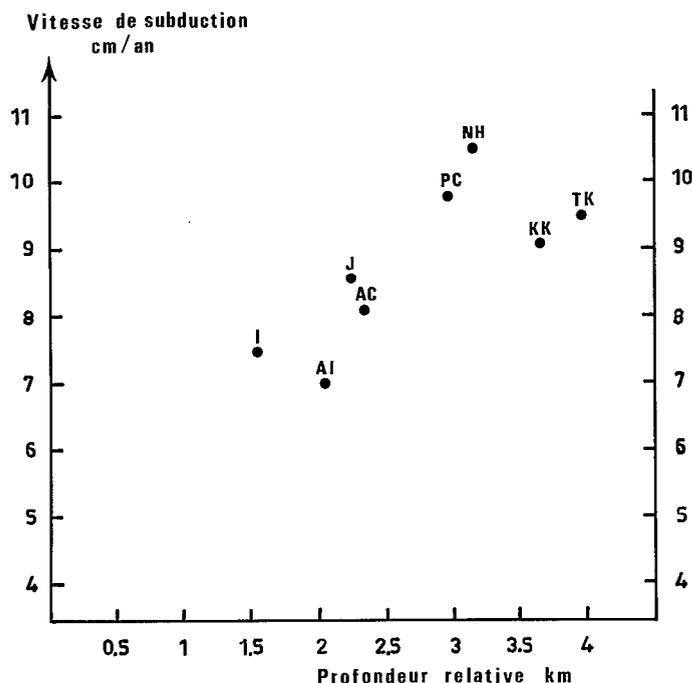


Fig. VII-3 - Relation vitesse de subduction-profondeur relative pour diverses zones de subduction : I = Indonésie ; AI = Aléoutienne ; AC = Amérique centrale ; J = Japon ; PC = Pérou-Chili ; NH = Nouvelles-Hébrides ; KK = Kouriles ; TK = Tonga-Kermadec.

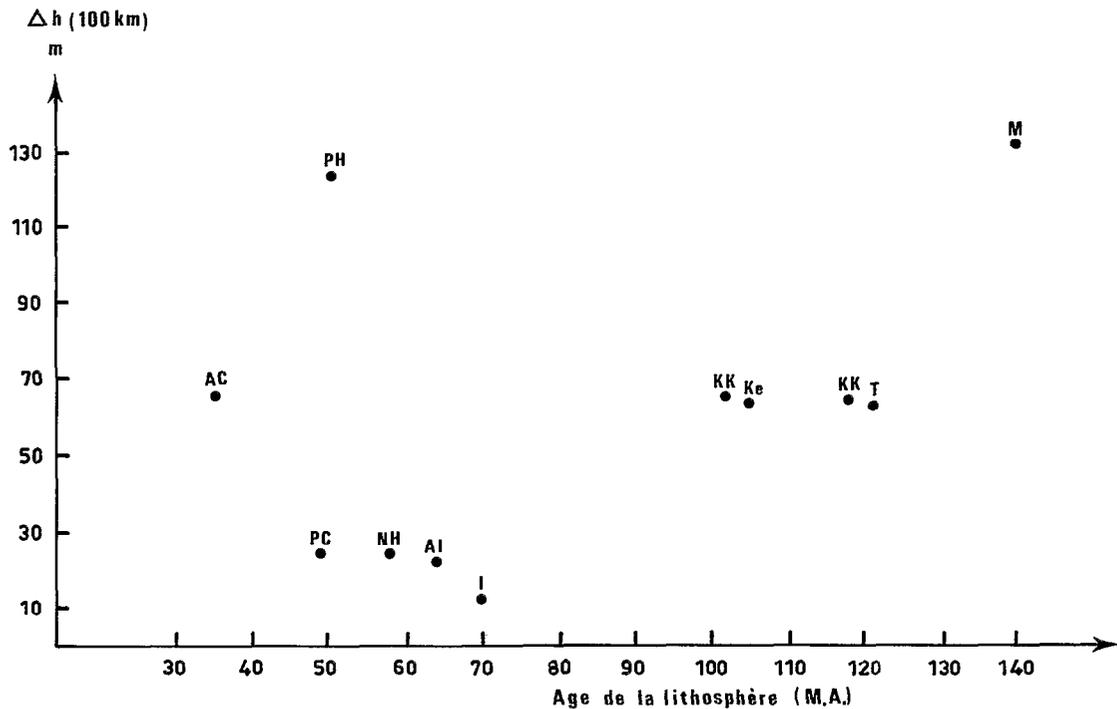


Fig. VII-4 - Relation approfondissement de la fosse-âge de la lithosphère pour diverses zones de subduction. PH = Philippines ; T = Tonga ; Ke = Kermadec ; M = Mariannes. (voir aussi figure VII-3).

INTERPRÉTATION

La topographie du système fosse - bombement externe et les caractères géophysiques qui lui sont associés (sismicité, magnétisme, gravimétrie) ne reflètent que la flexure de la lithosphère. Les anomalies gravimétriques illustrent ainsi le déséquilibre isostatique permanent de ce système, qui tire son origine de l'application de contraintes maintenant la courbure de la plaque. L'étude du bombement externe et les modèles de flexure ont permis de montrer l'influence du paramètre âge de la lithosphère sur la longueur d'onde du bombement. L'épaisseur de la lithosphère variant avec son âge, les déformations se feront plus facilement lorsque son épaisseur sera plus mince.

D'après les résultats obtenus, les lithosphères minces, c'est-à-dire jeunes, présentent un taux d'approfondissement moindre que les lithosphères épaisses. Une lithosphère mince et donc plus plastique peut se déformer plus facilement et donner lieu à un grand nombre de ruptures : le pliage de cette lithosphère sera important. La courbure de la plaque étant maintenue par l'application de contraintes, un grand nombre de ruptures provoquera un réajustement isostatique plus facile. Quelle que soit la vitesse de subduction, lente ou rapide l'approfondissement le long d'un arc restera faible. Dans le cas d'une lithosphère épaisse, les déformations sont plus difficiles et on observera un retard à la rupture : le réajustement isostatique se fera plus difficilement. Le temps nécessaire à des déformations importantes et à la rupture étant plus long, l'effet de la vitesse pourra accentuer le phénomène : avec une vitesse rapide, la lithosphère plongeante aura moins le temps de se déformer et donc de se rompre. L'approfondissement observé sera plus grand.

Cette interprétation s'accorde bien avec les résultats observés : à une lithosphère telle que celle des Nouvelles-Hébrides correspond un taux d'approfondissement faible — 23 m pour 100 km, à une

lithosphère âgée comme celle des Tonga-Kermadec (100 M.A.?) correspond un taux d'approfondissement de — 62 m pour 100 km. Les différences observées pour certaines zones de subduction font peut-être intervenir d'autres paramètres : l'effet du prisme d'accrétion et des contraintes qui s'exercent sur la plaque plongeante.

Cette interprétation reste avant tout qualitative. Afin de la quantifier, il faudrait tenir compte de la rhéologie du milieu au niveau de la fosse, illustrant le passage du domaine élastique ou élasto-plastique au domaine plastique pur.

B - ROLE DES PARAMÈTRES VITESSE DE SUBDUCTION ET AGE DE LA LITHOSPHERE DANS LA SISMICITÉ PROFONDE DES ZONES DE SUBDUCTION

CARACTÉRISTIQUES DES PARAMÈTRES

On choisit le même type d'approche que précédemment. L'étude comparative des zones sismiques liées aux zones de subduction permet d'observer des configurations différentes au-delà du point de changement de courbure : les pendages et les profondeurs maximales de la zone sismique varient d'un arc à l'autre. Il est donc intéressant de chercher à comprendre ces différences qui reflètent des comportements thermiques distincts de la plaque plongeante.

ISACKS *et al.* (1968) établissent une relation entre la longueur de la zone sismique et la vitesse de subduction. Cette relation leur permet de montrer que 10 M.A. représentent la durée moyenne de vie de la lithosphère au-delà de laquelle le matériau atteint une certaine température T interdisant toute rupture. Utilisant ce résultat, MORGAN (1972) souligne sans le démontrer, l'importance probable du paramètre épaisseur de la lithosphère qui modifie le temps nécessaire au réchauffement de la plaque.

VLAAR et WORTEL (1976) illustrent de façon beaucoup plus nette la relation existant entre la profondeur maximale de pénétration de la zone sismique et l'âge de la lithosphère : une lithosphère âgée donne lieu à une zone sismique pénétrant à une plus grande profondeur. Cependant, la relation établie reste très qualitative et ne tient pas compte de la vitesse de subduction.

Il s'agira donc dans cette étude de définir plus précisément la relation existant entre les paramètres longueur de la zone sismique et âge de la lithosphère. Puis, à partir d'un modèle thermique approprié de calculer les températures régnant dans la plaque plongeante à la profondeur maximale de rupture.

Avant d'exposer les résultats de cette étude, nous nous devons de préciser qu'en janvier 1979, alors que notre étude était déjà très avancée, MOLNAR *et al.* ont fait paraître un article intitulé "Lengths of intermediate and deep seismic zones and temperatures in downgoing slabs of lithosphere".

On considère les trois paramètres suivants :

- l'âge de la lithosphère,
- la longueur de la zone sismique,
- la vitesse de subduction.

Puis on définit deux paramètres dérivés :

- l'âge maximal de l'extrémité de la zone sismique,
- l'épaisseur de la lithosphère.

Age maximal de l'extrémité de la zone sismique

On désigne désormais ce paramètre par la lettre P : il est égal au rapport longueur de la zone sismique sur vitesse de subduction, il s'exprime en millions d'années. Pour chacune des zones de

subduction étudiées, on choisit la coupe sismique qui présente les foyers sismiques les plus profonds. La longueur de la zone sismique est mesurée sur une coupe verticale perpendiculaire aux axes de la fosse et de la ligne volcanique. On considère, comme dans la première étude, la composante normale de la vitesse. On ne tient pas compte de l'expansion actuelle faible et mal connue des bassins marginaux associés à certains arcs insulaires tels que l'arc des Tonga, des Nouvelles-Hébrides ou des Mariannes. Nous avons supposé que la vitesse de subduction restait constante au cours du temps. L'intervalle de temps considéré étant inférieur à 10 M.A., cette approximation nous a paru suffisante, le calcul des mouvements relatifs entre plaques portant sur des intervalles plus grands.

Épaisseur de la lithosphère

Il s'agit de l'épaisseur de la lithosphère située en avant de la fosse. Les études de modèles thermiques ont montré que l'épaisseur de la lithosphère augmente avec son âge. On utilise ici le modèle de SCHUBERT et FROIDEVAUX (1976). La courbe qui permet de calculer l'épaisseur de la lithosphère à partir de la racine de l'âge a les caractéristiques suivantes :

- rhéologie sèche non newtonienne,
- volume d'activation $V = 11 \text{ cm}^3 / \text{mol}$,
- $u_0 = 10 \text{ cm/an}$. Vitesse correspondant à celle de la plaque Pacifique.

DONNÉES

L'étude porte sur l'ensemble des zones de subduction Pacifique à l'exception des arcs des Philippines, de Ryu Kyu et des Salomon, pour lesquels les observations s'avèrent trop imprécises (Tabl. VII-1).

Zone de subduction	Vitesse de subduction cm/an	Longueur de la zone sismique km	P M.A.	Age de la lithosphère M.A.	Épaisseur km
Aléoutiennes	7,5	353	6,7	64	102
Nouvelles-Hébrides	8,5	354	4,1	58	97
Kouriles	8,7	866	9,8	102-118	118
Tonga	8,7	950	10,8	121	127
	8,3	933	11,7	121	127
Kermadec	7,3	916	12,4	105	120
Mariannes	4,0	809	20,2	140	135
Amérique Centrale	9,4	297	3,1	13 - 35	83
Pérou - Chili	9,1	720	7,8	49	88
	9,6	696	7,2	49	88
	9,9	736	7,4	49	88
Izu - Bonin	6,0	740	13,0	147	136
Japon	8,5	1 000	11,7	100	120
Indonésie	5,7	867	15,1	147	136
	5,6	1 100	13,6	147	136

Tabl. VII-1 - Caractéristiques géologiques et géophysiques de certaines zones de subduction.

Les coupes sismiques utilisées ont été choisies dans les publications. Elles présentent les caractéristiques décrites dans la première partie.

Il a été tenu compte pour les coupes sismiques Sud-Américaines des séismes profonds mais isolés situés au-delà de 500 km.

L'âge des fonds océaniques a été déduit à partir des cartes des anomalies magnétiques publiées. Pour l'ensemble des zones de subduction étudiées, l'âge du fond océanique ne varie pas beaucoup le long du même arc. Cependant, pour l'arc Indonésien, il s'est avéré important de distinguer deux parties : zone de Sumatra, zone de Java. En effet, la variation d'âge du fond océanique entre les deux est importante : les linéations magnétiques indiquent un âge de 70 M.A. en avant de la fosse de Sumatra, tandis que l'on peut observer des âges de 140 M.A. à l'extrémité orientale de la fosse de Java. D'autre part, pour la plupart des zones de subduction, l'âge de la lithosphère située en avant de la fosse est plus jeune que celui de la lithosphère déjà subductée. Néanmoins, il n'en est pas ainsi pour la zone de Sumatra, les Aléoutiennes et les Kouriles. Il en résulte que le paramètre p sera entâché d'une plus grande imprécision.

Enfin, au niveau de l'arc des Tonga-Kermadec les données sur les anomalies magnétiques restent très imprécises. Aussi avons-nous déduit l'âge de la lithosphère à l'aide de la relation empirique de PARSONS et SCLATER (1977) entre la profondeur du fond océanique et la racine de l'âge.

RÉSULTATS

Un examen comparatif du paramètre P et de l'épaisseur de la lithosphère permet d'établir une relation entre les deux paramètres : l'augmentation de l'épaisseur E s'accompagne d'une augmentation semblable du paramètre P (Fig. VII-5). Si l'ensemble des zones de subduction répond bien à la loi, on observe une certaine dispersion pour les arcs des Nouvelles-Hébrides, des Mariannes et du Japon. L'erreur commise sur la vitesse de subduction qui ne tient pas compte de l'expansion arrière-arc dans le cas des Nouvelles-Hébrides et des Mariannes n'est peut-être pas étrangère à cette dispersion.

La faible valeur de P pour les Nouvelles-Hébrides peut avoir une seconde origine : à épaisseur de lithosphère égale, l'Amérique du sud témoigne d'une valeur de P beaucoup plus grande. Or, la différence de pendage entre les deux zones est très grande :

30° en moyenne pour l'Amérique du sud,
65° en moyenne pour les Nouvelles-Hébrides.

La plaque des Nouvelles-Hébrides se réchaufferait plus vite que celle du Pérou-Chili. La forte valeur de P des Mariannes est due à une vitesse de subduction très lente (4 cm/an) mais peut-être aussi à sa grande imprécision.

Les observations directes permettent donc de montrer que le comportement de la plaque plongeante est étroitement lié à l'âge de la lithosphère et que celui-ci semble déterminer le seuil limite de rupture à l'intérieur de la plaque.

INTERPRÉTATION

La zone sismique nous fournit une des rares images de la lithosphère plongeante. La comparaison des modèles de température et de la distribution des séismes montre que les séismes intermédiaires et profonds se situent dans la zone la plus froide de la plaque plongeante. Ces séismes sont donc fortement liés aux conditions de température régnant dans la plaque plongeante. Quelle que soit la nature des séismes intermédiaires et profonds, au-delà d'une certaine température, les propriétés mécaniques de la lithosphère sont devenues telles qu'elles interdisent toute rupture : la limite inférieure de la zone sismique matérialise ce seuil. Cependant, ce seuil varie selon les zones de subduction.

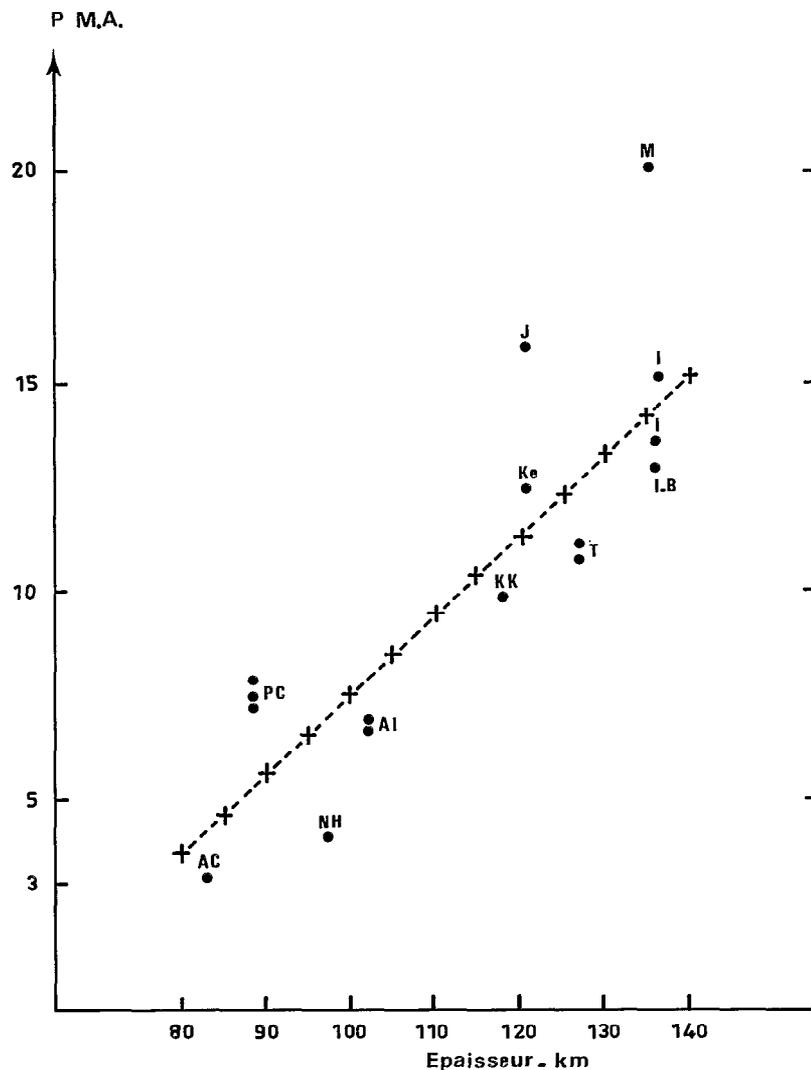


Fig. VII-5 - Relation entre l'épaisseur de la lithosphère et le paramètre P. I.B. = Izu-Bonin. (voir aussi légendes des figures VII-3 et 4).

La lithosphère océanique froide va subir au cours de sa descente un réchauffement progressif par l'intermédiaire de plusieurs sources de chaleur. Ces dernières vont modifier la distribution des températures à l'intérieur de la plaque. On peut y ajouter l'effet d'une vitesse plus ou moins rapide : une plaque se déplaçant à faible vitesse aura tendance à se réchauffer plus vite, car la conduction du manteau se trouve accrue.

L'épaisseur de la lithosphère constitue le dernier paramètre qui modifie la limite inférieure de la zone sismique. Les séismes se situent dans la partie la plus froide, leur disparition est fortement liée à un seuil de température. Il faut donc que cette température atteigne le centre de la plaque. Aussi dans le cas d'une lithosphère âgée et donc épaisse le temps mis pour atteindre cette température sera plus grand. A vitesse égale, une lithosphère épaisse gardera son individualité plus longtemps et sa zone sismique pénétrera plus profondément qu'une lithosphère jeune. L'association d'une lithosphère âgée (100 M.A.) et d'une vitesse de subduction élevée (8.5 cm/an) confère aux Tonga-Kermadec une zone sismique profonde, pénétrant jusqu'à 700 km.

Cette interprétation permettrait d'expliquer l'existence de séismes profonds dans les zones de subduction fossiles connues comme celle du Vityaz. La série de séismes isolés à 600 km de profondeur appartiendrait à une ancienne zone de subduction dont la lithosphère plongeante, celle de l'océan Pacifique âgée de plus de 100 M.A. n'aurait pas atteint l'équilibre thermique. La partie profonde de cette subduction, a gardé son individualité malgré l'absence actuelle de subduction.

La relation que nous avons mise en évidence fait apparaître l'importance des paramètres épaisseur de la lithosphère et vitesse de subduction dans l'évolution des températures de la plaque plongeante. Elle permet aussi de définir un seuil de température : le choix d'un modèle thermique approprié va nous permettre de calculer ces températures limites.

CALCUL DES TEMPÉRATURES

Le calcul des températures à l'intérieur de la plaque plongeante utilise un modèle thermique de type MCKENZIE (1969, 1970) légèrement modifié. En raison de sa simplicité, ce modèle ne tient pas compte de toutes les sources de chaleur ni de l'effet de convection secondaire qu'entraîne la descente de la plaque dans le manteau. En effet, on peut supposer que lorsqu'une plaque lithosphérique pénètre dans l'asthénosphère, elle entraîne avec elle une certaine quantité de matière. Cette quantité de matière d'épaisseur inconnue e_z va se refroidir au contact de la plaque et augmentera l'épaisseur initiale de celle-ci. Cette couche tampon va isoler la plaque plongeante du reste du manteau chaud et le réchauffement dans la lithosphère plongeante se fera moins vite. Cependant, on ne connaît pas l'épaisseur de cette couche tampon. Dans le modèle de MCKENZIE la convection dans le manteau est renouvelée constamment et par conséquent les deux bords de la plaque plongeante sont toujours à la température du manteau. Dans le cas présent, on suppose qu'une certaine partie de la matière du manteau est entraînée avec la plaque : en effet, au contact de la plaque plongeante froide le manteau se refroidit, devient plus rigide et reste alors collé à la plaque et entraîné avec elle. Il y a donc échange de chaleur entre les deux milieux :

- la plaque plongeante reçoit de la chaleur du manteau chaud,

- le manteau est refroidi par la plaque,

à la différence du modèle de MCKENZIE où seule la plaque reçoit de la chaleur (Fig. VII-6).

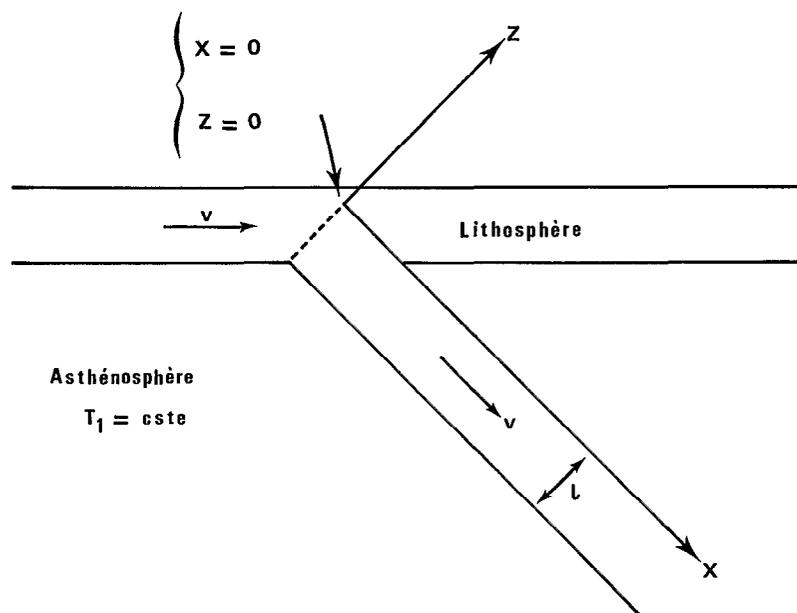


Fig. VII-6 - Modèle de MCKENZIE (1969-1970). Système des coordonnées.

Dans le modèle que nous présentons, le manteau est entraîné avec la plaque, et il n'y a pas de mouvement relatif entre la plaque plongeante et le manteau : dans le modèle de MCKENZIE la plaque s'enfonce seule. Le problème revient donc à calculer la température dans une plaque entraînant avec elle un manteau uniforme, de température T, au gradient adiabatique près. De même que MCKENZIE, on ne tient pas compte des 100 premiers kilomètres ni des changements de phase. Soit l'équation de la chaleur :

$$\frac{\delta^2 T}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} = \rho \frac{C_p v}{K} \cdot \frac{\delta T}{\delta x}$$

La théorie de notre modèle (CARSLAW et JAEGER) conduit à une solution du type :

$$T' p = \int_0^\infty \theta(k, x') \sin k z' dK + \int_0^\infty \psi(k, x') \cos k z' dK$$

La solution des équations $\theta(k, x')$ et $\psi(k, x')$ sera de la forme :

$$\theta(k, x') = \theta(k, 0) \exp \left[\left(\frac{Pe - \sqrt{Pe^2 + 4k^2}}{2} \right) x' \right]$$

$$\psi(k, x') = \psi(k, 0) \exp \left[\left(\frac{Pe - \sqrt{Pe^2 + 4k^2}}{2} \right) x' \right]$$

On calcule alors les valeurs de ces fonctions puis la valeur de $T' p$ pour un z' et x' donnés.

On pose : $Pe = 400$; $v = 10$ cm/an ; $l = 100$ km.

x'	z'_1	z'_2	T'_{P_1} °C	T'_{P_2} °C	$\Delta T'_P$
1	-0.2	-0.15	243	221	22
2	-0.2	-0.2	268	295	27
3	-0.2	-0.25	305	350	45
4	-0.2	-0.25	340	393	53
5	-0.2	-0.3	372	429	57
6	-0.2	-0.3	401	460	59
7	-0.2	-0.3	427	490	63
8	-0.3	-0.35	446	516	70
9	-0.3	-0.35	463	539	76
10	-0.3	-0.35	478	561	83

Tabl. VII-2 - Températures potentielles minimales.

Le tableau VII-2 indique pour chaque valeur de x' la valeur de z' où se situe la température potentielle minimale ou encore l'isotherme la plus basse au coeur de la plaque plongeante pour une longueur de plaque x . Ce tableau comprend deux séries de valeurs ;

- valeurs indicées 1 : celles du modèle présenté,
- valeurs indicées 2 : celles du modèle de MCKENZIE.

Application au cas des Tonga-Kermadec :

$$x = 900 \text{ km} ; l = 100 \text{ km} ; \text{ donc } x' = 9.$$

La température potentielle minimale est de 463°C contre 539°C pour le modèle de MCKENZIE. Les différences s'accroissent au fur et à mesure que x' augmente. De plus, la distribution des températures montre que le bord supérieur de la plaque (en $z' = 0$) n'est pas à la température du manteau comme dans le modèle de MCKENZIE. Celle-ci ne sera atteinte que pour $x' = \pm 0.9$. Tout se passe comme si la plaque avait doublé son épaisseur, le bord supérieur de la plaque reste froid. Pour obtenir les températures vraies régnant à l'intérieur de la plaque, il faut tenir compte de la compression adiabatique et du changement de phase olivine-spinelle. Ainsi la température vraie minimale de la plaque des Tonga-Kermadec sera de $T'_v = 539^\circ \text{C}$. L'application de ce calcul au cas des Nouvelles-Hébrides donnerait : $T'_n = 372^\circ \text{C}$ soit $T_v = 539^\circ \text{C}$.

Le modèle présenté permet donc d'obtenir des températures moins élevées et plus raisonnables que celles de MCKENZIE mais qui restent néanmoins fortes. Elles ne peuvent être le seul paramètre qui contribue à l'existence de séismes à grande profondeur. Il faut tenir compte de la pression de confinement qui atteint à ces profondeurs entre 400 km et 700 km des valeurs importantes et joue un rôle important dans la formation des séismes intermédiaires et profonds.

Manuscrit remis en janvier 1981
Manuscrit révisé en avril 1981

CHAPITRE VIII

**BASSINS MARGINAUX ACTIFS
DU SUD-OUEST PACIFIQUE :
PLATEAU NORD-FIDJIEN, BASSIN DE LAU**

BASSINS MARGINAUX ACTIFS DU SUD-OUEST PACIFIQUE : PLATEAU NORD-FIDJIE, BASSIN DE LAU

par Bernard M. LARUE, Bernard PONTOISE,

Alexander MALAHOFF, André LAPOUILLE et Gary V. LATHAM

INTRODUCTION

Aperçu bibliographique sur les bassins marginaux

Dans le Sud-Ouest Pacifique, comme dans l'ensemble de l'Ouest Pacifique, la transition entre les domaines continentaux et océaniques se fait sur une largeur atteignant plusieurs milliers de kilomètres à travers une succession de rides et de dépressions. Ces dernières ont été regroupées sous le vocable de "bassins marginaux". Si certains de ces bassins sont fossiles (voir Chap. IX), la sismicité des autres témoigne de leur activité : c'est le cas de la mer de Bismarck, du bassin de Woodlark, du plateau Nord-Fidjien, du bassin de Lau, du bassin du Havre, etc... Leur caractère de bassin d'expansion a depuis

longtemps été reconnu (KARIG, 1970 a, 1971 b; PACKHAM and FALVEY, 1971; CHASE, 1971; SCLATER *et al.*, 1972 a; HAWKINS, 1974; WATTS and WEISSEL, 1975), et nous reviendrons sur les arguments qui fondent cette hypothèse dans le cas des bassins étudiés ici.

Tous ces bassins sont situés en arrière d'arcs insulaires actifs et cela pose un problème majeur : comment peuvent fonctionner au contact l'une de l'autre, deux structures dont les rôles tectoniques sont opposés ; arc insulaire-convergence et bassin marginal-divergence (UYEDA, 1977, 1978 a)? La proximité des deux structures et leurs emprises géographiques comparables suggèrent que leurs histoires et leurs comportements sont liés. Cette remarque a conduit nombre d'auteurs à rechercher dans la subduction la cause de l'expansion. Plusieurs mécanismes ont été invoqués :

- Un diapirisme faisant remonter du matériau de la lithosphère plongeante (KARIG, 1971 b,c; MATSUDA and UYEDA, 1971).

- L'énergie dégagée par le frottement de contact entre les deux plaques et dont témoignerait le flux de chaleur élevé mesuré sur les bassins marginaux (HASEBE *et al.*, 1970; WATANABE *et al.*, 1977) provoquant l'ouverture (TURCOTTE and OXBURGH, 1969; MINEAR and TOKSÖZ, 1970; HASEBE *et al.*, 1970).

- Une cellule de convection secondaire entraînée par la subduction (MCKENZIE, 1969; SLEEP and TOKSÖZ, 1971; ANDREWS and SLEEP, 1974; TOKSÖZ and BIRD, 1977).

Pour VOGT *et al.* (1976) l'influence de la nature de la lithosphère plongeante est déterminante pour qu'un bassin s'ouvre ou non. Notamment l'arrivée dans une zone de subduction d'une ride asismique, moins dense et donc dotée d'une certaine "flottabilité" (buoyancy des Anglo-saxons) inhiberait l'ouverture du bassin marginal, par sa résistance à s'enfoncer. Ce mécanisme rendrait compte du caractère festonné de la guirlande d'arcs de l'ouest du Pacifique.

Mais tous les arcs insulaires ne sont pas flanqués de bassins marginaux. Si c'est le cas de ceux du Pacifique occidental où les angles de plongement sont en général forts, la situation est opposée dans l'est du Pacifique où de plus faibles angles de plongement sont associés à une tectonique compressive, de type cordillère. Deux explications tendent à rendre compte de cette différence. Pour MOLNAR et ATWATER (1978) c'est l'âge de la lithosphère plongeante, agissant par sa densité moyenne, qui détermine le régime de subduction. Cette hypothèse se situe dans la même ligne de pensée que les travaux de VOGT *et al.* (1976) évoqués ci-dessus. Les lithosphères plongeantes anciennes, denses, de l'Ouest Pacifique correspondent à des ouvertures alors que celles qui s'enfouissent sous le continent américain, plus jeunes, moins denses, provoquent, par compression, la surrection des cordillères. L'autre explication s'appuie sur l'examen du mouvement absolu des plaques (MINSTER *et al.*, 1974; SOLOMON *et al.*, 1975; MINSTER and JORDAN, 1978). Celui-ci révèle sous la lithosphère Pacifique, un flux relatif vers l'est de l'asthénosphère; CHASE (1978), UYEDA et KANAMORI (1979) y voient la cause des différences entre les zones de subduction des parties orientales et occidentales du Pacifique; les lithosphères qui plongent vers l'ouest s'opposent à ce flux, ce qui explique leur fort pendage tandis que celles qui plongent vers l'est sont soulevées et ont de ce fait des pendages beaucoup plus faibles. Cette explication renoue avec WEGENER (1924) pour qui les guirlandes d'îles étaient des lambeaux de continents détachés du craton dans sa dérive vers l'ouest.

Il faut souligner à ce stade, qu'aucune de ces explications ne rend compte d'une manière satisfaisante de la comparaison entre la subduction des Nouvelles-Hébrides et celle des Tonga-Kermadec. L'angle de plongement est plus fort aux Nouvelles-Hébrides alors que le flux d'asthénosphère et l'âge de la lithosphère plongeante impliqueraient un pendage plus faible.

Notons enfin que MALAHOFF *et al.* (1979 b), qui ont mis en lumière la discontinuité de l'activité des bassins marginaux, et JURDY (1979), relient les épisodes d'ouvertures à des périodes de migration des pôles de rotation des plaques convergentes.

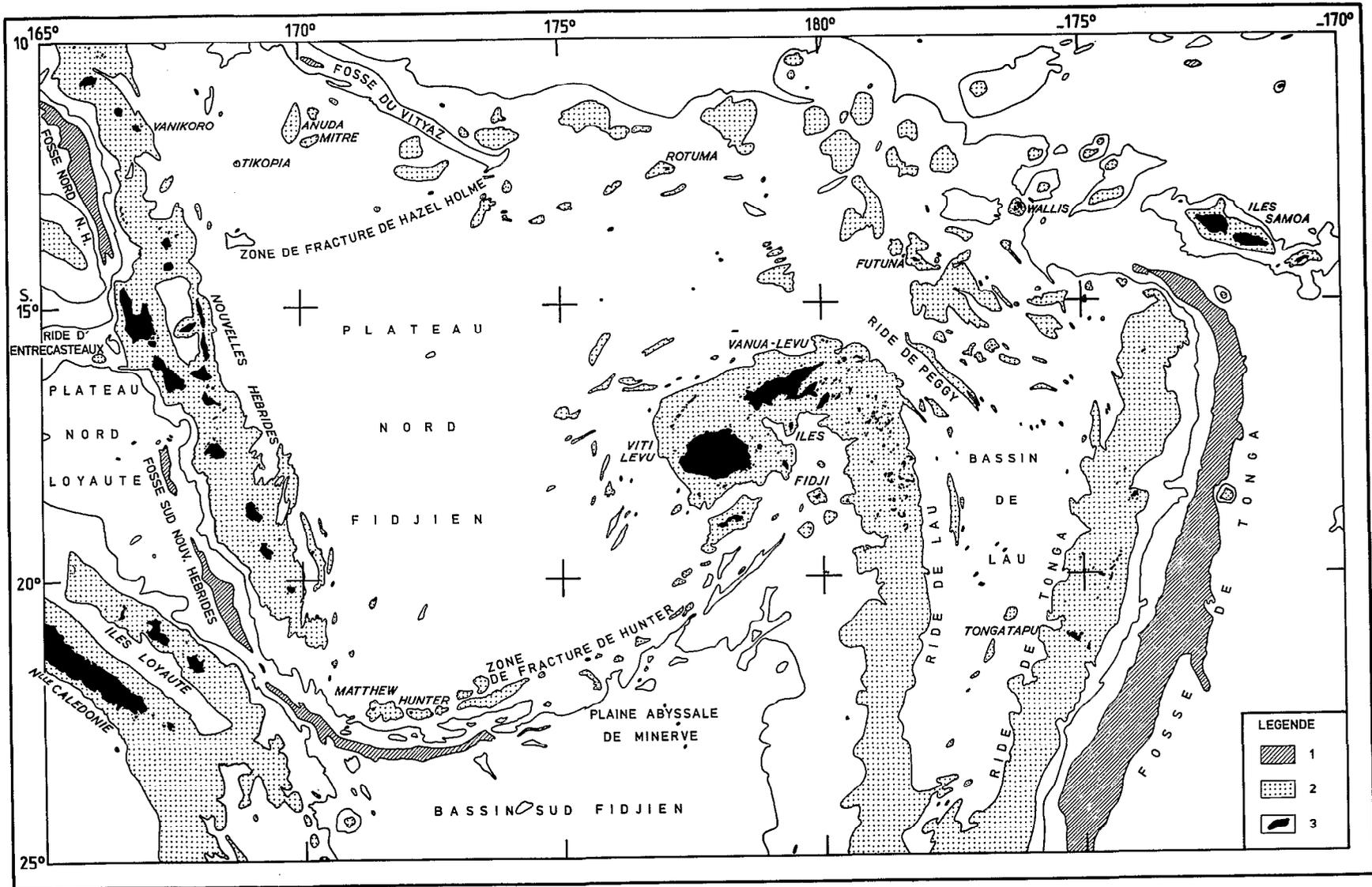


Fig. VIII-1 - Schéma bathymétrique du Sud-Ouest Pacifique. 1 = Fosses limitées par l'isobathe 5.5 km. 2 = Rides limitées par l'isobathe 2 km. 3 = Terres émergées. La courbe intermédiaire est celle de 3.5 km.

Description du Sud-Ouest Pacifique

La zone de marge active convergente séparant les plaques Pacifique et Indo-australienne comporte dans le Sud-Ouest Pacifique (Fig. VIII-1) une complication structurale appelée “Melanesian Re-entrant” par COLEMAN (1969). Elle est caractérisée par l’existence de deux subductions de polarité opposée qui se font partiellement face: celle des Nouvelles-Hébrides (actuelle République de Vanuatu) et celle des Tonga. Les bassins marginaux, plateau Nord-Fidjien et bassin de Lau occupent l’espace situé entre les parties en regard des zones de subduction. Cette disposition semble unique et témoigne d’une histoire complexe. D’est en ouest, le long d’un parallèle, les bassins sont flanqués des deux arcs insulaires: à l’ouest celui des Nouvelles-Hébrides et à l’est celui des Tonga; la plate-forme fidjienne et la ride de Lau séparant les deux bassins. Le plateau Nord-Fidjien domine au sud la plaine abyssale de Minerve qui forme la partie septentrionale du bassin Sud-Fidjien et, au nord, le plancher océanique de la plaque Pacifique dont il est séparé par la fosse du Vityaz, là où cette dernière est bien développée.

Avec une profondeur de 3 km, il dépasse les fonds océaniques l’entourant de plus de 2 km. C’est cette situation qui a conduit MENARD (1969), lors de l’expédition NOVA à rebaptiser “plateau” la structure nommée “NORTH FIJI BASIN” par WISEMAN et OVEY (1955), en lui consacrant le chapitre 8 (“The high and hot plateau”) de son livre “Anatomy of an expedition”. Les raisons étaient sans doute plus journalistiques que scientifiques et les études postérieures (CHASE, 1971; HALUNEN, 1978, 1979; FALVEY, 1978; MALAHOFF *et al.*, 1979 b; MALAHOFF and LARUE, 1979) comme le présent chapitre, montrent que:

- il a été formé par expansion océanique et, à ce titre, mérite le terme génétique de “bassin”;
- sa profondeur n’est pas exceptionnelle.

Ces raisons nous conduiraient à suivre la recommandation de FALVEY (1975) et à utiliser le terme de bassin Nord-Fidjien si l’usage n’avait consacré depuis 1969 celui de plateau, au moins au sein de l’équipe de Nouméa. Comme pour beaucoup d’articles de ce mémoire, le bassin Nord-Fidjien sera ici encore appelé “plateau”. Ainsi défini, le plateau Nord-Fidjien s’étend sur 1200 km du nord au sud et 700 km d’est en ouest. Quant au bassin de Lau, il se prolonge au sud par le fossé du Havre à travers un seuil situé par 25° S, tandis qu’au nord il s’arrête sur ce que CHASE (1971) appelle le “Melanesian Border Plateau”, un alignement de guyots et d’atolls formés sur un “point chaud”. La question de la continuité entre le plateau Nord-Fidjien et le bassin de Lau au nord de la plate-forme fidjienne, reste posée. Si une limite les sépare, elle passe sans doute par l’île de Futuna dont la géologie est mal connue. Le bassin de Lau, de forme trapézoïdale ouverte vers le nord, mesure 1000 km du nord au sud et 300 km d’est en ouest à 20° S.

La géologie des terres émergées bordant ces bassins est vue plus en détail dans les autres chapitres (voir Chap. II pour celle des Nouvelles-Hébrides et Chap. V pour celle des Tonga). Retenons néanmoins comme schéma d’interprétation celui de GILL et GORTON (1973). Selon ce modèle, un arc insulaire a fonctionné dans la région depuis l’Eocène supérieur au moins; un âge de 45 M.A. a en effet été attribué aux plus anciens échantillons prélevés aux Tonga. A cette époque, l’arc était unique et formé par la chaîne nord-ouest des Nouvelles-Hébrides alors directement soudée à Fidji et aux Tonga. L’absence de faune oligocène intercalée dans les témoins de l’activité volcanique permet de s’interroger sur la continuité du fonctionnement de cette subduction, pourtant déduite du mouvement des plaques. Le Miocène est marqué par une série d’événements majeurs; notamment le changement de caractère du volcanisme de Fidji qui, de type “arc insulaire”, évolue vers un type “intraplaque”, l’arrêt de l’activité de la chaîne nord-ouest des Nouvelles-Hébrides et le début de l’expansion des bassins marginaux. Au Pliocène enfin, la polarité de la subduction aux Nouvelles-Hébrides s’inverse lors de l’initiation de la phase actuelle responsable de la formation de la chaîne centrale.

Travaux antérieurs

Les bassins marginaux, plateau Nord-Fidjien et bassin de Lau, sont des bassins d'expansion océanique actifs. Nous allons passer en revue les arguments publiés qui tendent à soutenir ou à réfuter cette assertion.

Bathymétrie - Morphologie

Les différentes cartes bathymétriques publiées par CHASE *et al.* (1968), CHASE (1971), MAMMERICKX *et al.* (1971) auxquels nous empruntons la matière de nos figures VIII-2 et 3; TERRILL et PACKHAM (1974), HAWKINS (1974) (planche hors volume V-1) montrent des profondeurs comprises entre 2 et 3 kilomètres pour le bassin de Lau et entre 2.5 et 3.5 kilomètres pour le plateau Nord-Fidjien, avec, de plus, pour les deux bassins, un léger pendage vers l'ouest. A l'échelle kilométrique le relief est rugueux, caractéristique d'une croûte jeune créée par une expansion rapide (de CHALVRON *et al.*, 1966; DUBOIS *et al.*, 1970; CHASE, 1971; KURENTOVA and SHREYDER, 1971; NEPROCHNOV *et al.*, 1974; HALUNEN, 1978, 1979). Le plateau Nord-Fidjien ne révèle pas de direction structurale nette et la ride de Nova, vue par CHASE (1971), n'a pas d'autre expression morphologique qu'un très léger bombement de grande longueur d'onde. Le bassin de Lau montre plus clairement une direction nord-sud, recoupée par des reliefs sud-ouest nord-est (KARIG, 1971 b; HAWKINS, 1974). Néanmoins des accidents majeurs recoupent les deux bassins (Fig. VIII-1); au nord-ouest du bassin de Lau - la ride de Peggy - au nord du plateau Nord-Fidjien - la zone de Hazel-Holme. L'existence de cette dernière longtemps controversée, a été définitivement établie par HALUNEN (1979). Elle se présente comme un graben de 20 à 25 kilomètres de large dont la profondeur atteint 4100 mètres, flanqué de horsts dont les sommets sont proches de la surface. Elle se dirige d'abord vers l'ouest-sud-ouest à partir des bancs de Hazel-Holme, bifurque au niveau de 170° E pour prendre une direction WNW-ESE et vient rencontrer l'arc néo-hébridais au nord des Banks à 13°30 S. Autour de Fidji, la transition entre la plate-forme et le bassin se fait à travers une série de reliefs de directions variées. Enfin, la fosse du Vityaz marque la limite nord du plateau Nord-Fidjien (Fig. VIII-4) tandis que la zone de Hunter le borde au sud (voir Chap. III).

Couverture sédimentaire

Le relief rugueux suggère une faible épaisseur de sédiments. La sismique-réflexion confirme que celle-ci atteint quelques dixièmes de seconde temps double (s.t.d.) au maximum (SCLATER and MENARD, 1967; CHASE, 1971; LUYENDYK *et al.*, 1974; HALUNEN, 1979) et augmente à l'approche des sources d'apports détritiques (arcs insulaires) où elle peut dépasser une seconde. Une couverture sédimentaire aussi mince dans une zone située très au-dessus de la profondeur de compensation des carbonates indique un âge récent. Les vitesses de sédimentation, estimées à partir de carottes prélevées sur le plateau Nord-Fidjien, sont de l'ordre de 10 à 50 mètres par million d'années, donnant un âge inférieur à 10 millions d'années. En ce qui concerne le bassin de Lau, HAWKINS (1974) décrit une situation comparable, alors que KATZ (1976) voit sur des profils pétroliers une épaisseur de sédiments notablement plus grande qui implique un dépôt à partir du Miocène moyen, si l'on admet les vitesses de sédimentation déduites du forage JOIDES 203.

Toutes les carottes prélevées sur le plateau Nord-Fidjien sont de composition comparable, vases calcaires-siliceuses contenant 5 à 10 % de cendres (CHASE, 1971). JEZEK (1976) a étudié ces cendres et tenté de les relier à l'activité volcanique des Nouvelles-Hébrides centrales, en dépit du large éventail de composition qu'elles présentent. Toutes renferment des radiolaires quaternaires et du nanoplancton Pléistocène inférieur à moyen.

Flux de chaleur

C'est le flux de chaleur élevé qui a d'abord retenu l'attention des premiers auteurs: SCLATER et MENARD (1967). Les suivants (SCLATER *et al.*, 1972 b; HALUNEN and VON HERZEN, 1973;

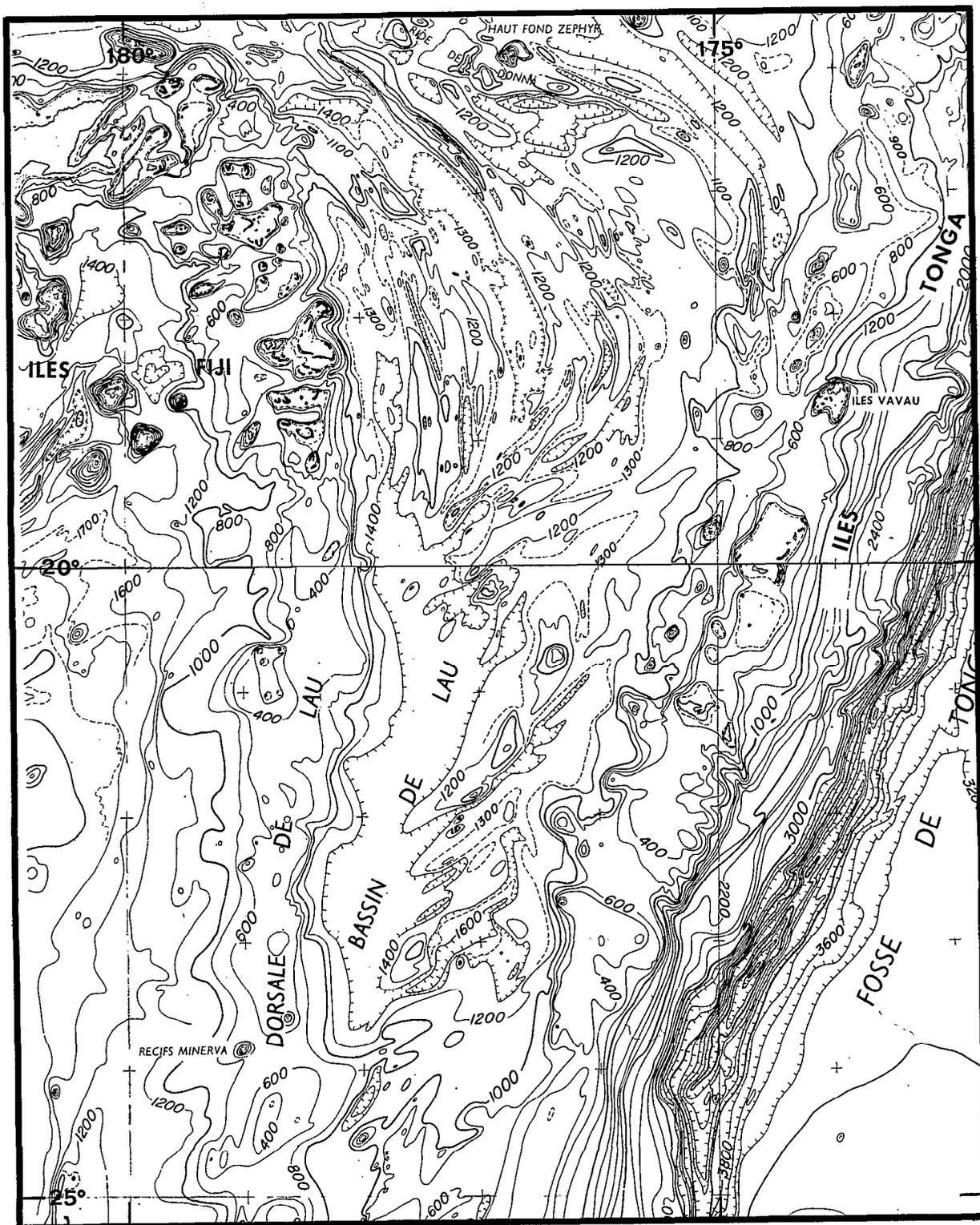


Fig. VIII-3 - Carte bathymétrique du bassin de Lau d'après MAMMERICKX *et al.* (1971), profondeurs en brasses.

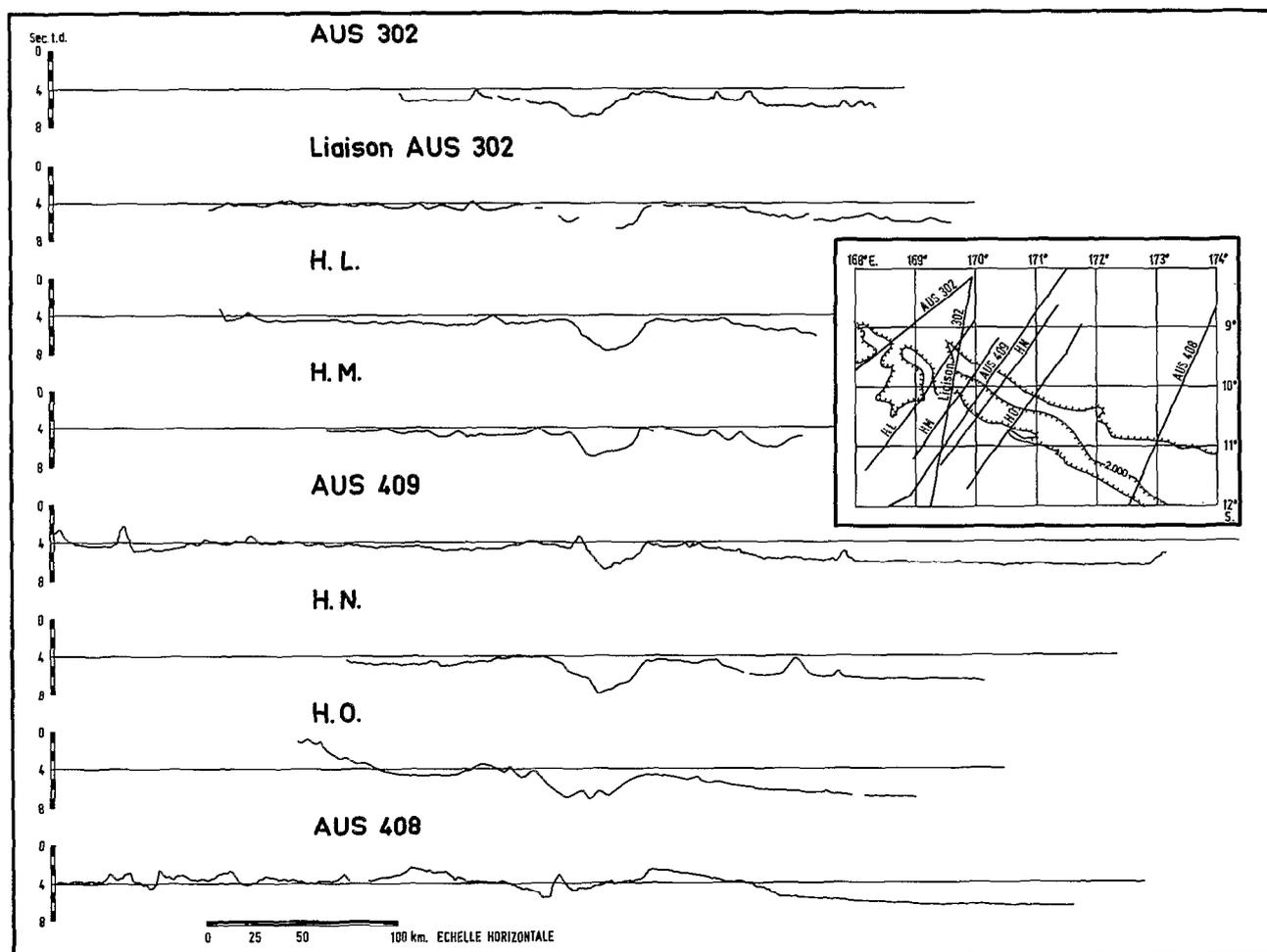


Fig. VIII-4 - Profils bathymétriques à travers la fosse du Vityaz. Les profils HL, HM, HN, HO sont extraits de HALUNEN (1979), les profondeurs sont en secondes temps double, l'exagération verticale est voisine de 6.

MACDONALD *et al.*, 1973; HALUNEN, 1979) confirment les premières données en révélant une caractéristique supplémentaire: le flux de chaleur présente une forte variabilité, même à grande échelle. Certaines valeurs mesurées dépassent en effet 10 UFC, $1 \text{ UFC} = 41.87 \text{ mW} / \text{m}^2$. Sur le plateau Nord-Fidjien, deux provinces ont été en général distinguées séparées par la zone de Hazel-Holme. La région sud avec une moyenne proche de 4 UFC, s'apparente aux régimes observés sur les zones d'expansion actives (SCLATER and FRANCHETEAU, 1970; WOOLLARD, 1975). Dans la région nord, les auteurs ne font pas tous la même analyse des données disponibles. La moyenne s'établit à 2,29 UFC en prenant toutes les mesures, comme le font MACDONALD *et al.* (1973), ou à 0,88 UFC en excluant les quelques valeurs fortes que HALUNEN (1979) estime liées à l'activité volcanique de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides. De toute façon, l'existence de valeurs aussi faibles, inférieures à celles mesurées sur des océans en équilibre thermique (SCLATER *et al.*, 1980), ne doivent pas être interprétées sans précaution. Elles peuvent être l'indication d'un âge élevé, mais elles peuvent aussi témoigner d'une grande jeunesse caractérisée par une intense circulation hydrothermale qui évacue l'essentiel de l'énergie par convection (ANDERSON and HOBART, 1976; SCLATER *et al.*, 1976). La profondeur moyenne, la couverture fine et irrégulière de sédiments, nous conduisent à préférer la solution de jeunesse. De toute façon, il faut souligner que le nombre de mesures est faible (7), et qu'il convient d'être prudent.

Structure de la croûte et du manteau supérieur

Les données de réfraction antérieures à ce travail seront réexaminées dans le paragraphe réfraction ; elles sont ajoutées à celles publiées ici pour donner la figure VIII-14. On peut néanmoins rappeler que la nature océanique de la croûte du plateau Nord-Fidjien a été reconnue très tôt (SHOR *et al.*, 1971 ; SUTTON *et al.*, 1971 ; NEPROCHNOV *et al.*, 1974) et confirmée par les travaux plus récents (IBRAHIM *et al.*, 1979, 1980 ; PONTOISE *et al.*, 1980). Cependant, la vitesse de la couche la plus profonde atteinte ne dépasse 8 km/s que sur un seul profil : le C 5 ; SUTTON *et al.* (1971) interprètent cette couche ultime à vitesse de l'ordre de 7.4 - 7.8 km/s comme une couche crustale 3 B, tandis que SHOR *et al.* (1971) l'identifient au manteau supérieur.

La propagation des ondes de volume des séismes de la région (DUBOIS, 1969, 1971 ; AGGARWAL *et al.*, 1972 ; DUBOIS *et al.*, 1973 b) confirme l'existence d'un manteau lent qui, de plus, atténue fortement les ondes de cisaillement (MOLNAR and OLIVER, 1969 ; BARAZANGI and ISACKS, 1971 ; BARAZANGI *et al.*, 1974, 1975), sous les deux bassins marginaux.

Les mesures de gravimétrie (WORZEL, 1965 ; SOLOMON and BIEHLER, 1969 ; LUYENDYK *et al.*, 1974 ; KOGAN, 1976) montrent que le plateau Nord-Fidjien comme le bassin de Lau, est surmonté d'une anomalie à l'air libre de + 30 à 50 mgal. SOLOMON et BIEHLER (1969) ont remarqué que sur le plateau Nord-Fidjien (voir Fig. II-42), cette anomalie était d'amplitude inférieure à ce que laissait prévoir la différence de profondeur entre le plateau et le bassin Nord-Loyauté. Cette observation les a conduits à émettre l'hypothèse d'un manteau anormal, à plus faible densité, sous le plateau. N'ayant pas de profil de réfraction à leur disposition, ils ont fixé arbitrairement à 100 km la profondeur jusqu'à laquelle les différences de densité dans le manteau persistaient, ce qui leur a permis de calculer un contraste de densité de 0.03. Selon KOGAN (1976) les effets de la subduction expliquent qualitativement la forme des anomalies observées. Les parties positives de l'anomalie avant le plongement sont causées par le bombement de la lithosphère et celles du côté du bassin marginal par l'effet de la lithosphère subductée (slab). L'anomalie négative constituerait l'effet de la fosse.

Sismicité

La sismicité superficielle (Fig. VIII-5), qui prouve l'activité des bassins marginaux, a été décrite comme "diffuse et éparse" (SYKES *et al.*, 1969 ; MITRONOVAS *et al.*, 1969 ; BARAZANGI and DORMAN, 1969 ; DUBOIS, 1971 ; DUBOIS *et al.*, 1973 b ; LOUAT, 1977). Les foyers superficiels sont distribués en de larges bandes de déformation. Néanmoins, quelques populations peuvent être identifiées. Sur le bassin de Lau, un alignement d'intense activité ponctue la ride de Peggy et se prolonge vers le sud-est en direction des Tonga. Au nord-ouest elle se poursuit autour de la plate-forme fidjienne, où elle semble associée aux reliefs, déjà évoqués en morphologie, qui bordent le plateau continental. Du nord de Fidji vers l'est, l'activité est continue jusqu'à la terminaison nord de la fosse des Tonga. Vers l'ouest, la liaison est faite avec une bande d'activité méridienne concentrée entre 173° et 174° E, qui relie les zones de Hunter et de Hazel-Holme. Cette dernière, active, marque vers le nord le terme ultime de la zone sismique. Notamment aucun séisme n'a été déterminé à proximité de la fosse du Vityaz (HUGHES, 1978).

Il est possible que le plateau soit le siège permanent d'une sismicité de très faible magnitude ; en effet, NAGUMO *et al.* (1975) rapportent avoir enregistré 117 événements en 10 jours sur un sismographe immergé (OBS) posé par 15° 01 S - 172° 25 E, soit en-dehors des zones sismiques décrites ci-dessus. La majorité des événements avait un S—P de 2 à 3 secondes. NEPROCHNOV *et al.* (1974) ont également constaté une activité similaire. De même, lors du profil de réfraction 7 R 9 (Fig. VIII-13) une crise de petits séismes (S—P < 1 s) a perturbé l'enregistrement à raison de plusieurs secousses par minute.

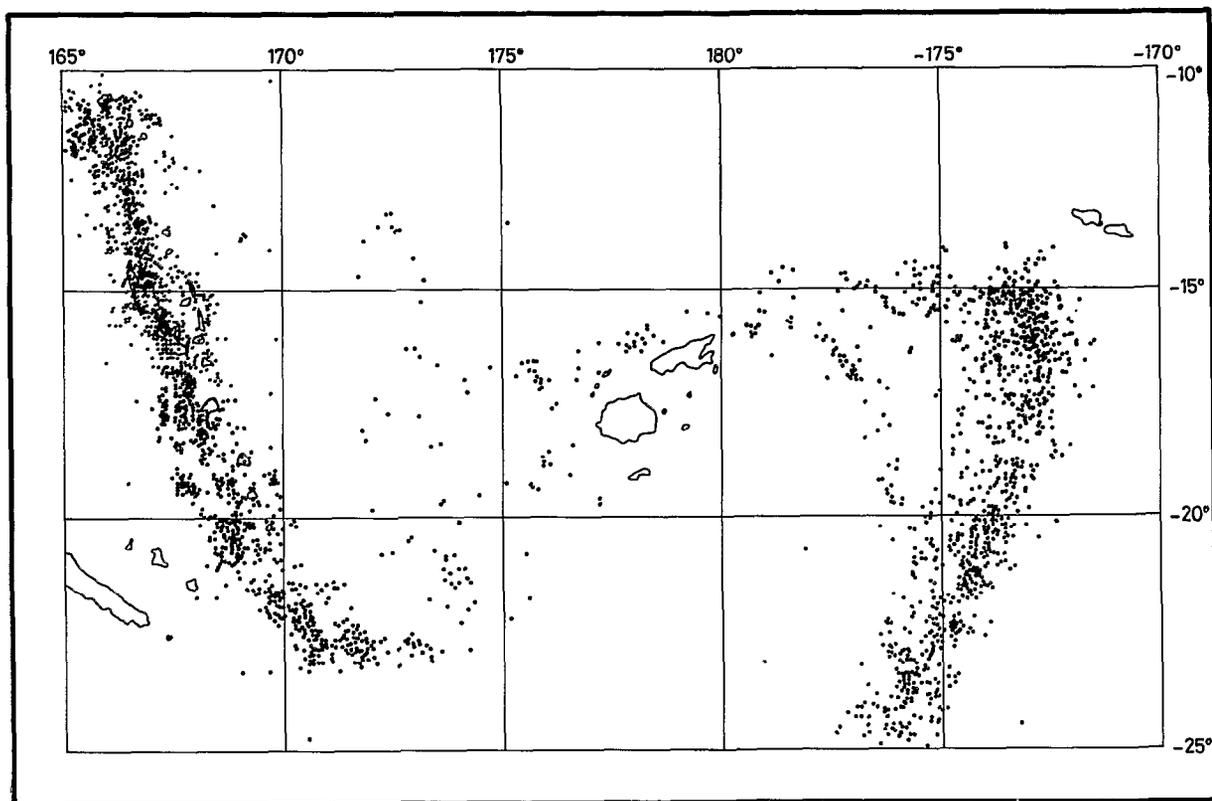


Fig. VIII-5 - Sismicité superficielle des bassins marginaux d'après HALUNEN (1979).

La sismicité profonde de la région est représentée par un "tapis" d'évènements à 600-700 km de profondeur. Elle a été interprétée comme un lambeau détaché de la lithosphère plongeante des Nouvelles-Hébrides (PASCAL *et al.*, 1973), mais les redéterminations (PASCAL, 1974; PASCAL *et al.*, 1978) ont fait apparaître un parallélisme entre l'alignement des épicentres et la fosse du Vityaz. Certains auteurs tentent de relier ces séismes à ceux des Tonga (ISACKS and BARAZANGI, 1977) ou à ceux des Salomon (PASCAL, 1979) pour trouver la trace du proto-arc mélanésien.

Notons enfin l'existence de séismes à 40-60 km de profondeur sous le plateau Nord-Fidjien, qui ne trouvent pas d'explication actuellement (DUBOIS *et al.*, 1973 b).

Les mécanismes focaux (SYKES *et al.*, 1969; JOHNSON and MOLNAR, 1972) suggèrent des mouvements senestres le long des alignements est-ouest de foyers qui rendent compte du mouvement général des plaques.

Paléomagnétisme

Les mesures effectuées sur Fidji indiquent une rotation senestre de la plate-forme depuis 6 millions d'années. Son amplitude serait de 21° selon JAMES et FALVEY (1978) ou de 55° selon MALAHOFF *et al.* (1979 b). Pendant la même période, les Nouvelles-Hébrides ont tourné de 30° dans l'autre sens (FALVEY, 1978). Ces rotations et la similarité entre les formations miocènes de Maewo (Nouvelles-Hébrides) et de Viti Levu (Fidji) (COLEMAN, 1969; CARNEY and MACFARLANE, 1978) renforcent l'hypothèse d'un arc unique au Miocène. LARUE *et al.* (1980), ayant observé les similitudes entre les bassins sédimentaires d'Aoba (Nouvelles-Hébrides) et de Baravi (Fidji), suggèrent que la jonction entre Fidji et Nouvelles-Hébrides aurait pu se faire au sud de Malekula.

Anomalies magnétiques

Les données de magnétisme publiées (DUBOIS *et al.*, 1970 ; KURENTOVA and SHREYDER, 1971 ; CHASE, 1971 ; LUYENDYK *et al.*, 1974 ; HALUNEN, 1979) et d'aéromagnétisme (MALAHOFF *et al.*, 1979 a et b ; CHERKIS, 1980) présentées ici (Fig. VIII-6) selon la convention utilisée de HEIRTZLER *et al.* (1965) révèlent la complexité du plateau Nord-Fidjien. On peut toutefois reconnaître des anomalies en éventail dont le sommet se trouve environ par 14° S - 169° E. Une des branches de l'éventail longe l'arc des Nouvelles-Hébrides, tandis que l'autre fait avec la première un angle de 35° environ. La plus ancienne anomalie identifiée par MALAHOFF *et al.* (1979 a) est l'anomalie 4 (8 M.A.) ; les valeurs de l'âge et de l'angle sont proches de celles trouvées par le paléomagnétisme pour la rotation des Nouvelles-Hébrides. Cette première série d'anomalies est recoupée par des linéations nord-sud sur lesquelles on peut reconnaître les anomalies 1 à 3 et qui témoignent d'une ouverture avec un 1/2 taux de 3.8 cm/an (Fig. VIII-7 et 8). Au nord de la zone de Hazel-Holme, il semble que des anomalies orientées est-ouest témoignent d'une expansion, qui si elles étaient confirmées, signifieraient une poussée du plateau Nord-Fidjien vers le sud (MALAHOFF, communication personnelle).

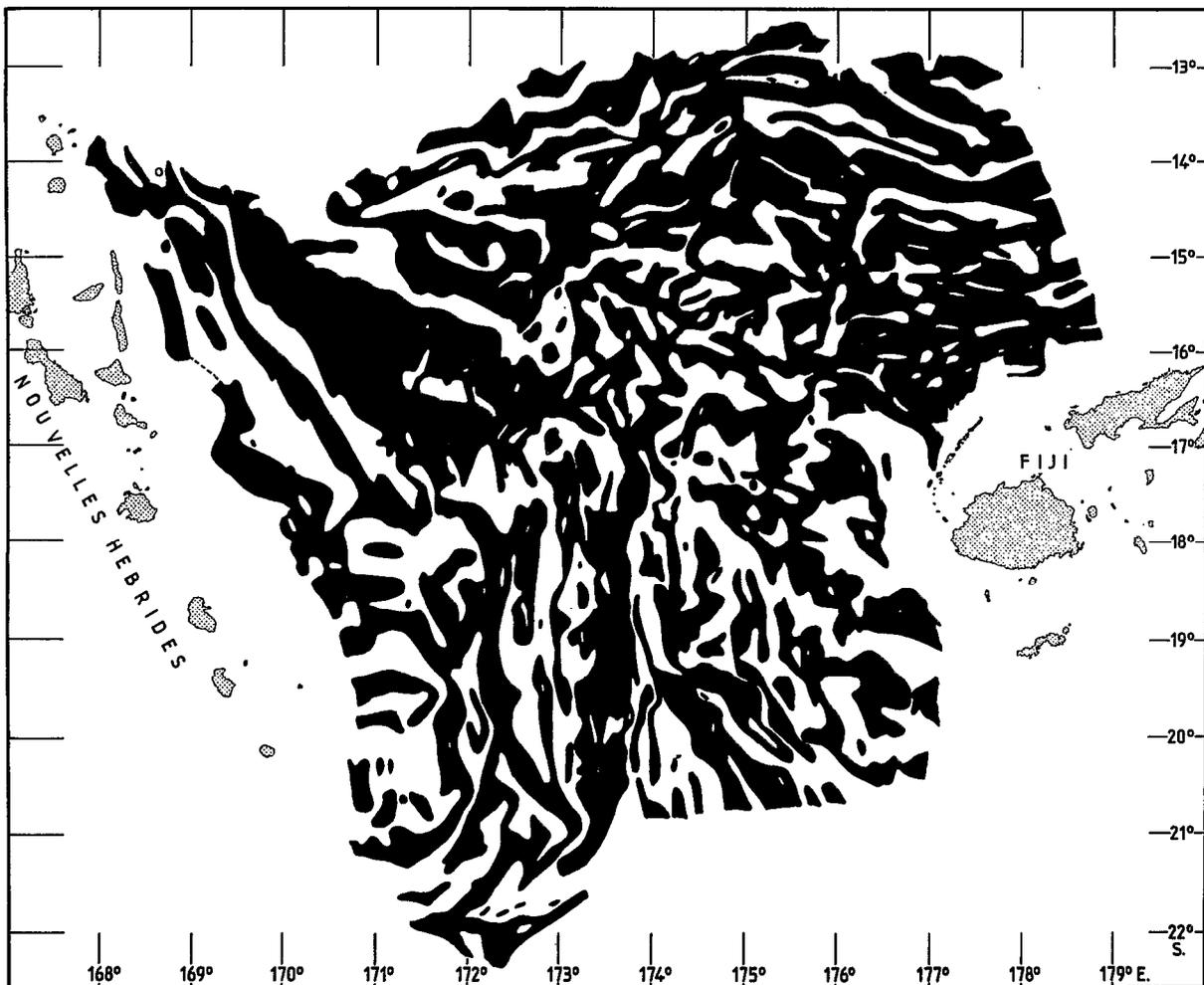


Fig. VIII-6 - Carte aéromagnétique du plateau Nord-Fidjien. Sont noircies les zones supérieures à 0. Champ de référence IGRF 1975 d'après MALAHOFF *et al.* (1979 b).

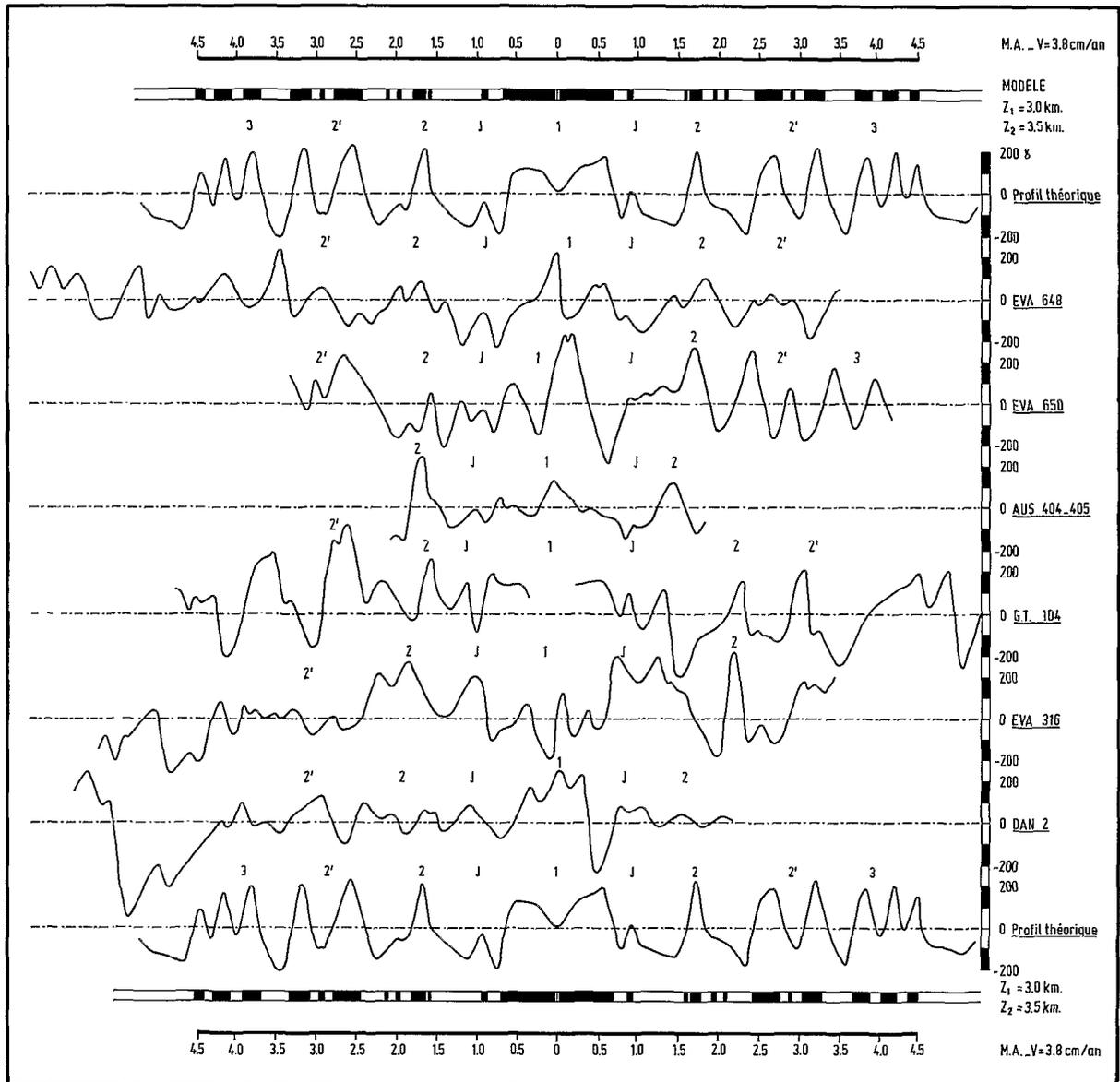


Fig. VIII-7 - Modèle magnétique sur le plateau Nord-Fidjien.

La série d'anomalies 1 à 3 peut être reconnue sur la partie sud du bassin de Lau, comme sur le plateau Nord-Fidjien (Fig. VIII-9 et 10). L'interprétation des anomalies du nord du bassin, en particulier celles dues à la ride de Peggy (Fig. VIII-1), reste controversée. Pour certains auteurs (SCLATER *et al.*, 1972 a; WEISSEL, 1977), il s'agit d'une faille transformante oblique, liée à la dorsale reconnue au sud, alors que pour d'autres (MALAHOFF *et al.*, 1979 a; CHERKIS, 1980), c'est la continuation de ce centre d'expansion qui va rejoindre celui du plateau Nord-Fidjien.

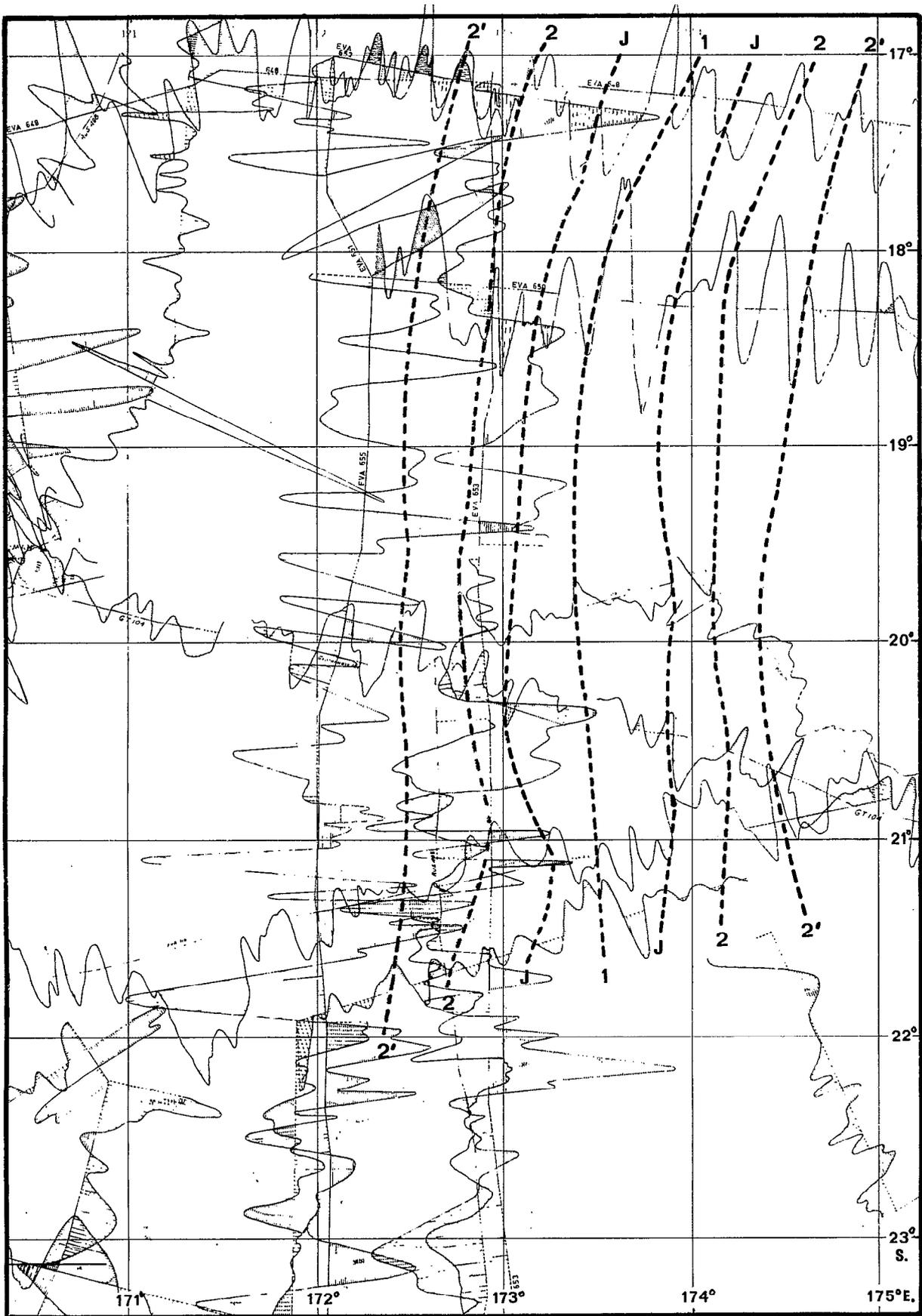


Fig. VIII-8 - Carte des âges du plateau Nord-Fidjien.

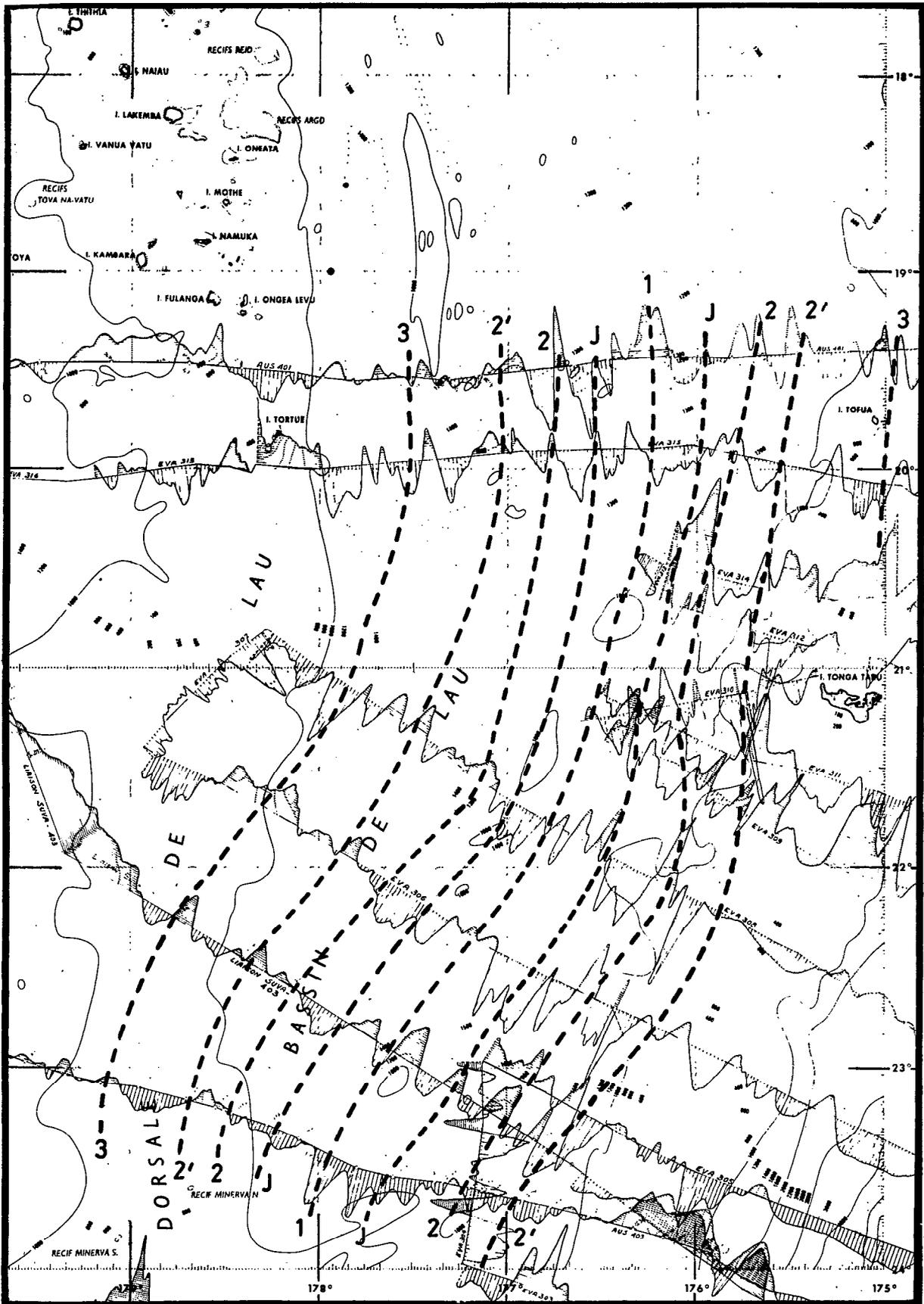


Fig. VIII-10 - Carte des âges sur le bassin de Lau.

Géologie

Le bassin de Lau a fait l'objet d'une série d'études pétrologiques (SCLATER *et al.*, 1972 a; GILL, 1976 a; HAWKINS, 1974, 1976 a, 1977) qui ont montré que les basaltes dragués sont tholéitiques, semblables à ceux des dorsales médio-océaniques, avec certaines teneurs en éléments-traces qui les rapprocheraient des tholéites d'arc insulaire. Des basaltes tholéitiques ont aussi été dragués sur le centre d'expansion du plateau Nord-Fidjien par 15°30 S - 173°30 E (HAWKINS and BATIZA, 1975).

Le nord du plateau Nord-Fidjien porte des îles (Fig. VIII-1 et 2) dont la géologie a été étudiée par FRYER (1974), JEZEK *et al.* (1977) et HUGHES (1978). La nature des roches ne permet pas de leur attribuer une position structurale indubitable. Des datations ont indiqué des âges de 2,2 M.A. à Mitre et de 80.000 ans à Tikopia, ce qui implique une activité volcanique récente ou subactuelle.

RÉFRACTION

Données disponibles

Les données de réfraction disponibles sur ces bassins marginaux (Fig. VIII-11 et 12; Tabl. VIII-1) proviennent de différentes sources. Les premiers profils, réalisés sur le R.V. CAPRICORNE (RAITT *et al.*, 1955; RAITT, 1956) ont en fait été extraits de SHOR *et al.* (1971) qui les avaient intégrés aux résultats des campagnes NOVA. L'Université d'Hawaii a fourni les données publiées par SUTTON *et al.* (1971) et HUSSONG (1972). Le N.O. MENDELEÏEV a effectué des tirs dont les résultats sont évoqués par NEPROCHNOV *et al.* (1974).

La collaboration entre l'ORSTOM et l'Université du Texas a permis la réalisation de 9 profils dont les trois plus anciens (4 R2, 4 R3 et 2R 2) ont été publiés (IBRAHIM *et al.*, 1979 et 1980). Six nouveaux profils sont présentés ici : 7 R2, 7 R8, 7 R9, 7 R10, 7 R11 et 7 R17. Les noms des profils EVA répondent à la règle exposée dans l'Annexe I : Réfraction marine, ceux des profils étrangers sont conservés comme dans la publication d'origine. Lorsque la place manquait sur certaines figures, une numérotation arbitraire de 1 à 24 a été adoptée, la correspondance apparaît dans le tableau VIII-1. Le profil 7 R2 (Nouvelles-Hébrides) fait l'objet d'une analyse dans le chapitre II-4 et le profil 7R 17 (Tonga) dans le chapitre V-3.

Tous les nouveaux profils ont été réalisés avec un seul enregistreur (OBS) selon le schéma type 2, à débordement partiel (voir Annexe I : Réfraction marine). Le canon à air modifié avec chambre de 15 litres et dépresseur a été utilisé comme source sismique permettant des portées de 40 à 55 km (Fig. VIII-13). Cette figure qui présente les signaux bruts du 7 R2, non corrigés de l'énergie de la source, permet de comparer l'énergie du canon à celle des charges d'explosifs, utilisées sur ce seul profil pour en augmenter la portée. La profondeur d'investigation, avec le canon, est de l'ordre de 7 km, ce qui a permis d'atteindre des couches à vitesses supérieures à 7 km/s.

L'implantation des profils a été choisie en fonction de l'identification des anomalies magnétiques. La série des profils 7 R8 à 7 R11 correspond à des formations datées respectivement à 7 - 4 - 1,5 et 0 millions d'années. Le profil 7 R11 était destiné à étudier le centre d'expansion. L'analyse rétrospective de la liaison entre les profils 7 R10 et 7 R11 nous indique que le centre d'expansion se trouve entre ces deux profils à quelques kilomètres du profil 7 R11. Le profil 7 R2 est à 230 km au nord-ouest, plus éloigné du centre d'expansion que le 7 R8 et sur une anomalie magnétique parallèle à l'arc des Nouvelles-Hébrides, identifiée comme l'anomalie 4 par MALAHOFF *et al.* (1979). Sa distance à l'arc est voisine de celle séparant le 7 R8 de l'arc.

Les techniques classiques de réduction, de traitement et d'interprétation mises en oeuvre sont exposées dans l'Annexe I : Réfraction marine.

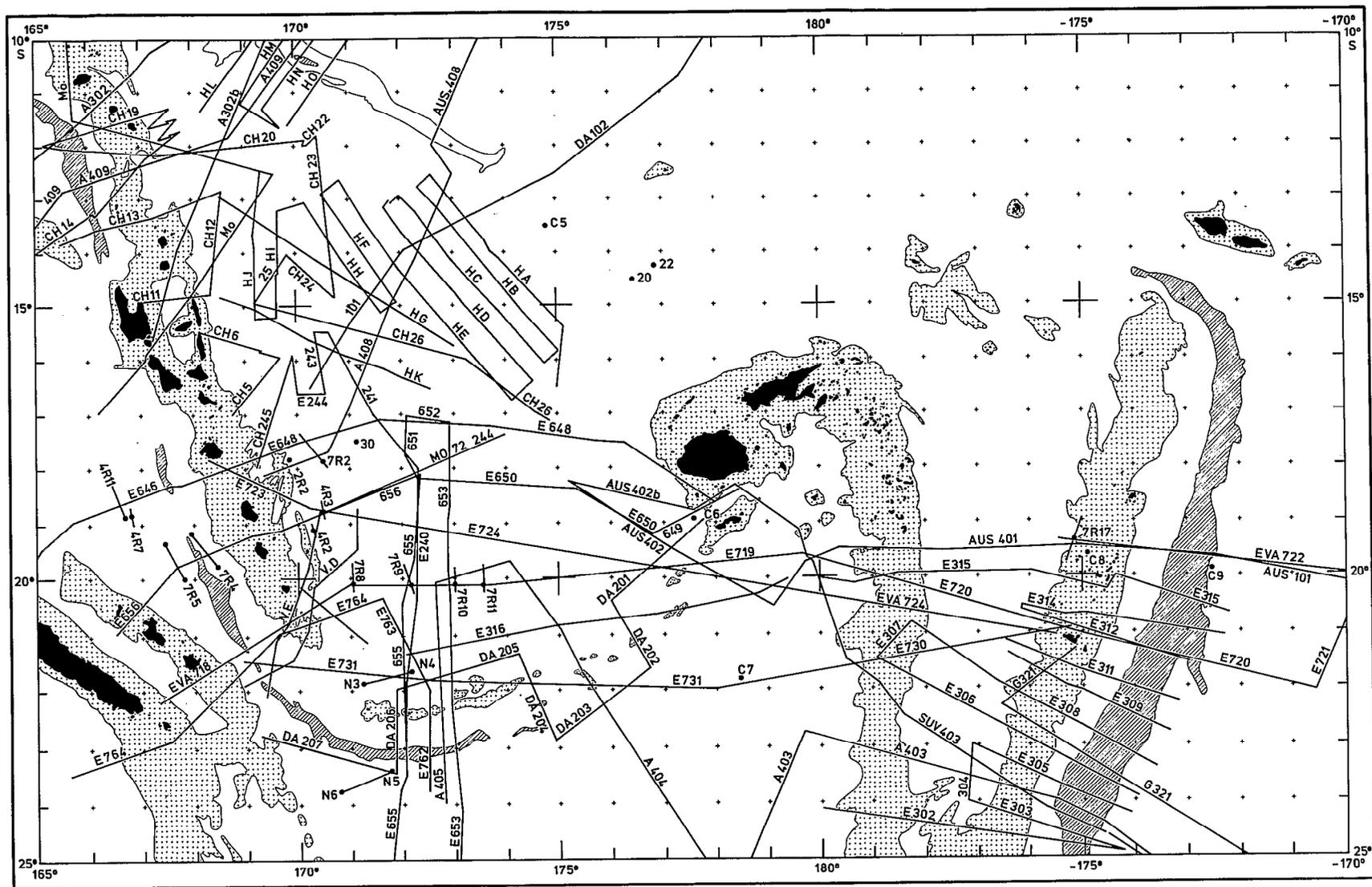


Fig. VIII-11 - Implantation des itinéraires et des profils de réfraction. Les profils ORSTOM sont repérés par une initiale de la campagne et un numéro de profil ; A ou AUS = AUSTRADÉC ; E ou EVA = EVA ; G = GEORSTOM ; DA = DANAIDES. Les campagnes étrangères consultées sont : CH = Chain d'après LUYENDYK *et al.* (1973) ; V = Vityaz d'après KOGAN (1976) ; H = données de l'Université d'Hawaii d'après HALUNEN (1979). Pour les profils de réfraction marqués par un ou deux points, voir la figure VIII-14 et le tableau VIII-1.

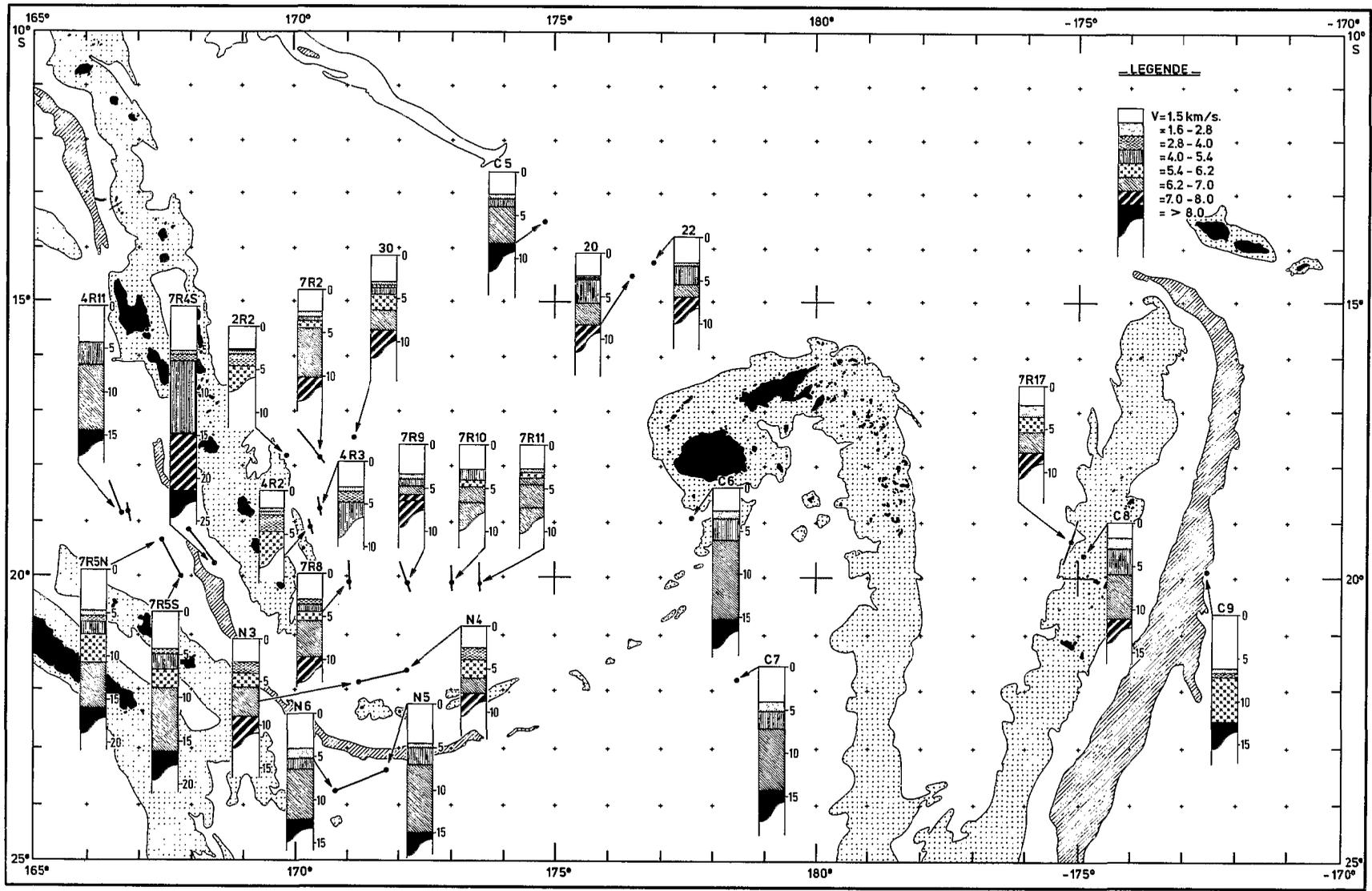


Fig. VIII-12 - Carte des données de réfraction sur les bassins marginaux.

N° dans cet art.	N° original du profil	P O S I T I O N				Eau	C R O U T E										Manteau		
		Latitude	Longitude	Situation structurale	Source		h	V	h	V	h	V	h	V	h	V	h	V	H
1	4R2	19°05.5	170°17. E	Marge des Nouvelles - Hébrides	5	2.12	1.8 2.4	0.32 0.44	3.1	1.96	5.5	2.93							
2	4R3	18°47.0	170°30. E	Marge des Nouvelles - Hébrides	5	3.01	2.0	0.48	3.2	1.22	5.3	3.64							
3	2R2	18°02.0	169°26. E	Marge des Nouvelles - Hébrides	5	2.61	2.2 2.7	0.12 0.43	3.5	1.31			6.0						
4	7R2	17°46.0	170°20. E	Plateau Nord Fidjien N	6	2.56	2.0	0.55	4.2	0.5	5.3	0.85			6.7	5.75	7.81	10.21	
5	7R8	20°07.3	170°56. E	Plateau Nord Fidjien	6	3.18	2.86	0.40	3.87	0.88	5.3	1.06	6.28	4.13			7.56	9.65	
6	7R9	20°10.3	172°07. E	Plateau Nord Fidjien	6	3.35	2.56	0.55	4.42	0.9			6.37	1.05	7.08	0.65	7.4	6.5	
7	7R10	20°10.4	172°53. E	Plateau Nord Fidjien	6	2.91			4.03	1.19			6.07	0.86	6.62 6.97	1.86			
8	7R11	20°12.1	173°33 E	Plateau Nord Fidjien	6	2.79	2.74	0.39	5.4	0.61			6.1	0.73	6.85	2.85			
9	30	17°26 S	171°10 E	Plateau Nord Fidjien	4	3.1	1.6	0.2	3.6	0.3	4.9	0.8	5.6	1.8	6.9	2.3	7.5	8.5	
10	20	14°29 S	176°39 E	Plateau Nord Fidjien	4	2.7	1.6 2.6	0.2 0.1					5.3	2.9	6.9	2.5	7.8	8.4	
11	22	14°15 S	176°53 E	Plateau Nord Fidjien	4	3.0	1.6	0.3					5.6	2.4	6.6	1.3	7.4?	7 ?	
12	N3	21°52 S	171°19 E	Plateau Nord Fidjien	3	2.73			3.28	1.27			5.49	1.6	6.53	3.6	7.83	9.2	
13	N4	21°41 S	172°15 E	Plateau Nord Fidjien	3	2.57				1.32				2.1	6.53	2.0	7.83	8.0	
14	C5	13°36	174°56 E	Plateau Nord Fidjien	3	2.46	2.15	0.42			4.55	1.0			6.43	4.3	8.14	8.1	
15	7R17	19°25	175°12. W	Bassin de Lau - N S	6	2.19	2.15 2.15	1.46 1.24					5.83 5.2	1.88 1.73	6.9 6.2	2.57 1.04	7.6	8.1	
16	C8	19°37	174°54 W	Fossé de Tofua	1	1.74	2.15	1.9					5.1	3.0	7.0	5.2	7.6	11.84	
17	4R11	18°51.9	166°53.4E	Bassin Nord Loyauté	5	4.16			4.00	2.73					7.0	7.76	8.1	14.65	
18	7R4	19°47.0	168°27.0E	Bassin Nord Loyauté	6	5.3	2.5	0.35	3.7	0.72	4.7	8.75			7.2	6.7	8.1	21.82	
19	7R5	19°24.8 19°59.5	167°30.9E 167°50.0E	Bassin Nord Loyauté	6	4.8 4.5	2.0 2.8	0.55 0.54	3.7 4.2	0.65 1.8	5.2 5.4	1.5 2.08	5.9	3.35	7.0 7.0	5.5 7.63	8.3 8.3	16.35 16.55	
20	N5	23°32 S	171°48 E	Bassin Sud Fidjien	3	4.49		0.46		2.1						8.0		15.2	
21	N6	23°54 S	170°50 E			4.07	2.15	1.10	4.42	1.2					6.82	6.0	8.13	11.8	
22	C7	21°55 S	178°33 E	Bassin Sud Fidjien	2	4.13	2.15	1.14			5.0	2.0			7.04	7.4	8.42	14.7	
23	C6	18°59 S	177°34 E	?	2	2.62	2.15	0.9			5.37	2.5			6.55	9.2	8.51	15.2	
24	C9	19°57 S	172°33 W	Plaque Pacifique	1	6.1	2.15	0.41	3.93	0.4					6.42	5.3	8.25	12.3	

Tabl. VIII-1 - Données de réfraction sur le plateau Nord-Fidjien. V = vitesse des ondes P en kilomètres par seconde ; h = épaisseur des couches en kilomètres ; H = profondeur du Moho en kilomètres. La position indiquée est celle du récepteur (OBS ou bouée). Sources : 1 - RAITT *et al.* (1955) ; 2 - RAITT (1956) ; 3 - SHOR *et al.* (1971) ; 4 - SUTTON *et al.* (1971) ; 5 - IBRAHIM *et al.* (1980) ; 6 - ce chapitre.

Analyse des profils

Les données des nouveaux profils sont présentées sous forme d'hodochrones (Fig. VIII-14 a et b) et rassemblées sur un même graphe (Fig. VIII-15) où la structure est représentée en fonction de l'âge.

Structure crustale

La couverture sédimentaire récente, à vitesse voisine de 2 km/s, n'est visible que sur le profil 7 R2, le plus proche de l'arc, confirmant la sismique réflexion. Sur 7 R8, 7 R9 et 7 R11, la première couche est à 1.5 - 2.9 km/s. Ceci n'est pas un artefact car SHOR *et al.* (1971) rapportent 3.28 km/s sur N3-N4 et SUTTON *et al.* (1971), 2.6 km/s sur le 30. Des vitesses de cet ordre sont a priori dans le domaine du sédimentaire consolidé (LUDWIG *et al.*, 1970), ce qui pose un problème dans le contexte structural des profils. Deux autres explications sont possibles :

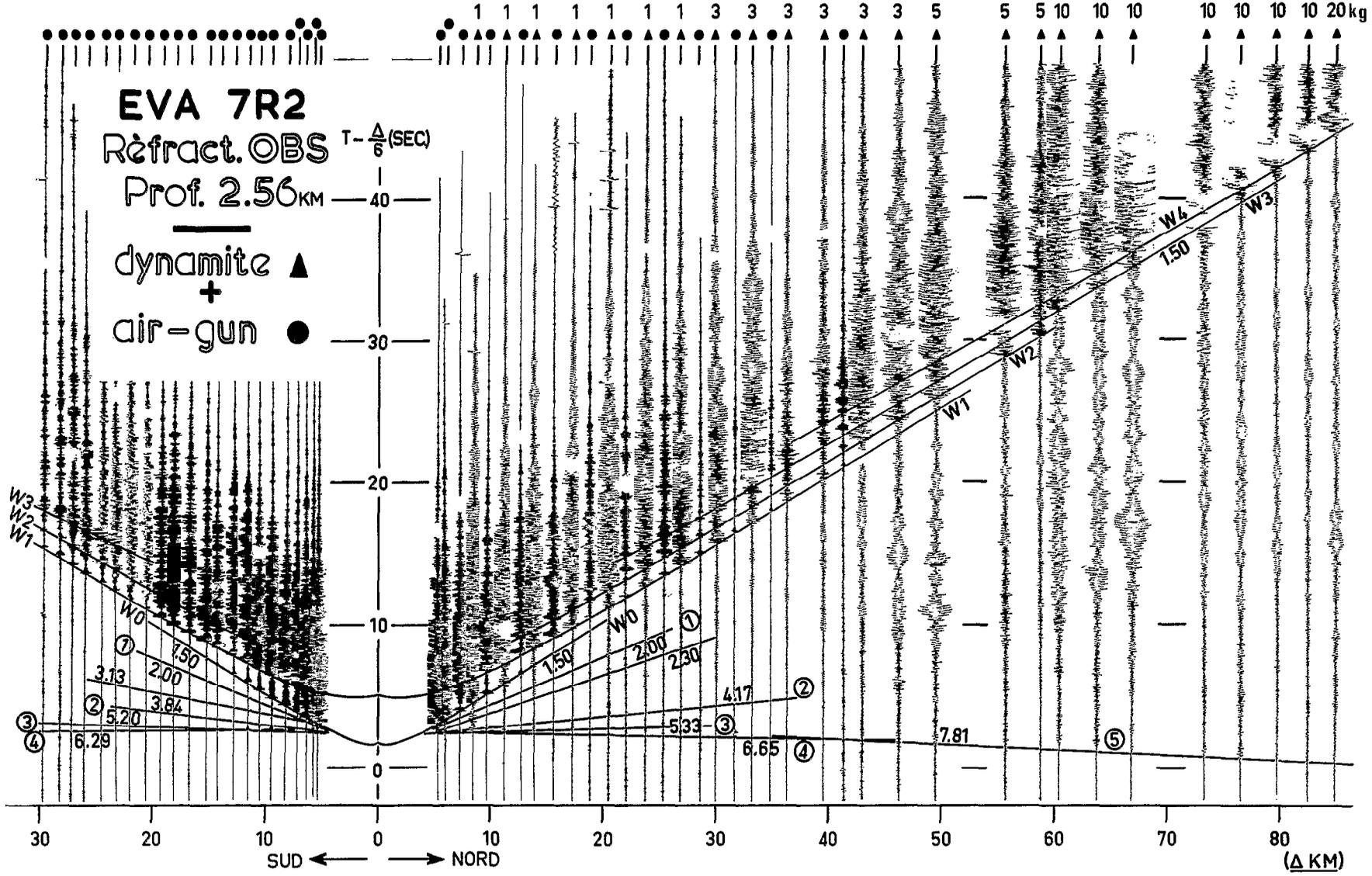


Fig. VIII-13 - Profil de réfraction 7 R2, les nombres au-dessus des triangles indiquent la charge d'explosifs.

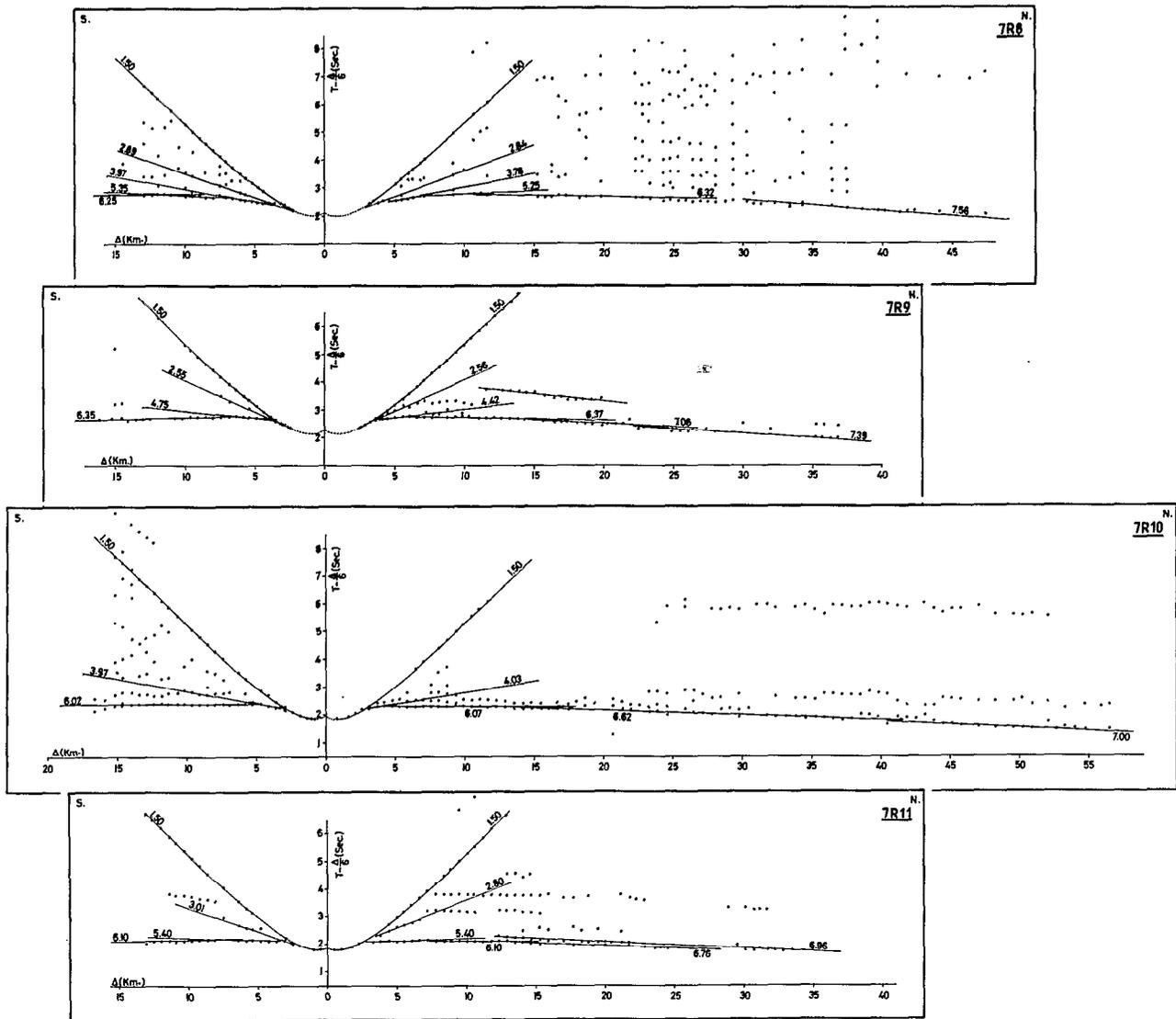


Fig. VIII-14 a - Hodochrones des profils de réfraction.

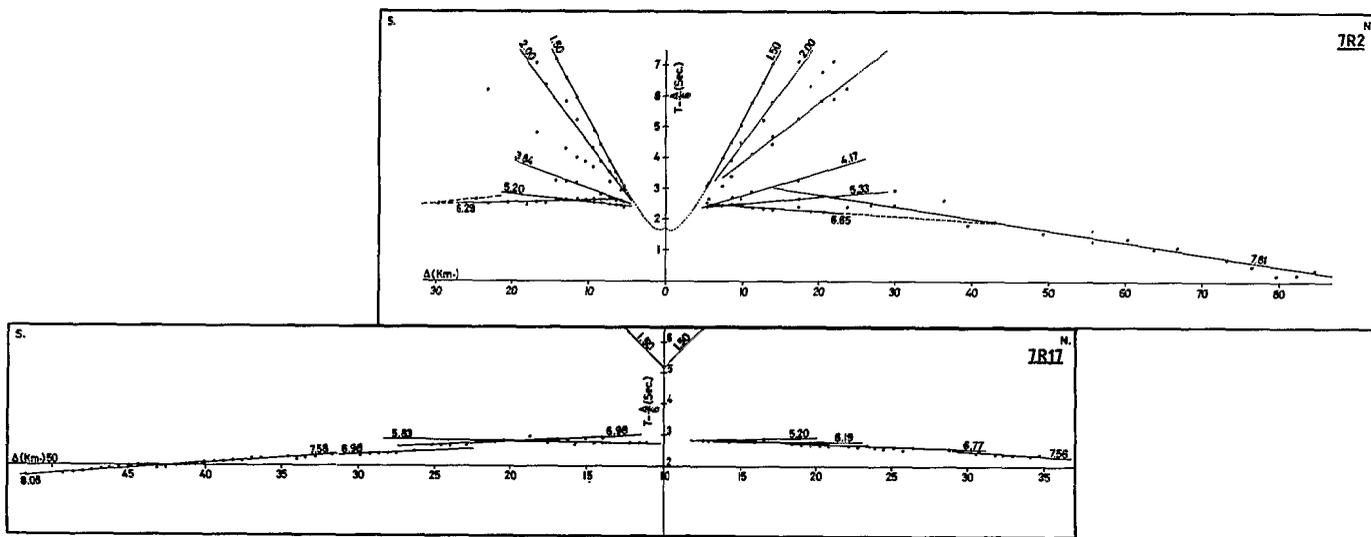


Fig. VIII-14 b - Hodochrones des profils de réfraction. L'échelle horizontale du profil 7 R2 est moitié de celle du profil 7 R17.

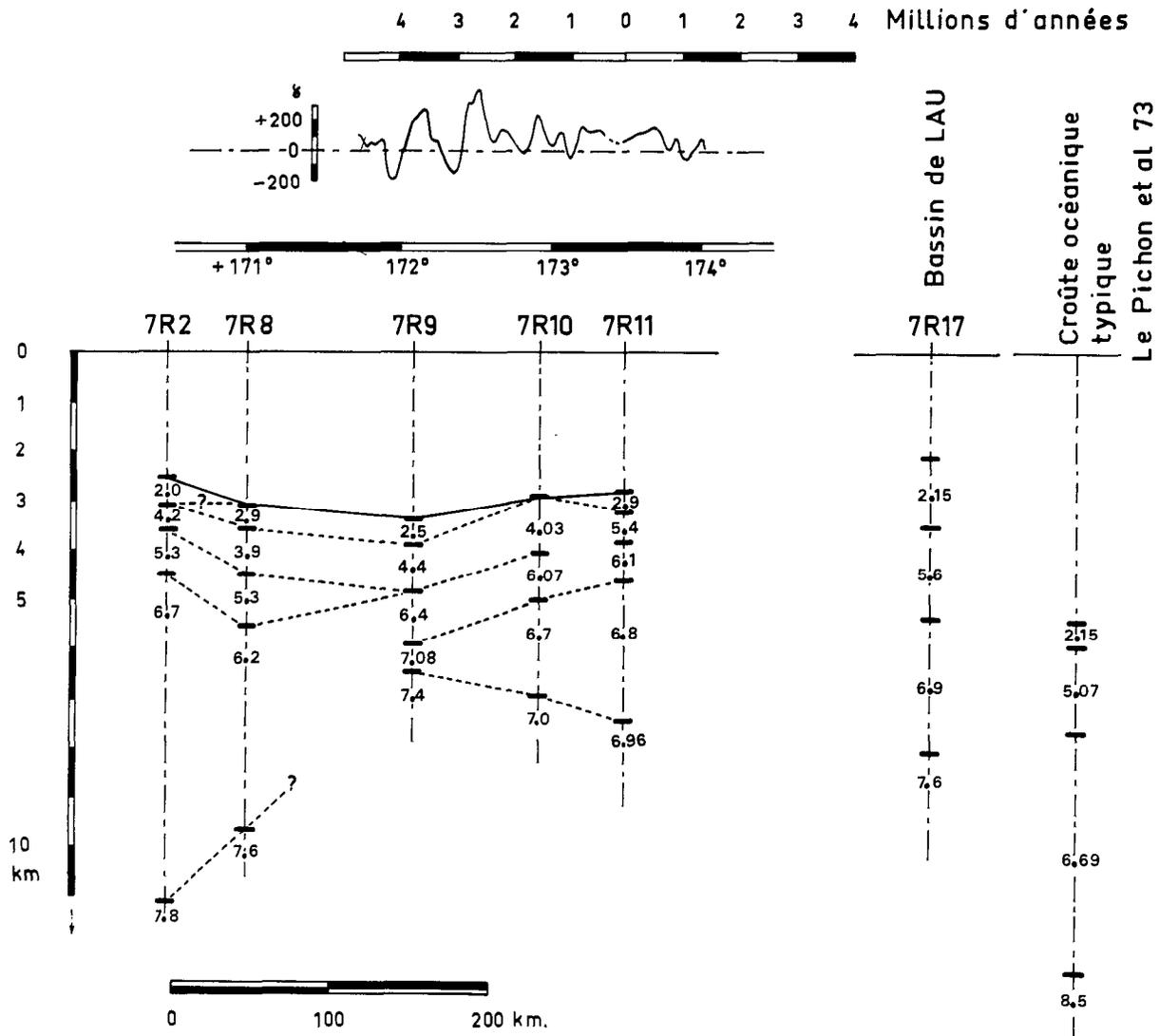


Fig. VIII-15 - Résultats de la réfraction en fonction de l'âge.

1 - Il peut s'agir d'ondes P converties en S. Supposons un milieu à vitesse élevée et à faible atténuation en première couche sous le fond, la figure VIII-16 montre que les ondes P, parallèles au rai et horizontales, peuvent ne pas exciter un sismographe vertical. Par contre, celui-ci sera très sensible aux ondes SV qui vibrent parallèlement à son axe. De telles ondes converties semblent avoir été enregistrées lors du projet ROSE comme le rapportent PURDY *et al.* (1979) et DIEBOLD *et al.* (1979). Une couche sédimentaire, même très fine, a le pouvoir de rétablir un angle d'émergence du rai plus proche de la verticale, et, sauf sur le centre d'expansion, la couverture sédimentaire n'est pas nulle. De plus, un V_p/V_s de 1.78 donne un V_p de l'ordre de 4.8 km/s, valeur supérieure à la vitesse de la couche trouvée au-dessous (Fig. VIII-15). Par conséquent, cette solution semble improbable dans notre cas.

2 - Des vitesses faibles ont été mesurées sur des dorsales actives (EWING and EWING, 1959; LE PICHON *et al.*, 1965). Cette couche a été identifiée par TALWANI *et al.* (1971) et analysée par HOUTZ et EWING (1976) qui, sur son caractère magnétique, l'assimilent à une couche non sédimentaire 2 A, assez largement rencontrée. Les forages indiquent la présence de laves basaltiques en coussins vésiculaires, parfois altérées. De plus, l'analyse de l'isostasie sur les dorsales conduit COCHRAN (1979) à attribuer une densité de 2.3 aux reliefs, valeur compatible avec cette hypothèse. Les valeurs trouvées sur le plateau Nord-Fidjien restent néanmoins plus faibles que celles indiquées par la littérature.

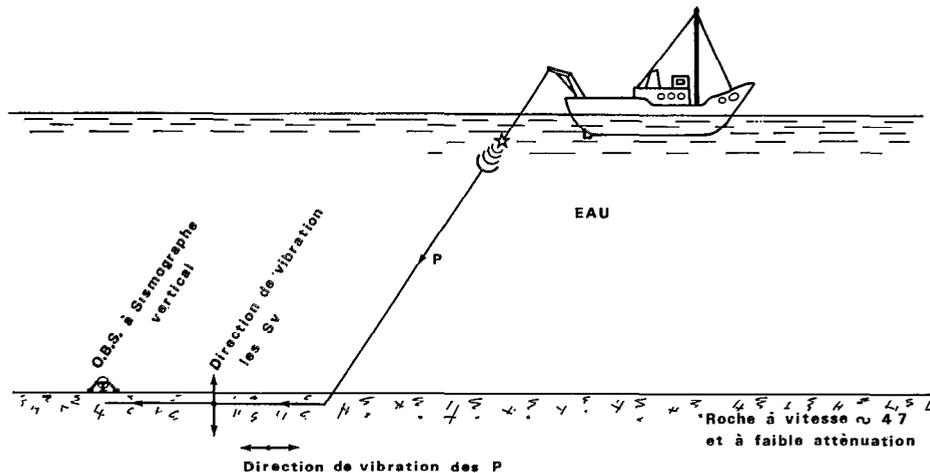


Fig. VIII-16 - Schéma explicatif de la possibilité d'enregistrement d'une onde SV.

Par contre, le bassin de Lau, conformément aux observations de KATZ (1976), est recouvert de sédiments, au moins dans sa partie orientale. Le profil 7 R17, proche de la ride des Tonga, donne 1.3 km de sédiments à vitesse 2.15 km/s (Fig. VIII-12 et 15).

Sous cette couche 2A, on atteint un niveau assez cohérent 2B à 3.8 - 4.5 km/s, exception faite sur le profil 7 R11 où l'on atteint sans transition 2 C à 5.4 km/s, niveau que l'on observe sous le 2B des profils 7 R2 et 7 R8. L'épaisseur totale des couches 2 augmente avec l'âge. Ceci n'est pas en accord avec les observations sur les autres dorsales océaniques (HOUTZ and EWING, 1976), mais n'est peut-être pas significatif vu le faible nombre de profils et la faible variation de l'âge.

La couche 3, toujours présente, est bien définie par des ondes en première arrivée sur une proportion importante des profils. Elle est très nettement séparée en deux sous-couches 3A à 6.2 km/s et 3B à 6.8 km/s près de la dorsale puis, avec l'âge, la couche inférieure semble voir sa vitesse augmenter et son épaisseur se réduire, tandis que l'évolution de la couche 3A tendrait à être contraire. Si ce schéma est symétrique, il montre une structure proche du modèle II de TALWANI *et al.* (1965).

Outre son intérêt intrinsèque, la réfraction permet de construire et de contraindre des modèles gravimétriques. Malheureusement la figure VIII-15 montre une structure qui ne se prête pas à une telle modélisation. Un modèle plus simple (Fig. VIII-17) a été construit en imposant pour les quatre profils 7 R8, 7 R9, 7 R10, 7 R11 une même série de vitesses. On obtient ainsi un modèle à couches homogènes sur lequel on peut noter l'épaississement des couches avec l'âge.

Pour tenter d'aller plus loin, tous les profils de réfraction sur le plateau Nord-Fidjien ont été regroupés, en une même population statistique. L'histogramme des fréquences d'apparition des vitesses, tracé avec des classes larges (1 km/s) à cause du faible nombre de profils, montre clairement (Fig. VIII-18), qu'hormis la classe 6-7 km/s qui contient la couche 3, toujours présente, les autres classes ont un remplissage assez homogène. Ceci confirme l'impression de dispersion des vitesses données par la figure VIII-15. Les figures VIII-19 a,b,c,d, ont été construites en superposant tous les profils disponibles, à gauche a et c, l'origine est la surface de l'eau, à droite b et d le fond ; en haut a et b les vitesses, en bas c et d les densités, après application de la relation empirique de LUDWIG *et al.* (1970). Ces figures confirment que le fait essentiel est une augmentation régulière de la vitesse et donc de la densité avec la profondeur et qu'un modèle mettant en oeuvre des gradients serait peut-être plus

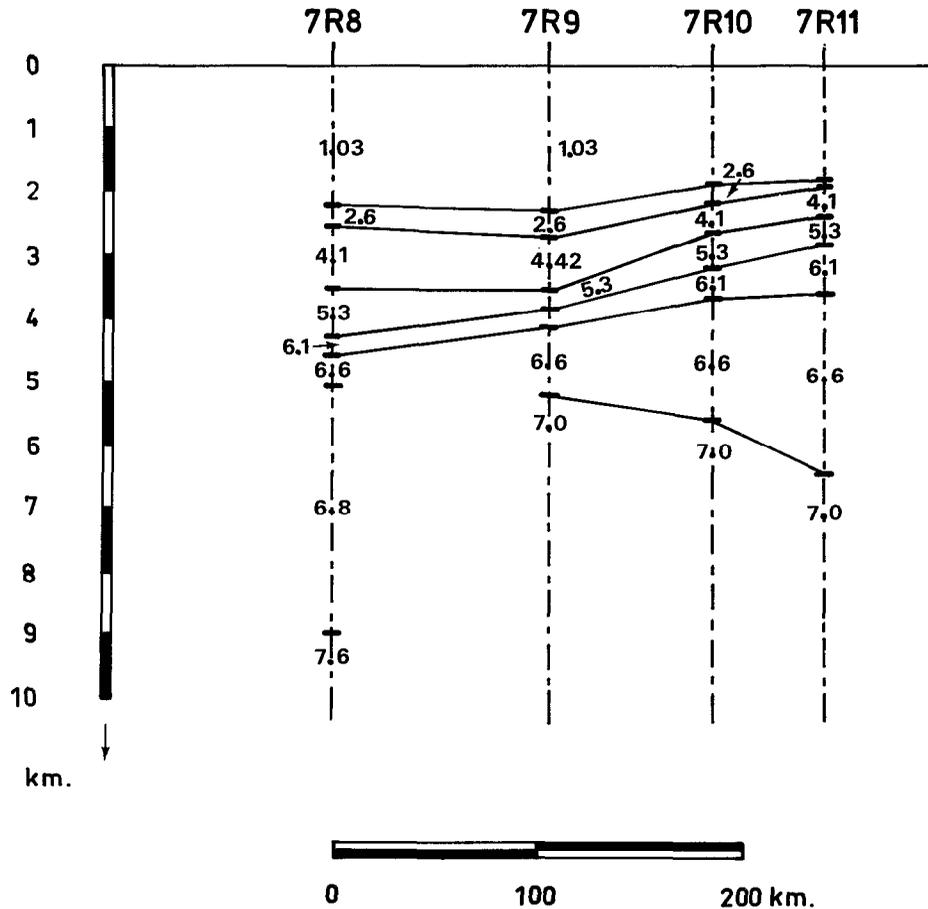


Fig. VIII-17 - Résultats de la réfraction avec vitesses forcées.

adéquat, c'est ce vers quoi tendent HOUTZ et EWING (1976) en multipliant les couches 2A, 2B, 2C... De même LEWIS et SNYDSMAN (1979) concluent que sur la plaque Cocos un gradient linéaire rend mieux compte de la partie supérieure de la croûte qu'un modèle en couche. Autrement dit, il semble donc que la croûte jeune soit faiblement litée et que l'organisation en couches individualisées se produise avec l'âge. Notons que la dispersion des vitesses n'est pas supérieure à celle constatée par KENNETT *et al.* (1977) sur la dorsale Est-Pacifique, dispersion dont le maximum est atteint vers 5 millions d'années. Nous avons également tracé (Fig. VIII-20) les courbes donnant la densité moyenne obtenue à chaque interface par :

$$\rho_m = \frac{\sum_i h_i \rho_i}{\sum_i h_i}$$

où h_i est l'épaisseur de la couche à densité ρ_i . Comme pour la figure VIII-19 l'origine est la surface de l'eau (a) ou le fond du bassin (b). La plus grande cohérence de la courbe calée sur la surface indique l'importance de la morphologie sur l'équilibre, alors même que les profondeurs varient peu. Ceci révèle aussi que la morphologie est sans doute compensée à l'intérieur de la croûte.

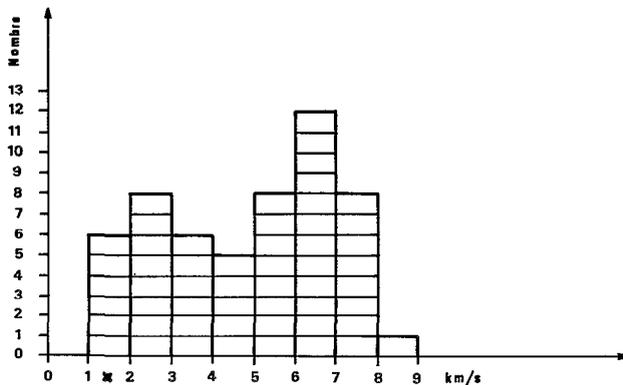


Fig. VIII-18 - Histogramme des fréquences d'apparition des vitesses sur 13 profils de réfraction sur le plateau Nord-Fidjien. Les couches à 1.5 km/s ont été omises.

Profondeur du Moho et structure du manteau supérieur.

De tous les profils disponibles sur les bassins marginaux, seul le C5, très au nord du plateau Fidjien et dont les vitesses ont été estimées par "end to end station" donne, pour la dernière couche, une vitesse supérieure à 8 km/s. Pour tous les autres, les vitesses les plus rapides s'étagent entre 7 et 7.83 km/s. Elles ont été interprétées comme de nature crustale par SUTTON *et al.* (1971). Le problème est important et peut être formulé ainsi : existe-t-il sous ces couches une autre discontinuité, le vrai Moho, que la portée insuffisante de la réfraction n'a pas permis de déceler? A notre avis ce n'est pas le cas. D'une part, certains profils sont longs, 7 R2 mesure 80 km et N3-N4 de SHOR *et al.* (1971), 100 km. Si une couche à 8.2 km/s existait, il faudrait qu'elle soit sous au moins 7 km de couche à 7.83 km/s pour n'être pas vue sur le profil N3-N4 et sous au moins 4 km de couche à 7.6 km/s sur 7R2. Le Moho serait alors à plus de 16 et de 14 km de profondeur respectivement, valeurs peu vraisemblables pour une croûte océanique jeune. D'autre part, DUBOIS *et al.* (1973 b) montrent que l'ensemble des familles de séismes du plateau Nord-Fidjien enregistrés sur l'ensemble des stations du réseau ORSTOM aux Nouvelles-Hébrides, pour des distances épacentrales variant de 300 à 1 100 km, ayant par conséquent traversé le plateau dans une grande gamme d'azimuts et de profondeurs, permet de tracer une hodochrone donnant une vitesse de 7.62 ± 0.07 km/s. Enfin la dispersion des ondes de Rayleigh des séismes de Fidji enregistrées à Port-Vila (LOUAT, communication personnelle) s'interprète bien en introduisant une zone à faible vitesse de grande épaisseur. L'existence d'un manteau lent sous les dorsales actives a souvent été soulignée; ROSENDAHL *et al.* (1976), LE PICHON *et al.* (1965) et WOOLLARD (1975) donnent une courbe d'évolution de la vitesse dans le manteau en fonction de l'âge qui atteint la valeur de 7.6 km/s sous la dorsale.

Si les couches à 7.6 - 7.8 km/s appartiennent vraisemblablement au manteau, que signifient des valeurs de 7.4 et de 7.0 km/s?

La figure VIII-15 montre que les toits des couches à vitesses supérieures à 7 km/s s'alignent sur les profils 7R2, 7R8, 7R9, tandis que les vitesses diminuent vers le centre d'expansion. Le pendage de cette hypothétique interface est environ deux fois plus fort que celui qui apparaît sur N3-N4. Comme la vitesse moyenne mesurée par les télé-séismes est inférieure à celle - plus ponctuelle - obtenue sur certains profils de réfraction, l'hétérogénéité du manteau supérieur paraît établie et la présence de zones à vitesses particulièrement faibles démontrée. De plus, DUBOIS *et al.* (1973b) indiquent des valeurs régionales faibles (7.1 km/s) à l'est de la dorsale vers 175° E et de 7.3 km/s dans le bassin de Lau. On peut donc raisonnablement penser que la vitesse dans le manteau supérieur peut prendre des valeurs beaucoup plus faibles que ce qui est supposé plus haut, et puisse atteindre 7 km/s. Une observation semblable a été faite par DIEBOLD *et al.* (1979) sur des données du projet ROSE. Ces faibles vitesses peuvent être représentatives d'une fusion partielle et la forte atténuation des ondes sismiques observée dans ces régions (MOLNAR and OLIVER, 1969; BARAZANGI and ISACKS, 1971; BARAZANGI *et al.*, 1974, 1975) renforce cette hypothèse. Dans ce cas, l'application de la relation entre vitesse et densité (LUDWIG *et al.*, 1970) doit être faite avec prudence.

Bien que des vitesses comparables aient été trouvées dans le manteau supérieur, 7.81 km/s sur le 7R2 et 7.83 km/s sur le N3-N4, profils dont les directions sont perpendiculaires (Fig. VIII-12), leur trop grand éloignement ne permet pas d'exclure une éventuelle anisotropie. Signalons encore que la construction des modèles n'a pas nécessité l'introduction de zone à moindre vitesse parfois mise en évidence au sein du manteau supérieur (ORCUTT *et al.*, 1975).

En dépit des variations de sa structure, le plateau Nord-Fidjien présente une relative homogénéité. Cela permet de définir un modèle caractéristique moyen (Tabl. VIII-2) qui sera utilisé pour la construction de modèles gravimétriques où les bassins marginaux seront comparés aux autres bassins océaniques.

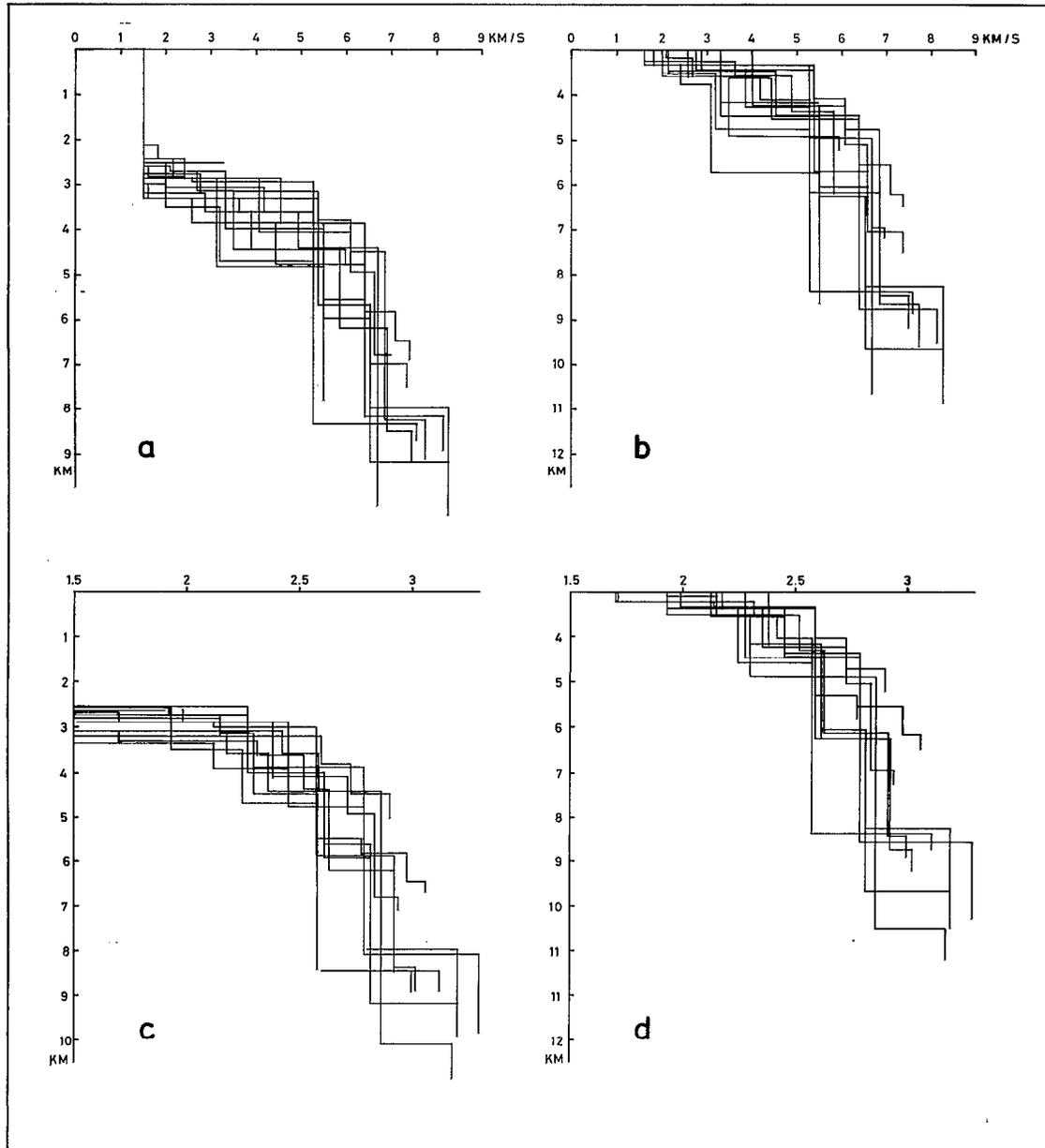


Fig. VIII-19 - Données de réfraction en fonction de la profondeur. a) vitesse avec origine à la surface. b) vitesse avec origine au fond. c) densité avec origine à la surface. d) densité avec origine au fond.

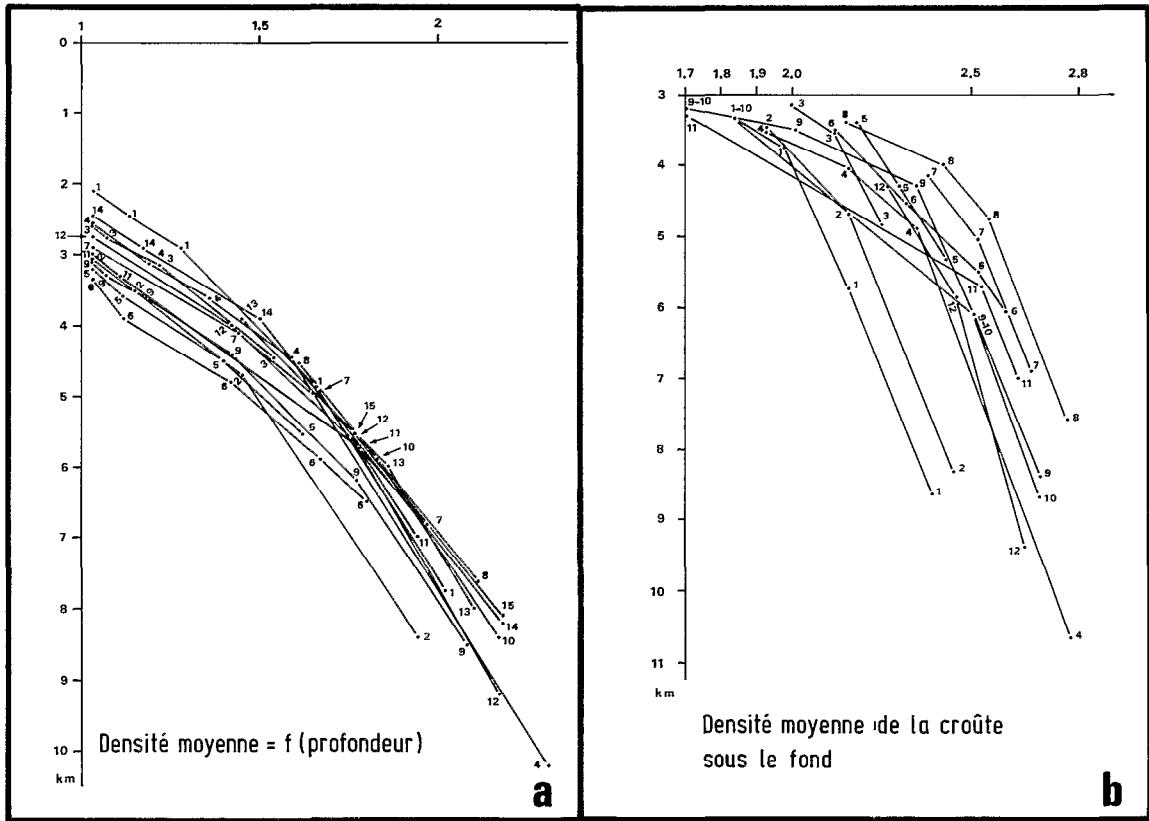


Fig. VIII-20 - Densité moyenne $\bar{\rho} = \Sigma h \rho / \Sigma h = f(\text{profondeur})$. a) origine à la surface. b) origine au fond.

h	3	0.6	1.1	1.75	2.45	
V	1.5	2.7	4.2	6.0	6.7	7.8
ρ	1.03	2.15	2.42	2.7	2.86	3.2

Tabl. VIII-2 - Modèle caractéristique moyen de la structure du plateau Nord-Fidjien. h = épaisseur des couches en kilomètres ; V = vitesse de propagation des ondes P en kilomètres par seconde ; ρ = densité des différentes couches.

GRAVIMÉTRIE

Données disponibles

Au cours des campagnes EVA VI et EVA VII (Fig. VIII-11) effectuées à bord du N.O. CORIOLIS en 1978 par l'O.R.S.T.O.M. en collaboration avec la NOAA/ NOS (1), cinq traversées est-ouest du plateau Nord-Fidjien (E 648 - E 650 - E 719 - E 724 - E 731) et trois du bassin de Lau (E 720 - E 722 - E 730) ont été réalisées. Deux profils de direction nord-sud (E 653 - E 655) recoupent la zone de Hunter et le sud du plateau Nord-Fidjien. Ces données viennent s'ajouter à celles précédemment recueillies sur la même zone (WORZEL, 1965 ; SOLOMON and BIEHLER, 1969 ; LUYENDYK *et al.*, 1974 ; KOGAN, 1976). La description de l'appareillage et celle des méthodes de réduction se trouvent dans l'Annexe II : gravimétrie marine. Rappelons qu'un fonctionnement imparfait de l'appareillage durant la campagne EVA VII s'est traduit à la fois par un bruit de fond excessif et par des écarts en valeur absolue de l'ordre de ± 10 mgal selon la direction des vagues par rapport au cap. Néanmoins le long d'un même profil les niveaux relatifs sont corrects et notamment les valeurs des gradients. Il existe un traitement consistant à corriger la mesure d'une combinaison des paramètres de vitesses et d'accélération fournis par la table stabilisée (LACOSTE, 1973) mais il n'a pas encore été appliqué.

A ces données marines sont venues s'ajouter celles d'altimétrie du satellite GEOS 3 dont la couverture dans le Sud-Ouest Pacifique (Fig. VIII-21) est suffisante pour élaborer une carte du géoïde altimétrique (MALAHOFF and LARUE, 1979 ; Fig. VIII-22). Comme il s'agit d'une donnée relativement nouvelle avec laquelle les lecteurs ne sont pas tous familiarisés, l'Annexe III fournit une brève introduction à cette donnée ainsi que les justifications et les limitations concernant son utilisation. On peut aussi se reporter à GOGUEL (1980).

Analyse qualitative

La forme du géoïde (Fig. VIII-22) est la seule donnée cartographique du champ de pesanteur actuellement disponible sur l'ensemble de la région. C'est par sa description que nous commencerons.

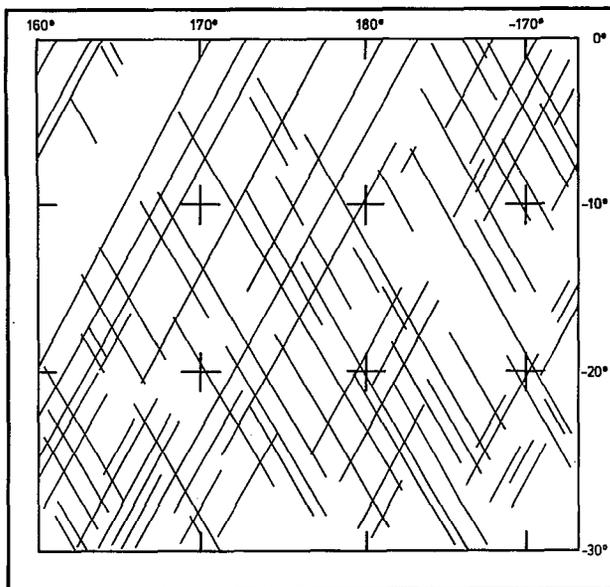


Fig. VIII-21 - Couverture GEOS 3 dans le Sud-Ouest Pacifique.

(1) NOAA/NOS : National Oceanic and Atmospheric Administration / National Ocean Survey.

GEOÏDE ALTIMÉTRIQUE GEOS 3

Equidistance des courbes 2m.

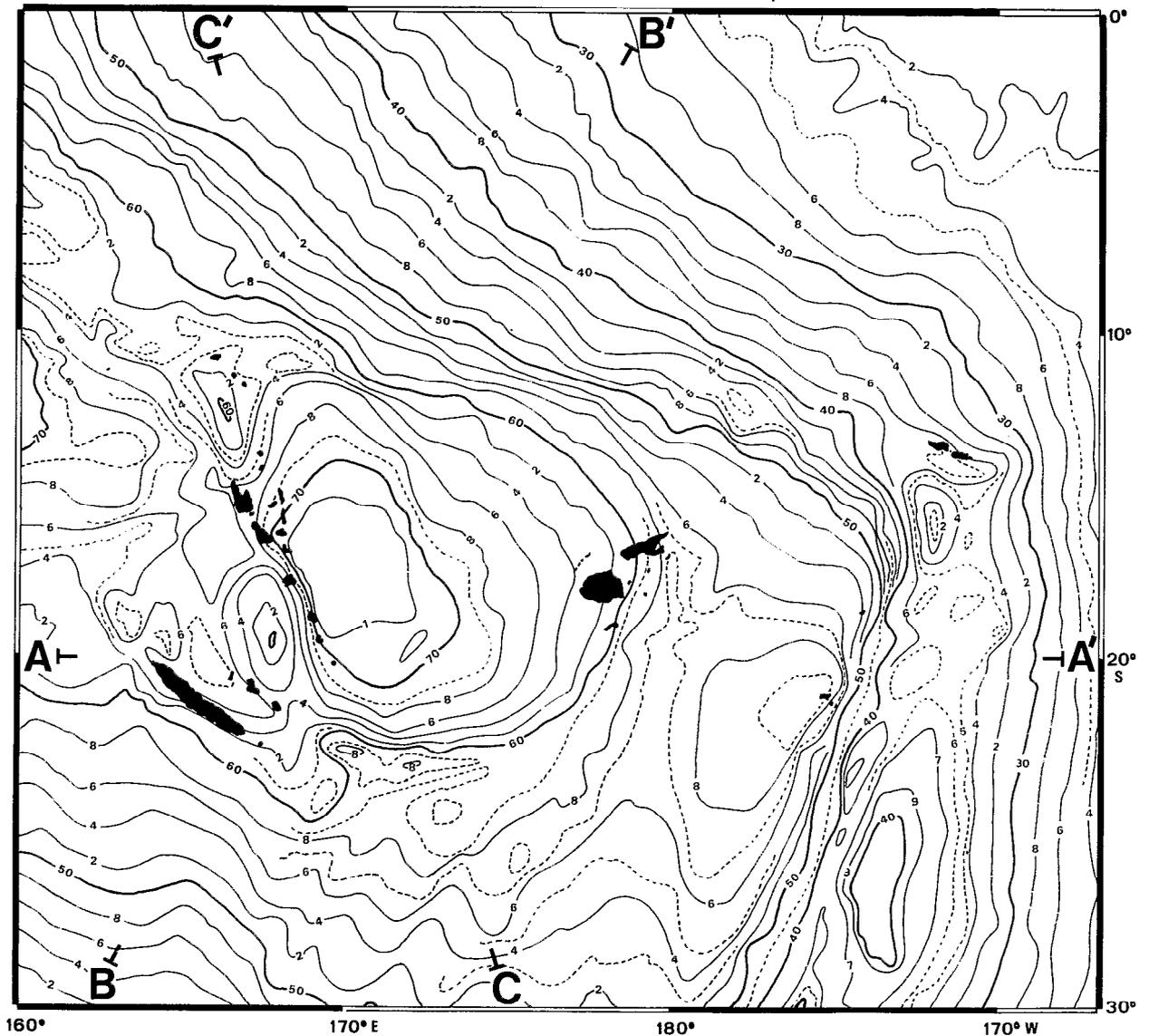


Fig. VIII-22 - Geoïde altimétrique GEOS 3 d'après MALAHOFF et LARUE (1979).

Géoïde

L'anomalie de grande longueur d'onde constitue l'élément le plus marquant du Sud-Ouest Pacifique. Sa forme est précisée par trois coupes (Fig. VIII-23 et VIII-24). Sa pente sud-ouest est faible alors que vers l'est et le nord-est la transition entre la zone "normale" du Pacifique à l'est des Tonga et la zone "haute" se fait par l'intermédiaire d'un gradient à forte pente, bien visible sur la coupe BB' (Fig. VIII-22 et VIII-24). Les longueurs d'onde relativement courtes présentes dans ce gradient laissent supposer que des hétérogénéités superficielles contribuent à créer l'anomalie positive. La zone de transition se situe à l'aplomb de l'arc des Tonga et sa forme épouse celle de la morphologie générale du système fosse-arc (Fig. VIII-1). Ceci montre qu'une partie de la cause doit être recherchée dans le phénomène de subduction. Notons au Nord-Tonga l'inflexion vers le nord-ouest de l'ensemble des courbes isanomales en direction des Salomon soulignant ainsi la prolongation du gradient et la limite septentrionale de la zone de marge.

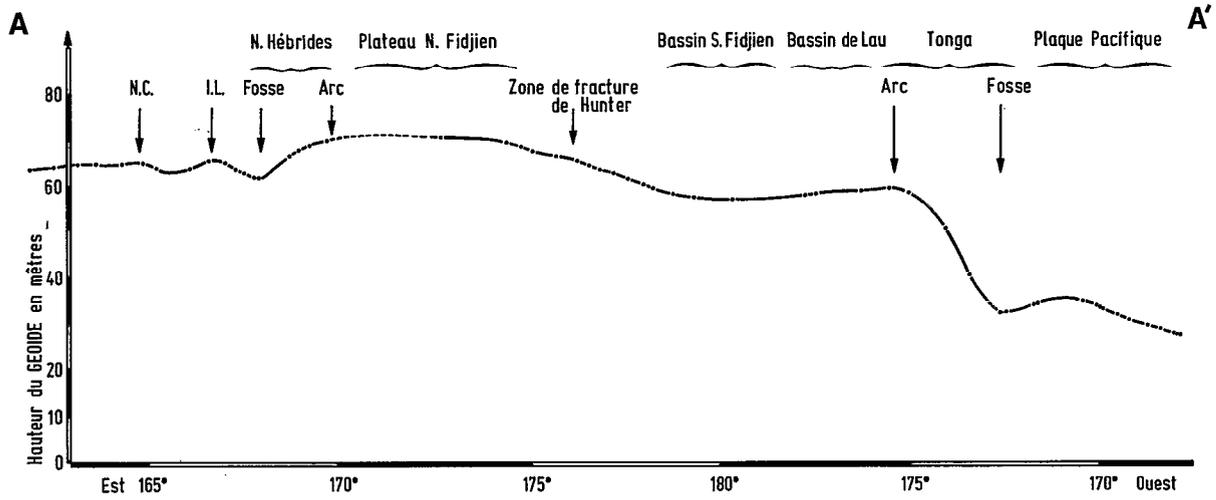


Fig. VIII-23 - Coupe AA' du géoïde.

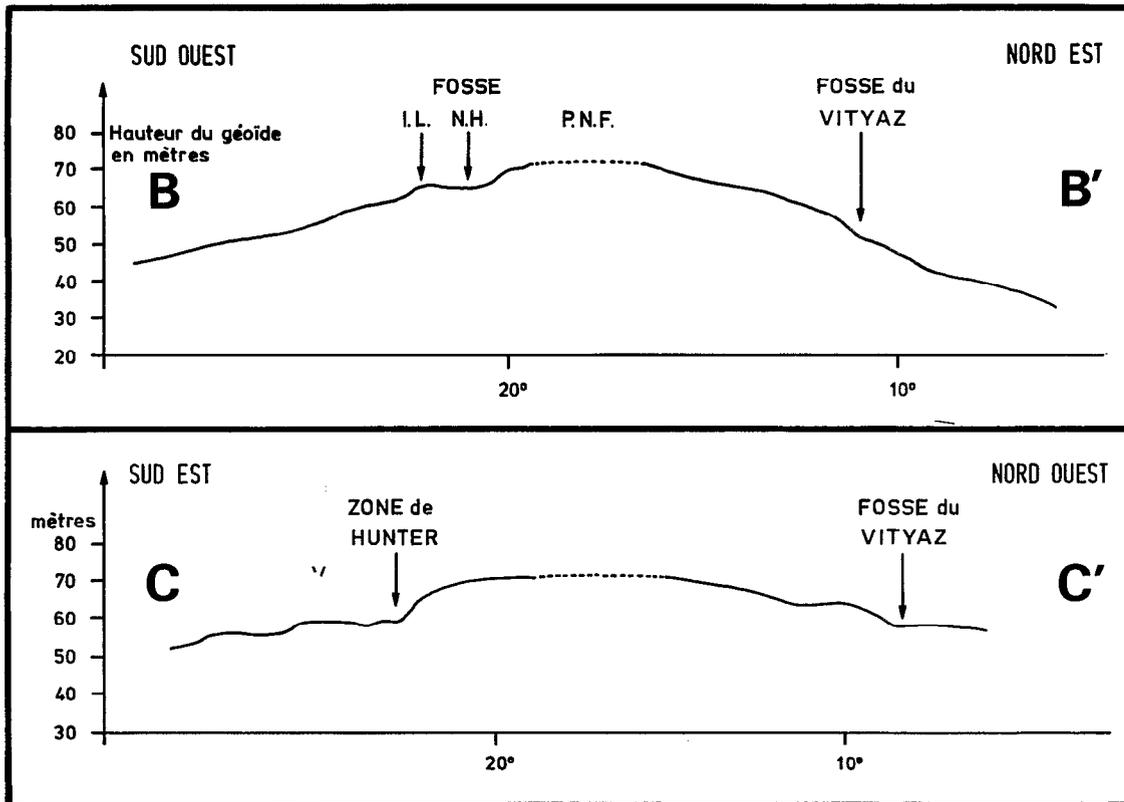


Fig. VIII-24 - Coupes BB' et CC' du géoïde.

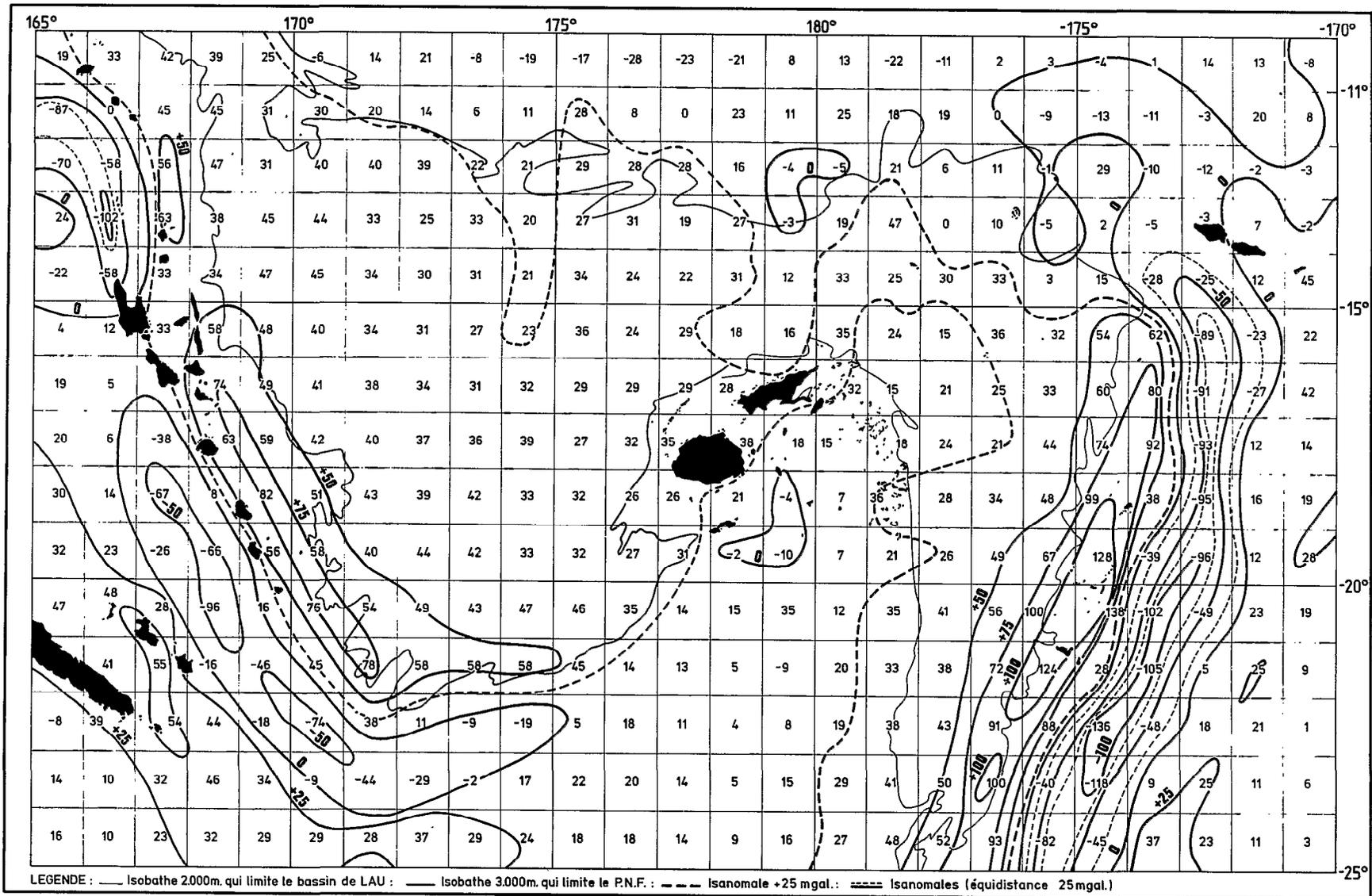


Fig. VIII-25 - Anomalie à l'air libre d'après le géoïde altimétrique : intervalle des courbes 25 mgal.

Surimposé à l'anomalie de grande longueur d'onde, le géoïde enregistre de plus un minimum relatif au niveau des fosses et, plus nettement visible aux Tonga que sur les autres arcs de la région, l'effet gravimétrique du bombement de la lithosphère (DUBOIS *et al.*, 1975b), que WATTS et TALWANI (1974) ont appelé maximum gravimétrique externe (outer gravity high). Aux Nouvelles-Hébrides, ce phénomène est d'amplitude plus modérée et partiellement masqué par la présence de la chaîne des Loyauté (voir Chap. II-5). Un phénomène analogue, bien que plus modeste, est visible sur la terminaison sud de l'arc des Nouvelles-Hébrides.

Transversalement aux structures (Fig. VIII-23), les bassins marginaux sont marqués par des bombements du géoïde qui prolongent ceux créés par les arcs. Ceci est illustré le long du 20° S où d'est en ouest le géoïde, après avoir atteint un maximum relatif à l'aplomb de l'arc des Tonga, redescend vers le bassin Sud-Fidjien de quelques mètres avant de remonter vers le plateau Nord-Fidjien. Longitudinalement aux structures, l'anomalie présente deux maxima ; l'un situé dans le coin sud-ouest du plateau Nord-Fidjien et l'autre centré sur 26° S sur le bassin de Lau.

Anomalie à l'air libre

Il est rappelé dans l'Annexe III que le géoïde et l'anomalie à l'air libre forment deux représentations mathématiquement équivalentes de la même réalité physique qu'est le champ de gravité. Il est donc possible de passer d'une représentation à l'autre. Ainsi, RAPP (1979) a transformé le géoïde (Fig. VIII-22) en valeurs d'anomalie à l'air libre moyennées tous les degrés carrés (Fig. VIII-25). Cette représentation opère un lissage sur les données et en émousse les extrema, d'autant plus qu'ils sont plus aigus. Ce phénomène est particulièrement visible si l'on compare la carte (Fig. VIII-25) aux profils enregistrés en mer (Fig. VIII-27a). Ainsi, sur la carte des anomalies dérivées du géoïde (Fig. VIII-25), les fosses sont marquées par des anomalies négatives dont l'amplitude atteint — 100 mgal, valeur inférieure, en valeur absolue, à celle mesurée en mer (— 200 mgal). Les arcs sont caractérisés par une anomalie positive : 130 mgal pour les Tonga (voir Chap. V-4) et 90 mgal pour les Nouvelles-Hébrides (voir Chap. II-5). Sur cet arc, il faut remarquer l'interruption de l'anomalie négative due à la fosse là où celle-ci s'interrompt, c'est-à-dire au niveau de la ride d'Entrecasteaux, vers 15°30 Sud et, corrélativement, la diminution de l'anomalie positive liée à l'arc. Ce dernier fait avait déjà été souligné par MALAHOFF (1970). Plus au nord, les anomalies caractéristiques de l'ensemble fosse-arc subissent l'influence du plateau sous-marin qui borde le flanc externe de la fosse entre 13° et 14° S. Au sud de l'arc (Fig. VIII-25), la transition entre les Nouvelles-Hébrides et la zone de Hunter est marquée par une courbure brutale des isanomales vers 171°30 E, que ce soit l'isanomale qui entoure l'arc (+ 50 mgal) ou celle qui marque la fosse (0 mgal).

Aux Tonga, à part les anomalies représentatives de l'ensemble arc-fosse, celles qui marquent le maximum gravimétrique externe et celles dues aux îles Samoa, l'ensemble de la plaque Pacifique, tant à l'est des Tonga qu'au nord de la fosse du Vityaz, est caractérisé par un niveau moyen faible. La moyenne du bassin Sud-Fidjien s'établit à environ 15 mgal.

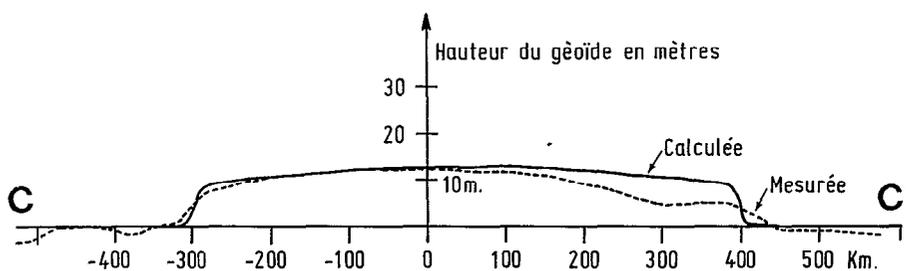


Fig. VIII-26 - Anomalie du géoïde due à un bassin marginal à 2 dimensions.

Par contraste, les bassins marginaux présentent une anomalie positive comprise entre 25 et 50 mgal. Pour préciser la position et la forme des bassins marginaux, l'isobathe 3000 m pour le plateau Nord-Fidjien et celle de 2000 m pour le bassin de Lau ont été surimposées à la carte des isanomales (Fig. VIII-25). On peut remarquer qu'il existe une très forte ressemblance entre la "silhouette bathymétrique" des bassins et le contour de l'anomalie + 25 mgal. Cette observation a conduit MALAHOFF et LARUE (1979) à faire le raisonnement suivant : l'anomalie à l'air libre est, comme la forme du géoïde, une représentation du champ gravifique. Les deux représentations contiennent la même information. Donc, l'anomalie du géoïde de 71 mètres est entièrement exprimée par la valeur positive de l'anomalie à l'air libre sur l'ensemble du plateau Nord-Fidjien. Si l'on rend compte de l'une, l'autre est expliquée aussi. Or, les isanomales cernent les bassins marginaux et épousent les sinuosités de leurs contours, donc, l'origine des anomalies est à rechercher dans ces bassins et plus précisément dans les couches qui les distinguent des régions environnantes : croûte et manteau supérieur.

Ce raisonnement achoppe sur plusieurs points. D'une part, une anomalie du géoïde de grande longueur d'onde n'a pas d'expression gravimétrique spectaculaire, mais tout au plus influence le niveau moyen. D'autre part, l'inversion du géoïde par une méthode où l'intégration n'est pas étendue à l'ensemble de la terre mais limitée à une région, peut introduire des biais, surtout si cette région est anormale. Enfin, l'anomalie à l'air libre, telle qu'elle est définie, contribue à masquer les grandes longueurs d'onde. Rappelons qu'on la calcule par la différence entre la valeur de la gravité mesurée sur le géoïde et celle de référence définie sur l'ellipsoïde. Or, si cette définition est neutre dans une région où la distance ellipsoïde-géoïde varie peu, ce n'est plus le cas quand ce dernier est perturbé. Il faudrait tenir compte, dans la construction des modèles, de l'effet d'altitude et de celui de plateau de Bouguer dû à l'eau et dont l'amplitude est de : $\Delta g = 0.2656 \times N$, où N est la hauteur du géoïde en mètres (CHAPMAN and BODINE, 1979). Cet effet atteint 19 mgal entre le niveau du plateau Nord-Fidjien par comparaison avec le niveau zéro et 12 mgal par comparaison avec le niveau sur le Pacifique à l'est des Tonga. Surtout, il est de même longueur d'onde que les anomalies du géoïde.

Compte tenu de toutes ces remarques, il semble que ce soit la part de l'anomalie du géoïde qui a une longueur d'onde comparable à celle des bassins dont MALAHOFF et LARUE (1979) rendent compte. Son amplitude au-dessus de la grande ondulation est de l'ordre de 10-15 mètres, valeur comparable à celle observée sur les dorsales océaniques (LAMBECK, 1972 ; HAXBY and TURCOTTE, 1978). Pour lever les derniers doutes il suffit de construire un modèle très simple à deux dimensions dans lequel un "bassin marginal" de 700 km de large caractérisé par une structure crustale semblable à celle adoptée pour le plateau Nord-Fidjien (voir Tabl. VIII-2), est entouré sans transition (sans arc insulaire) par une structure océanique identique à celle du Pacifique Est-Tonga. Le calcul de l'anomalie du géoïde a été effectué en utilisant les formules n° 17 et 18 de CHAPMAN (1979) qui s'appliquent à un modèle composé de prismes rectangulaires horizontaux sur une terre plate. Le résultat est comparé sur la figure VIII-26 aux données du profil CC' du géoïde (Fig. VIII-24). L'accord entre les données et le modèle vaut tant pour la longueur d'onde que pour l'amplitude.

Les figures VIII-27 a et b présentent respectivement les données de gravimétrie et de bathymétrie sur l'ensemble de la région. On y reconnaît les principales unités structurales. Concernant la gravimétrie, les bassins marginaux sont caractérisés par deux faits :

- 1 - Sur l'ensemble de leur étendue, ils sont surmontés d'une anomalie positive de 25 à 50 mgal.
- 2 - Cette anomalie est asymétrique et présente un gradient négatif depuis l'arc insulaire vers le bassin marginal associé, c'est-à-dire des Nouvelles-Hébrides vers le plateau Nord-Fidjien et des Tonga vers le bassin de Lau. Ce fait avait déjà été souligné par KOGAN (1976).

La comparaison avec les autres bassins marginaux révèle que ce fait semble être général et a été observé notamment sur le fossé des Mariannes (WATTS, 1976) et sur la mer d'Okhotsk (KOGAN, 1975).

Le niveau élevé de l'anomalie à l'air libre est à comparer à celui, voisin de zéro, du bassin Sud-Fidjien et de la plaque Pacifique à l'est des Tonga, cette dernière étant toutefois marquée par le bombement de la lithosphère (DUBOIS *et al.*, 1979). Par contre, à l'ouest de l'arc des Nouvelles-Hébrides, le niveau moyen est élevé sur l'ensemble des profils. La chaîne des Loyauté peut fournir une

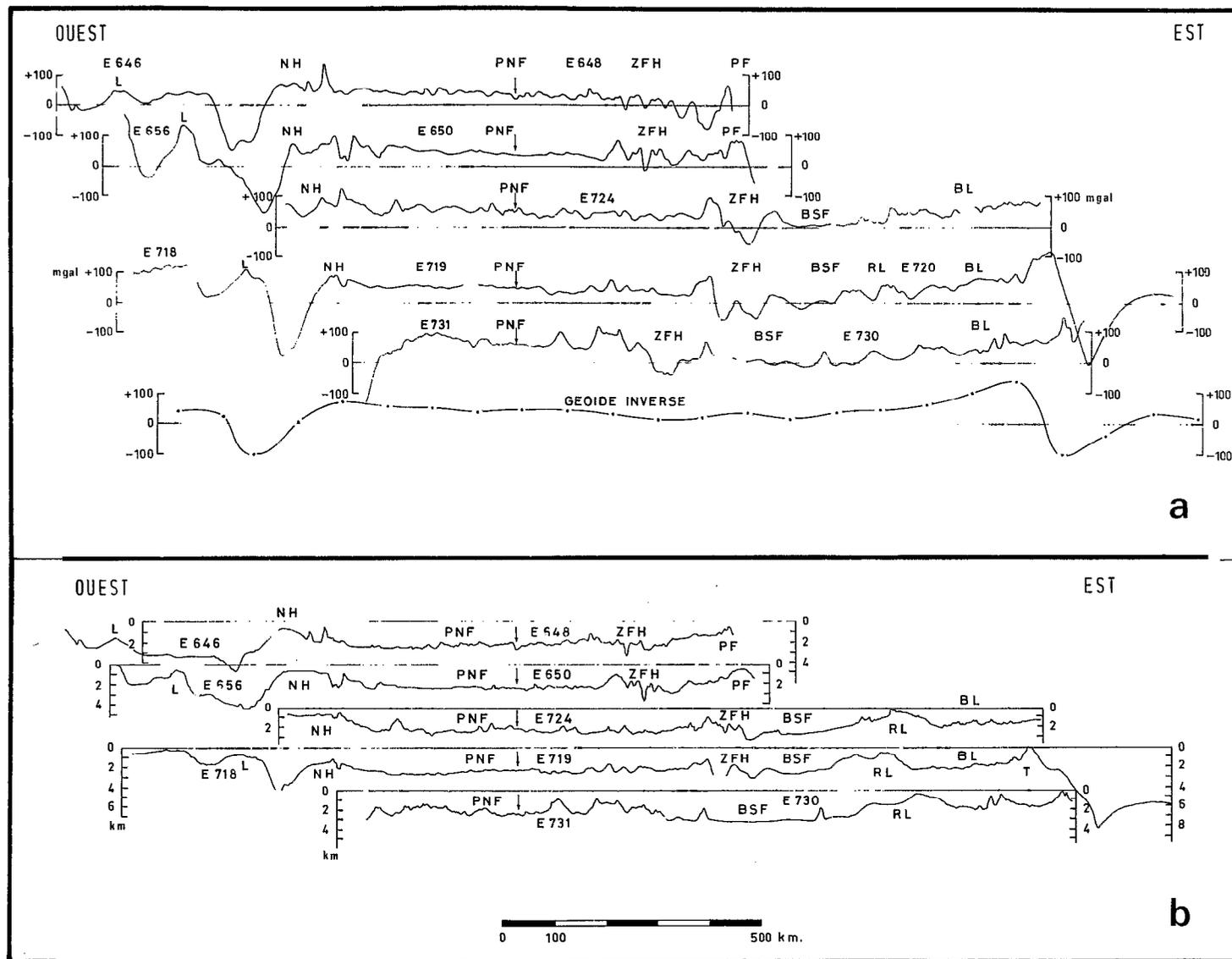


Fig. VIII-27 - Profils gravimétriques en milligals (a) et bathymétriques en kilomètres (b). L = Loyauté ; NH = Nouvelle-Hébrides ; PNF = plateau Nord-Fidjien ; ZFH = zone fracture de Hunter ; PF = plate-forme fidjienne ; BSF = bassin Sud-Fidjien ; RL = ride de Lau ; BL = bassin de Lau ; T = Tonga.

explication pour les profils les plus au sud, par contre, celle-ci ne peut rendre compte de l'aspect du profil EVA 646. Ce niveau, régionalement positif, n'est sans doute pas étranger à l'anomalie du géoïde. Il indique soit que l'ensemble de la région est hors d'équilibre isostatique, soit qu'une cause profonde remonte le niveau moyen régional, solution en faveur de laquelle plaide la grande longueur d'onde de l'anomalie du géoïde. Ce problème est essentiel mais à ce stade préliminaire de l'étude nous ne disposons d'aucun élément quantitatif concernant la contribution des causes profondes. Nous aborderons donc le problème dans une optique classique où les structures superficielles rendent compte de l'ensemble des anomalies. L'effet gravimétrique de la lithosphère plongeante sera aussi étudié.

Analyse quantitative

Pour interpréter la gravimétrie des bassins marginaux, nous avons adopté une méthode analytique. Au lieu d'établir un modèle global et synthétique sur lequel il est souvent difficile de séparer les données, les choix arbitraires et les conclusions, nous avons préféré quantifier l'influence de trois paramètres :

- La structure superficielle du plateau Nord-Fidjien connue par la réfraction.
- L'effet gravimétrique de la lithosphère plongeante.
- La jeunesse des bassins marginaux.

Comme une couverture cohérente de profils réfraction n'existe, sur le plateau Nord-Fidjien, que le long du parallèle 20° S, c'est sur ce bassin et à cette latitude que nous mènerons l'analyse quantitative. Ensuite nous essaierons d'étendre les conclusions établies d'abord le long de l'arc des Nouvelles-Hébrides, puis aux Tonga.

Structure superficielle du plateau Nord-Fidjien

La structure superficielle du plateau Nord-Fidjien à 20° S est relativement bien connue par la réfraction, du moins en ce qui concerne le flanc occidental de la dorsale ; toutes les interfaces visibles sur la réfraction, y compris le fond de la mer, présentent une pente vers l'ouest inverse du gradient de la gravimétrie. Par conséquent, pour interpréter ce dernier, nous sommes obligés de faire l'hypothèse qu'il existe un "Moho" séparant la couche à 7 km/s d'un manteau plus dense.

Une telle hypothèse a été discutée dans le paragraphe réfraction de ce chapitre et nous avons trouvé des raisons de douter d'une telle interprétation. De plus, comme la figure VIII-28 le montre, il est indispensable d'attribuer à cette discontinuité un pendage vers l'est, ainsi d'ailleurs que l'avaient fait les auteurs précédents (SOLOMON and BIEHLER, 1969 ; Fig II-42).

Or la structure du plateau, constituée par une dorsale active, ne peut s'accommoder d'une telle dissymétrie, d'autant moins que ce "Moho" atteindrait 20 km de profondeur à l'ouest de Fidji, valeur peu vraisemblable. Voilà pourquoi, bien que nous n'ayons aucun fait contraire déterminant, nous doutons de la réalité d'un modèle tel que celui de la figure VIII-28. Mais si la structure du bassin marginal ne peut expliquer ce gradient, il faut rechercher une autre cause.

Effet gravimétrique de la lithosphère subductée

La grande longueur d'onde du phénomène, le sens et la valeur du gradient, peuvent évoquer l'effet gravimétrique de la lithosphère subductée. C'est un problème important de savoir si cet effet existe ou non. Important au niveau des mécanismes moteurs de la dérive ; les subductions tirent-elles ou non sur les plaques ? Les zones de convergence ont-elles une tectonique en compression ou en extension ? Nous rejoignons là les questions fondamentales exposées dans l'introduction. De nombreux faits semblent accréditer l'hypothèse que la densité des plaques plongeantes est un paramètre important (MOLNAR and ATWATER, 1978 ; VOGT *et al.*, 1976). Or, si une plaque subit une force de gravité qui l'entraîne vers le bas, l'excès de masse doit induire une anomalie gravimétrique. Malheureusement, les arcs insulaires

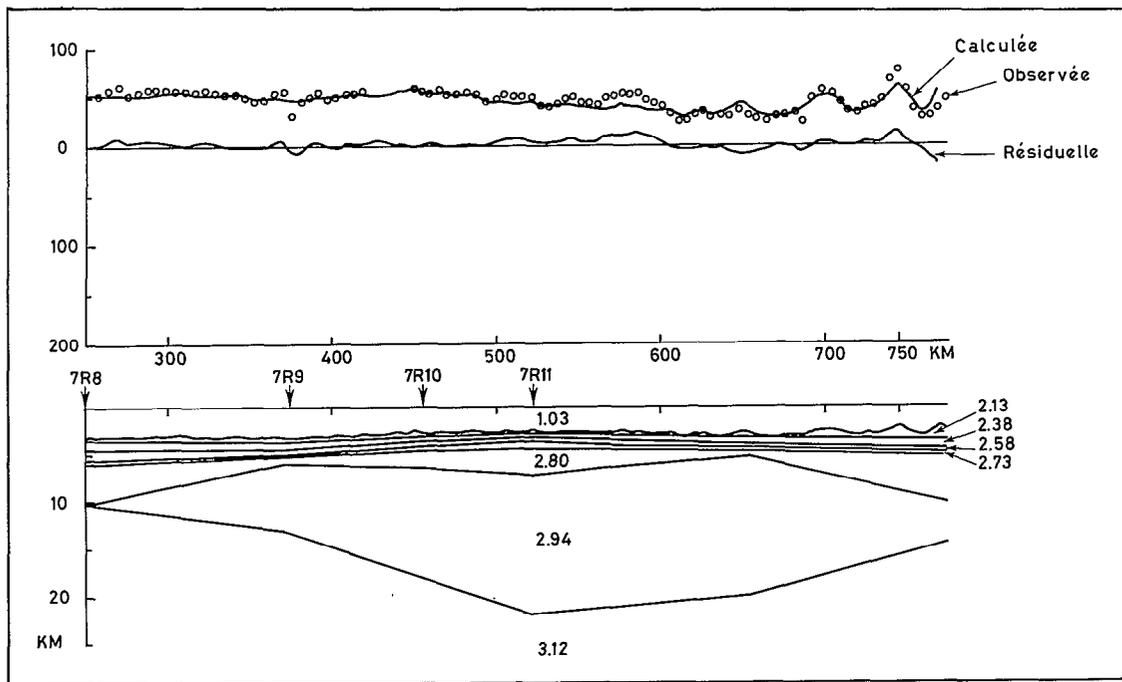


Fig. VIII-28 - Modèle superficiel du plateau Nord-Fidjien.

sont des structures trop complexes et trop mal connues pour que les modèles qu'on peut construire apportent des arguments irréfutables (voir la discussion Chap. II-5). Mais grâce à la grande longueur d'onde de l'effet de plaque, celui-ci peut être étudié plus efficacement de part et d'autre de l'arc, là où la structure océanique, plus simple, a des chances d'être mieux connue. Ainsi WATTS et TALWANI (1974) ont affirmé que l'effet gravimétrique du bombement de la lithosphère rendait compte de l'essentiel de l'anomalie en avant des arcs qu'ils ont étudiés et que, par conséquent, il n'était ni nécessaire ni possible d'introduire un effet de plaque subductée. Il n'en est pas de même aux Nouvelles-Hébrides où l'amplitude du bombement, environ 140 mètres, est bien connue par la surrection des îles Loyauté (DUBOIS *et al.*, 1973 a) et n'explique que 12 mgal, alors que la valeur mesurée atteint 40-50 mgal (voir Chap. II-5). Il y a donc, dans l'anomalie gravimétrique de la plaque plongeante, place pour un effet de plaque subductée.

Un contraste de densité de 0.07 a été adopté dans le chapitre II-5 pour une lithosphère de 60 km d'épaisseur. La sismologie nous fournit l'angle de plongement et la longueur de la zone de Benioff à 20°S, respectivement 70° et 180 km (PASCAL, 1974 ; PASCAL *et al.*, 1978 et le chapitre II-6 de cet ouvrage). Remarquons qu'à la latitude à laquelle nous travaillons, la sismicité la plus profonde passe de 180 km au sud à 300 km au nord (Chap. II-6). Les modèles étant calculés à deux dimensions, nous avons adopté une longueur intermédiaire de 250 km.

La figure VIII-29 montre l'effet gravimétrique d'une telle lithosphère subductée. Le gradient sur le bassin marginal s'établit à 0.05 mgal/km.

Le modèle (Fig. VIII-30) a été construit en conservant l'ensemble des couches crustales identiques à celles du modèle de la figure VIII-28. La densité du manteau a été choisie à 3, correspondant à une vitesse des ondes P de 7.2 km/s selon la relation de LUDWIG *et al.*, (1968). Mais cette dernière est sans doute employée ici très en dehors de son domaine d'application et il ne faut tirer aucune conclusion des valeurs de densité mantelliques. Il confirme seulement qu'il est possible d'ajuster une structure superficielle compatible avec les données de sismique-réfraction et qui laisse subsister une anomalie résiduelle présentant un gradient de valeur acceptable.

Notons que si ce schéma est correct, la lithosphère subductée contribue non seulement au gradient mais aussi au niveau positif sur le bassin pour 10-15 mgal (Fig. VIII-29).

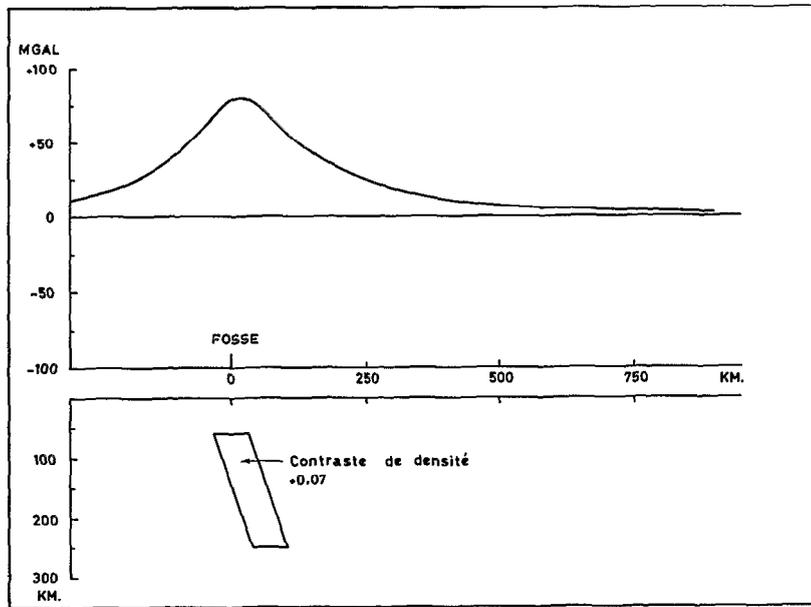


Fig. VIII-29 - Effet gravimétrique de la plaque plongeante.

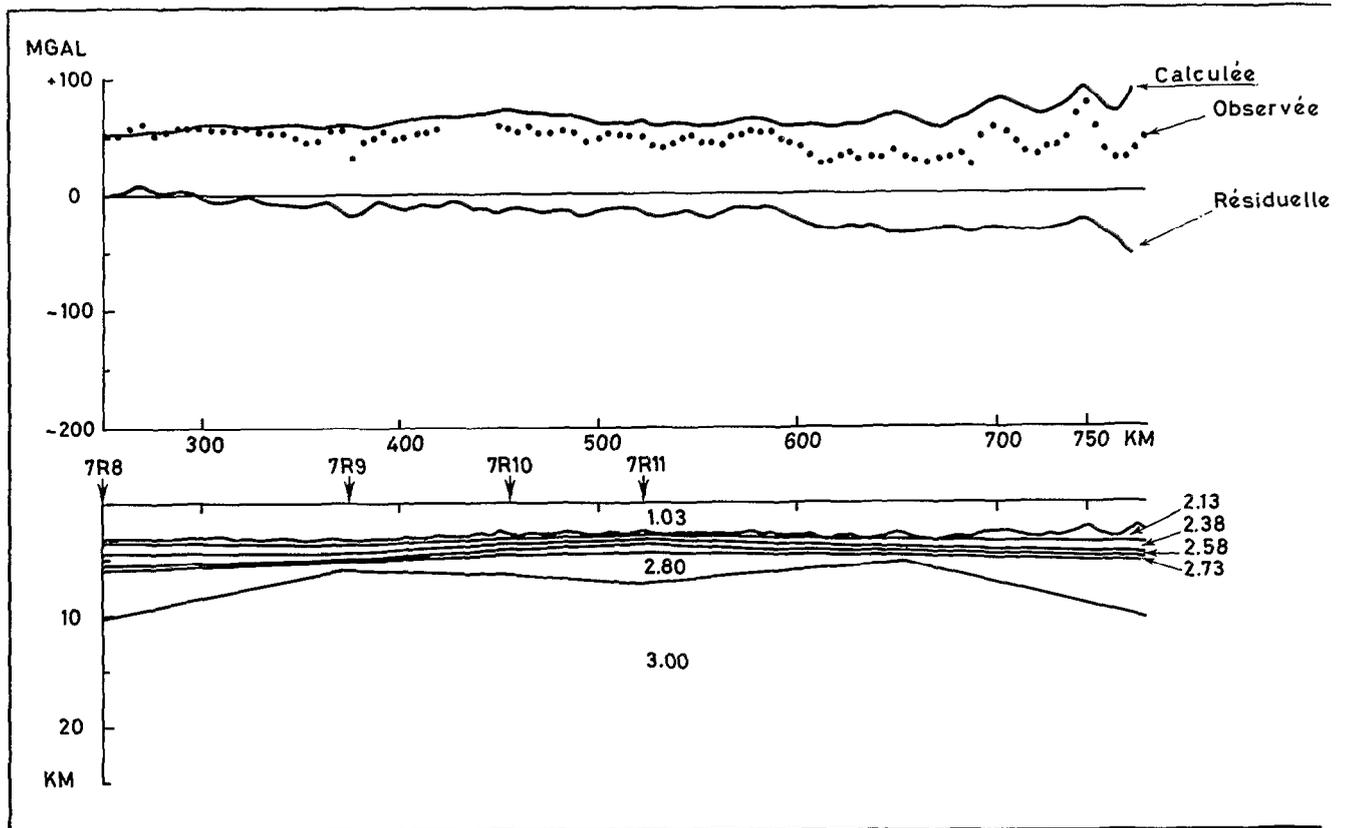


Fig. VIII-30 - Modèle superficiel du plateau Nord-Fidjien avec gradient.

Influence de la jeunesse des bassins marginaux

L'effet gravimétrique de la lithosphère subductée laisse inexplicés environ + 30 mgal ; c'est-à-dire que l'anomalie est positive par comparaison avec les valeurs rencontrées sur les lithosphères océaniques en équilibre thermique, telles que celle du bassin Sud-Fidjien ou celle de la plaque Pacifique à l'est des Tonga. Par conséquent, un modèle gravimétrique qui prétend traiter du problème du niveau moyen de l'anomalie à l'air libre doit comparer ces deux types de structure. C'est la méthodologie adoptée ici. Nous négligeons à ce stade l'influence des structures voisines, rides de Lau-Fidji et les arcs insulaires parce que, superficielles, elles n'ont que peu d'effet à distance.

En anticipant sur la conclusion, on peut souligner que l'ensemble des données confirme que les bassins marginaux ont été formés par un mécanisme similaire à celui des dorsales océaniques. Les caractères de ces dernières doivent donc se retrouver. Notamment, sur les dorsales, la morphologie est compensée pour des longueurs d'onde supérieures à quelques centaines de kilomètres (TALWANI *et al.*, 1965 ; MCKENZIE and BOWIN, 1976 ; COCHRAN and TALWANI, 1977 ; COCHRAN, 1979). Il est possible de faire la même hypothèse de travail, au moins en ce qui concerne le plateau Nord-Fidjien qui a une taille suffisante. Cette hypothèse peut s'exprimer par l'existence d'une profondeur dite de "compensation" au-dessous de laquelle règne une pression hydrostatique (qui ne varie qu'en fonction de la profondeur), ce qui exclut toute variation latérale de densité en profondeur.

Les comparaisons porteront d'une part entre le plateau Nord-Fidjien et le bassin Nord-Loyauté, d'autre part entre le bassin de Lau et le Pacifique. Si nous supposons connues la structure crustale et la densité dans le manteau supérieur de chaque compartiment, il est possible de calculer une profondeur à laquelle les pressions exercées par les différentes colonnes seront égales. Nous verrons ensuite si cette profondeur d'équilibre peut être une profondeur de compensation.

Si ρ est la densité et h l'épaisseur de chaque couche, l'équilibre des pressions P s'écrit par la somme des produits de la densité par l'épaisseur,

$$P_m = \sum_i \rho_i^m h_i^m = \sum_k \rho_k^o h_k^o = P_o$$

où les indices m et o représentent respectivement le bassin marginal et le bassin océanique. Dans cette équation, tous les paramètres sont connus sauf la profondeur de compensation et le contraste de densité entre le manteau supérieur du bassin marginal et celui de la lithosphère océanique. On obtient ainsi une relation entre les deux paramètres, résumée dans le tableau VIII-3.

Densité ρ_m	3.1	3.15	3.2	3.25
Contraste $\Delta \rho_m$	0.23	0.18	0.13	0.08
Prof. PNF/NH (km)	40	48	63	97
Prof. BL/Tonga (km)	42	52	69	107

Tabl. VIII-3 - Relation entre la profondeur de compensation et le contraste de densité. ρ_m = densité du manteau du bassin marginal ; $\Delta \rho_m$ = contraste de densité entre le bassin marginal et un manteau de lithosphère océanique "normale"; Prof. PNF/NH = profondeur d'équilibre obtenue dans la comparaison entre le plateau Nord-Fidjien et la lithosphère à l'ouest des Nouvelles-Hébrides ; Prof. BL/Tonga = profondeur d'équilibre obtenue dans la comparaison entre le bassin de Lau et la lithosphère à l'est des Tonga.

Nous avons choisi le profil 7 R5 pour fixer le modèle du bassin Nord-Loyauté, 7 R 17 pour celui du bassin de Lau, C 9 pour celui du Pacifique et la structure moyenne établie (Tabl. VIII-2) pour celui du plateau Nord-Fidjien. Le manteau supérieur des zones océaniques a été fixé à 3.33 et nous avons fait varier la densité ρ_m des bassins marginaux de 3.1 à 3.25, correspondant à des vitesses de P de 7.5 à 7.95 km/s (LUDWIG *et al.*, 1970). Ces valeurs de la profondeur de compensation sont notablement plus fortes que celles généralement adoptées pour les modèles gravimétriques, mais sont de l'ordre de grandeur des épaisseurs des lithosphères océaniques. En effet, si l'on adopte les âges donnés dans les différents chapitres pour les lithosphères plongeantes, 140 M.A. aux Tonga et 40 M.A. aux Nouvelles-Hébrides, les épaisseurs correspondantes de lithosphère (LEEDS, 1975) sont respectivement de 110 et 60 km. Pour que le même phénomène joue sur les deux arcs, il faut supposer que les bassins ont des densités différentes. Alors se posera le problème non résolu ici de l'équilibre entre les deux bassins.

Si la profondeur d'équilibre est la base de la lithosphère, est-il possible qu'elle coïncide avec la profondeur de compensation ? Il a été avancé (PRESS, 1972; WANG, 1970; LE PICHON *et al.*, 1973) que la base de la lithosphère pouvait être constituée par une zone à moindre vitesse et donc aussi, une zone à moindre densité. Il est concevable que la densité du manteau supérieur du bassin marginal soit, en profondeur, égale à la densité de l'asthénosphère, toutes deux inférieures à la densité du manteau lithosphérique. Si cette condition est réalisée, la surface d'équilibre est une surface de compensation. La faiblesse relative de la viscosité de l'asthénosphère peut permettre le rétablissement de l'égalité des pressions si l'équilibre est rompu. De plus, on considère généralement que la base de l'asthénosphère (LEEDS, 1975) est située vers 180 km, or la couche anormale du plateau Nord-Fidjien s'étend jusqu'à 200-300 km (BARAZANGI and ISACKS, 1971; BARAZANGI *et al.*, 1975; FROHLICH *et al.*, 1977). L'absence de différence de densités entre le manteau supérieur dans le bassin marginal et l'asthénosphère, la similitude avec les modèles couramment admis sur les dorsales (BOTTINGA and STEINMETZ, 1979) conduisent à proposer une explication comparable à celle évoquée par TURCOTTE *et al.* (1977) qui introduisent la notion de géoïde asthénosphérique, défini comme l'altitude qu'atteint l'asthénosphère chaque fois qu'elle est libérée de l'emprise de la lithosphère, par exemple au niveau des dorsales. Les bassins marginaux, ou au moins le plateau Nord-Fidjien, seraient ainsi constitués d'une remontée d'asthénosphère. Une telle hypothèse avait déjà été émise par MACDONALD *et al.* (1973) pour rendre compte du fort flux de chaleur et de la sismicité. Si l'on peut parler de compensation isostatique, elle s'inscrit dans le modèle classique de Pratt, c'est-à-dire avec variations latérales de la densité au-dessus de la surface de compensation (Fig. VIII-33) qui est confondue avec la base de la lithosphère.

Sur le plan gravimétrique, le phénomène est comparable à celui visible sur les dorsales océaniques qui montrent une anomalie à l'air libre de 25-30 mgal (TALWANI *et al.*, 1965), tandis que le géoïde enregistre une ondulation de 10 à 15 mètres d'amplitude (LAMBECK, 1972; HAXBY and TURCOTTE, 1978). Un modèle gravimétrique ayant pour objectif la comparaison des niveaux moyens a été construit (Fig. VIII-31). Toutes les profondeurs maxima ont été prises à 60 km et les rides ont été ignorées. Les anomalies sur le plateau Nord-Fidjien, avec 15-20 mgal au-dessus du bassin Nord-Loyauté, et sur le bassin de Lau avec 60 mgal sont raisonnables alors que le niveau plus haut sur le Pacifique que sur le bassin Nord-Loyauté souligne que les conditions d'équilibre aux Tonga et aux Nouvelles-Hébrides sont différentes.

En résumé, l'anomalie gravimétrique visible sur la partie sud du plateau Nord-Fidjien est la somme de deux influences : celle de la jeunesse du bassin marginal et celle de la lithosphère plongeante. Cette dernière composante veut dire que si l'on enregistre une anomalie cela signifie un excès de masse et donc une force de traction de la lithosphère subductée sur la plaque plongeante. Cela est confirmé par DUBOIS *et al.* (1977 b) qui surent montrer que l'amplitude de la déflexion de la lithosphère pouvait totalement être expliquée sans faire intervenir de force horizontale (flambage). WATTS et TALWANI (1974) remarquent aussi que les bombements de faible amplitude, sans force de compression horizontale, précèdent des arcs flanqués de bassins marginaux. De fait, l'ensemble de la région semble être en extension comme en témoignent la présence de fossés arrière-arc (DUBOIS *et al.*, 1975a) ou celle à l'ouest de la Nouvelle-Calédonie, d'une faille lithosphérique à "bord libre" (TISSEAU, 1979).

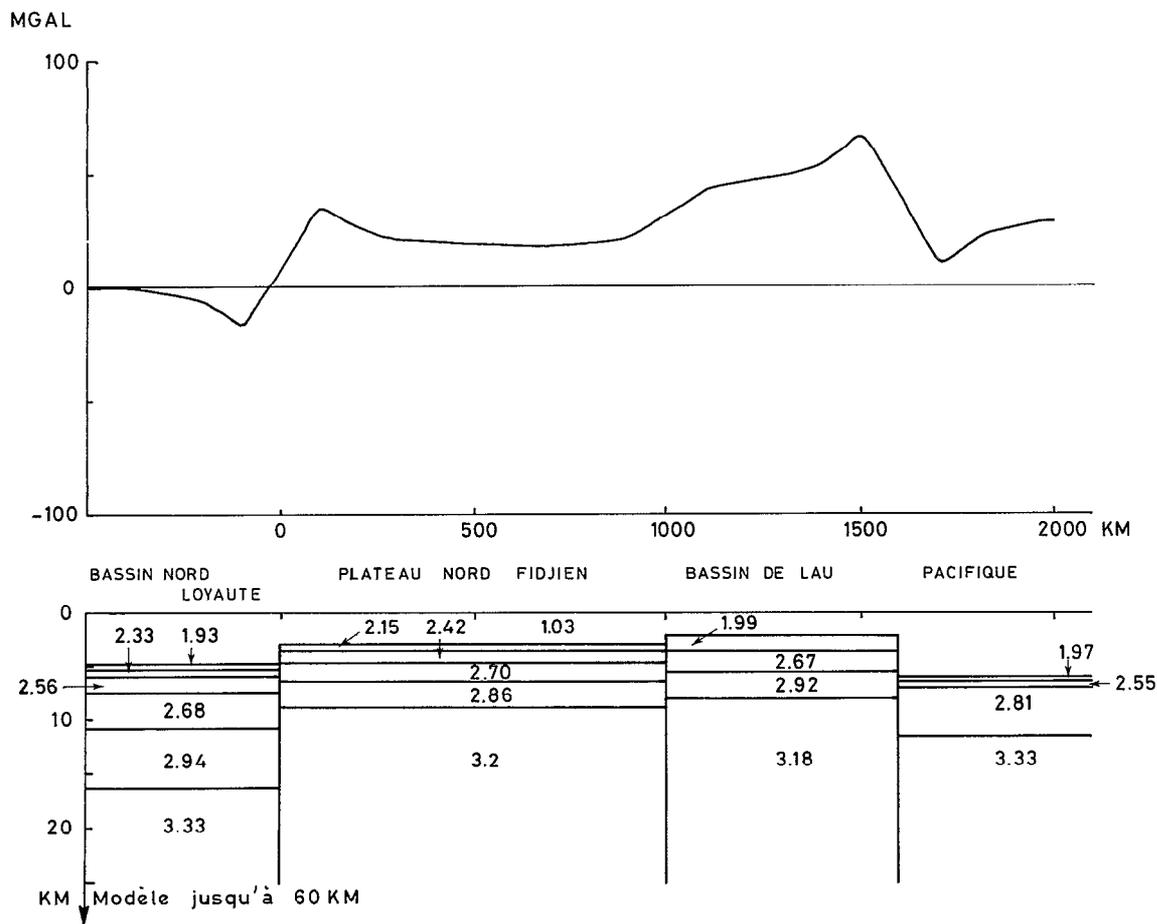


Fig. VIII-31 - Modèle gravimétrique des bassins marginaux.

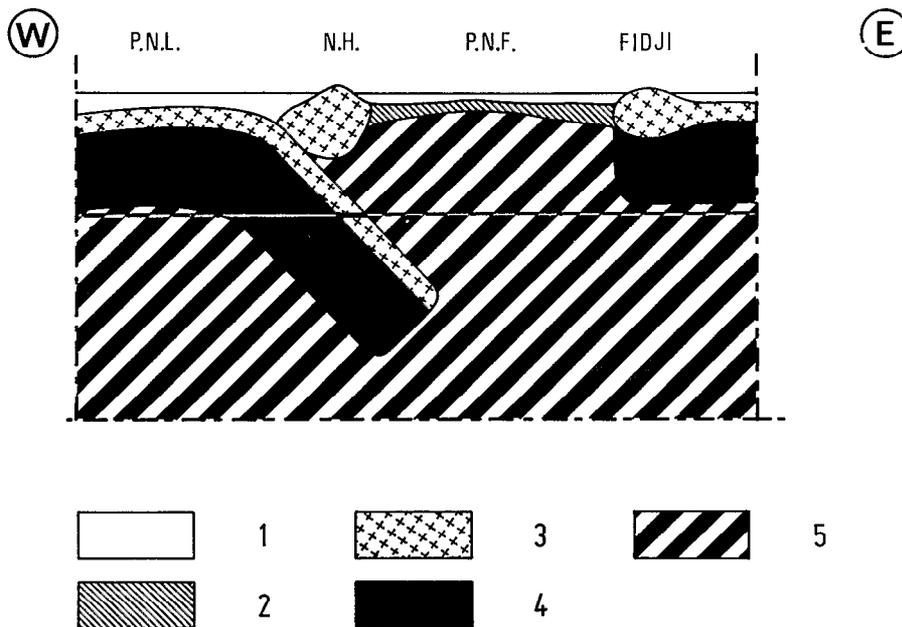


Fig. VIII-32 - Schéma du modèle qualitatif. 1 = eau ; 2 = jeune lithosphère océanique ; 3 = croûte ; 4 = manteau supérieur ; 5 = asthénosphère.

Ceci nous conduit au schéma interprétatif de la figure VIII-32 qui est caractérisée par l'enfoncement d'une lithosphère au sein d'une asthénosphère moins dense, avec remontée de cette dernière au niveau du bassin marginal. Ce modèle est déséquilibré sur le plan mécanique puisque des forces non compensées subsistent.

Extension des conclusions

L'étude menée ci-dessus n'a concerné qu'une coupe de l'ensemble Nouvelle-Hébrides - plateau Nord-Fidjien. On peut s'interroger sur la généralité d'un tel modèle le long de l'arc ainsi qu'aux Tonga.

L'anomalie due à la lithosphère subductée est marquée par un gradient sur le plateau Nord-Fidjien. Nous étudions l'évolution de ce paramètre en fonction de la latitude c'est-à-dire le long de l'arc des Nouvelles-Hébrides sur la figure VIII-33. Sa décroissance vers le nord est nette mais paradoxale. La lithosphère subductée est plus longue au nord de l'arc qu'au sud (voir Chap. II-6) et plus vieille donc plus dense (voir Chap. IX) : l'effet gravimétrique aurait dû être plus fort.

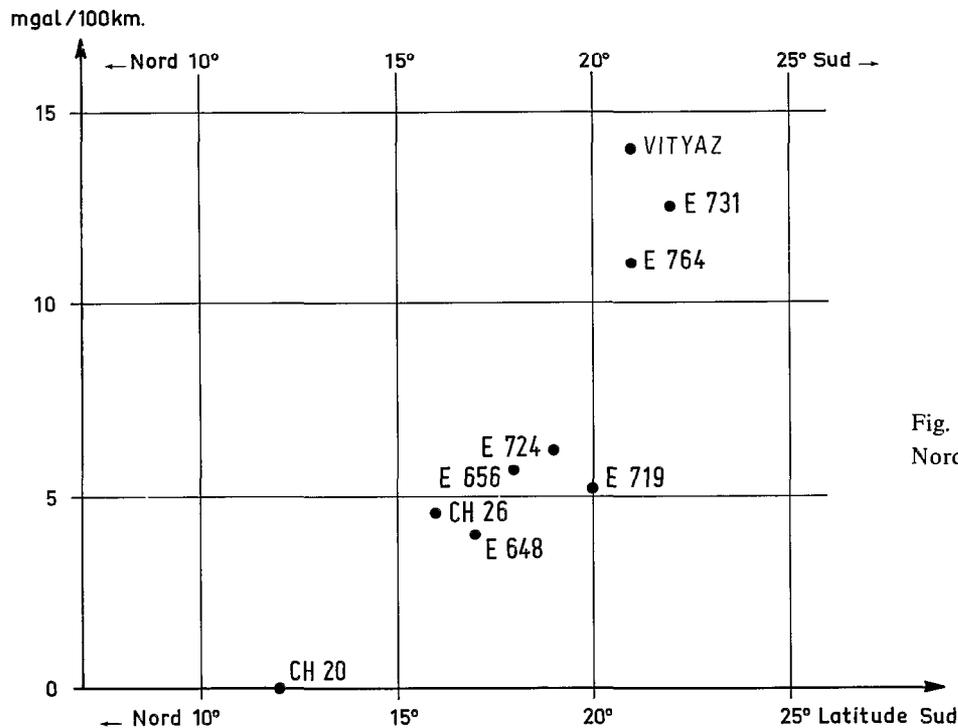


Fig. VIII-33 - Gradient sur le plateau Nord-Fidjien = f (latitude).

En ce qui concerne les Tonga, la disponibilité d'un seul profil de réfraction sur le bassin de Lau rend impossible une étude comparable à celle sur les Nouvelles-Hébrides. On peut néanmoins remarquer que la situation y est radicalement différente :

- le bombement de la lithosphère crée un effet gravimétrique suffisant pour rendre compte de l'anomalie positive externe (voir Chap. V-4) ;
- bien que le gradient observé sur le bassin de Lau soit négatif à partir de l'arc vers le bassin marginal, la pente est de même sens que la bathymétrie. Si les couches sous-jacentes sont parallèles au fond bathymétrique, l'ensemble du gradient est expliqué. Si ce n'est pas le cas, le contraste de densité entre l'eau et les sédiments étant de toute façon fort, l'effet de plaque plongeante est inférieur à celui observé sur l'arc néo-hébridais, alors même que la lithosphère plongeante y est à la fois plus longue et plus vieille donc avec un excès de masse supérieur. Il y a là de nouveau contradiction.

Le seul paramètre qui nous a semblé distinguer le sud des Nouvelles-Hébrides à la fois du nord de l'arc et des Tonga, est sa jeunesse (voir Chap. II-6).

Si l'anomalie est visible sur un arc jeune seulement, cela signifie qu'une certaine compensation de la lithosphère plongeante intervient avec le temps. Ce phénomène pourrait avoir fonctionné dans le nord des Nouvelles-Hébrides qui ont déjà joué dans le passé, le rôle d'arc insulaire, comme les Tonga.

Si la nature exacte du mécanisme est inconnue, certaines compensations mécaniques interviennent. Avant l'initiation d'une subduction, la zone se trouve dans un état d'équilibre instable caractérisé par une lithosphère plus dense que l'asthénosphère sur laquelle elle "flotte". Lors de la rupture de cet équilibre et du début de l'enfoncement de la lithosphère, un excès de masse apparaît. Celui-ci tend à être compensé par l'apparition de la fosse qui provoque un déficit de masse, par la construction, au-dessus de la subduction du bourrelet de l'arc par diminution de la densité et par l'apparition du bassin marginal qui remplace en surface de la lithosphère vieille par du matériau jeune.

Il s'agit là de compensation mécanique et non gravimétrique. On peut remarquer en effet, que la création du bourrelet de l'arc comme l'ouverture du bassin marginal induisent des anomalies positives, comme d'ailleurs l'excès de masse dû à l'enfoncement de la lithosphère.

Il est à noter que dans le sud des Nouvelles-Hébrides, la longueur de la zone de Benioff est comparable à la distance qui sépare les anomalies $2'$ qui marquent l'âge de la réorientation de l'expansion, comme s'il y avait eu, depuis cet âge, échange de matière de surface. Dans un tel mécanisme, il est concevable que le flux d'asthénosphère soit de plus en plus freiné par l'enfoncement de la plaque, provoquant ainsi un tarissement du matériau et l'arrêt de l'expansion. Le caractère intermittent de l'activité des bassins pourrait ainsi trouver une solution. Ces réflexions ne sont basées que sur l'observation du sud du bassin Nord-Fidjien dans ses relations avec la subduction néo-hébridaise. Le fossé du Havre ne saurait être expliqué par un tel mécanisme.

CONCLUSION

Les bassins marginaux sont des structures d'expansion et leur mécanisme semble identique à celui mis en oeuvre au niveau des dorsales océaniques. Seul le faible nombre de données avait masqué ce fait à certains auteurs. L'augmentation du nombre de profils disponibles permet d'en reconnaître les caractéristiques. Sur le plateau Nord-Fidjien, la profondeur est voisine de celle des crêtes de dorsale, le flux de chaleur est élevé et irrégulier et le manteau supérieur atténué fortement les ondes de cisaillement, la couverture sédimentaire augmente de part et d'autre d'un bombement entaillé d'un rift très modeste, comme le laisse prévoir la vitesse élevée d'expansion. Le fait le plus spectaculaire est peut-être l'homogénéité des anomalies magnétiques qui dessinent un réseau régulier et symétrique. On peut d'ailleurs remarquer la quasi-absence de faille transformante. Un même changement d'opinion est intervenu aussi sur le fossé des Mariannes dès que la densité de profils a été suffisante (HUSSONG, communication personnelle, 1980).

La structure crustale présente des ressemblances et des singularités par rapport à celle de la croûte océanique. Elle est caractérisée par une couche 2 A à vitesse 2.5 - 3.5 km/s surmontant un ensemble à vitesse croissante jusqu'à 5 km/s, sans qu'on puisse réellement y identifier des niveaux cohérents. Au-dessous, s'étend une couche à vitesse de l'ordre de 6-7 km/s identifiée ici à la couche 3. Il faut remarquer que ces valeurs sont inférieures à celles rencontrées sur la croûte océanique standard et qu'elles augmentent nettement avec l'âge de la structure. Il en est de même de la vitesse du manteau supérieur qui atteint 7.6 - 7.8 km/s vers 5 millions d'années. Ces faits sont semblables à ceux rencontrés sur les dorsales actives, avec peut-être quand même des vitesses plus faibles sur les bassins marginaux. Ces couches s'épaississent quand on s'éloigne du centre d'expansion.

L'anomalie gravimétrique est la somme de deux effets :

- effet de jeunesse : le manteau asthénosphérique chaud, moins dense que la lithosphère, a tendance à s'élever et par conséquent il crée une anomalie gravimétrique positive. Cette anomalie est temporaire

et, après l'arrêt de l'expansion, le bassin marginal se refroidit, se contracte, s'approfondit et l'anomalie redescend vers zéro, comme par exemple dans le bassin Sud-Fidjien ;

- effet de lithosphère subductée : c'est la présence du gradient de l'anomalie qui nous conduit à introduire un tel effet. La présence de celui-ci renforce l'idée que les bassins actifs sont liés à un "slab" en excès de densité. L'anomalie résulte de l'excès de masse de la lithosphère subductée.

Bien que les deux effets créent des anomalies positives, ils témoignent de déséquilibres thermiques : le bassin marginal parce qu'il est plus chaud et la lithosphère subductée parce qu'elle est plus froide. Les deux anomalies sont donc temporaires et se résolvent par équilibre thermique. L'effet gravimétrique de la lithosphère plongeante semble se compenser avec l'âge pour disparaître.

Mais au-delà de ces conclusions, un certain nombre de remarques peuvent être élaborées :

- Alors que les subductions mettent en oeuvre la lithosphère dans un mouvement de pliage et donc impliquent des efforts importants, les bassins marginaux au contraire sont le siège d'expansion, c'est-à-dire mettent en mouvement l'asthénosphère, à des niveaux d'énergie bien moindre. Ce sont donc bien ces derniers qui servent de mécanisme régulateur à la subduction, véritablement de "bouche-trou".

- Il semble que les conditions de densité, d'épaisseur de lithosphère plongeante, de viscosité de l'asthénosphère, des mouvements qui l'animent tendent à déterminer une vitesse de plongement intrinsèque. La comparaison de cette vitesse avec la vitesse de convergence des plaques doit fixer le régime de la subduction, c'est-à-dire extensive ou compressive.

PERSPECTIVES

Un certain nombre de problèmes ont été éclairés dans ce chapitre mais certains restent incomplètement réglés alors que d'autres n'ont pas été abordés. Entre dans la première catégorie l'aspect géographique, ce travail repose sur l'examen de profils limités au sud de la zone. Il faut l'étendre au nord. Notamment, poursuivre l'analyse des anomalies magnétiques du plateau Nord-Fidjien et du bassin de Lau et de leur liaison au nord de Fidji. La sismicité mérite d'être réétudiée à la lumière des anomalies magnétiques. Il a été montré dans le paragraphe réfraction l'importance de la réalisation de profils à l'est de la zone d'expansion pour tester la symétrie de la structure du plateau. Il est aussi capital de réaliser au moins un profil sur le bassin de Lau dans le but de mesurer les pendages des couches et de pouvoir déterminer le gradient gravimétrique résiduel.

Par ailleurs, les bassins marginaux offrent un terrain où l'histoire s'enregistre et s'étale alors que sur les arcs insulaires les témoins s'agglomèrent et se masquent mutuellement. Toute tentative de reconstruction passe donc par l'étude des bassins. De plus, ils sont créés par un mécanisme unique, sinon simple, et leur morphologie relativement monotone, est la garantie d'une moindre complexité. Il est donc possible de s'en servir comme point d'observation pour des phénomènes plus profonds ; comme la plaque subductée.

L'étude des différences avec les zones d'expansion océaniques doit être poursuivie et notamment par plongée. Les données de flux de chaleur disponibles laissent présager une activité hydrothermale intense et peut-être des minéralisations intéressantes.

L'étude de l'effet gravimétrique de la plaque plongeante et des mécanismes de compensation par l'étude de la variation longitudinale de cet effet et celle, comparative avec d'autres arcs, doivent être menées. Alors seulement pourront être étudiées les anomalies résiduelles à grande longueur d'onde, qui nous renseigneront sur les mouvements de convection.

CHAPITRE IX

**ÉTUDE DES BASSINS MARGINAUX FOSSILES
DU SUD-OUEST PACIFIQUE :
BASSIN NORD-D'ENTRECASTEAUX, BASSIN
NORD-LOYAUTÉ, BASSIN SUD-FIDJIEN**

**ÉTUDE DES BASSINS MARGINAUX FOSSILES
DU SUD-OUEST PACIFIQUE :
BASSIN NORD-D'ENTRECASTEAUX, BASSIN
NORD-LOYAUTÉ, BASSIN SUD-FIDJEN**

Par André LAPOUILLE

SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE

Les bassins Nord-d'Entrecasteaux, Nord-Loyauté et Sud-Fidjien sont trois bassins situés sur la marge orientale de la plaque Indo-australienne avant sa rencontre avec la plaque Pacifique au niveau des zones de subduction des Nouvelles-Hébrides et de Tonga-Kermadec (Fig. IX-1). Ils ne sont l'objet d'aucune sismicité actuelle et apparaissent donc comme des bassins marginaux rémanents ou fossiles.

Leurs superficies respectives sont d'inégale importance. Les deux premiers ont une superficie relativement faible par rapport à celle d'autres bassins marginaux tandis que le troisième totalise une surface d'environ 1 million de kilomètres carrés et représente ainsi le plus vaste bassin de la région après celui de la mer de Tasman.

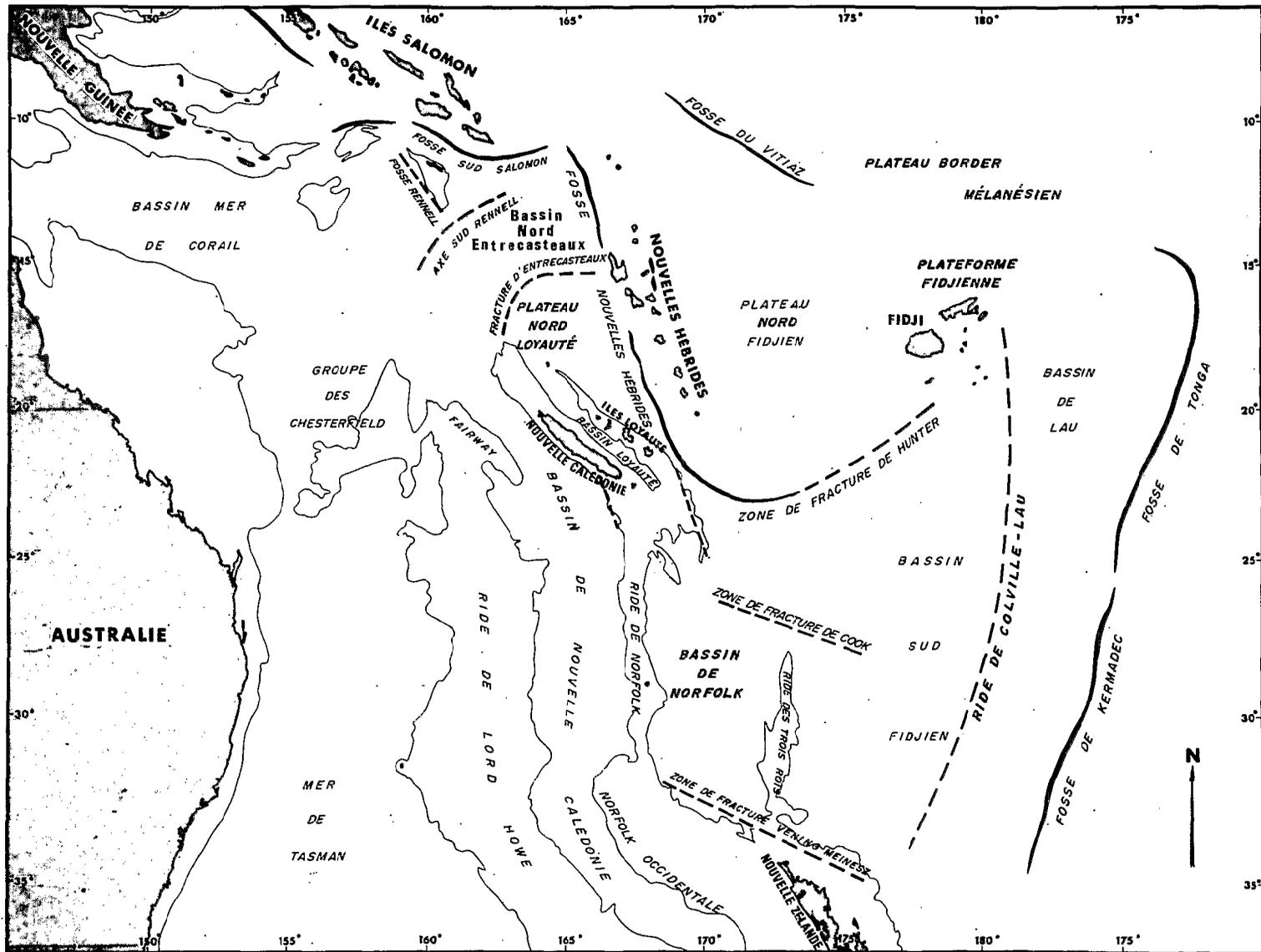


Fig. IX - 1. Plan de situation schématique régional.

Le bassin Nord-Loyauté (Fig. IX-2), à peu près triangulaire, est limité par la chaîne des Loyauté au sud-ouest, la zone d'Entrecasteaux au nord et la fosse des Nouvelles-Hébrides à l'est, tandis que le bassin Nord-d'Entrecasteaux prolonge le précédent au nord et à l'ouest de la zone d'Entrecasteaux jusqu'à la zone de fracture de Rennell.

Le bassin Sud-Fidjien (Fig. IX-3), quant à lui, est subdivisé en deux parties, la plaine abyssale de Minerve au nord et la plaine abyssale de Kupe au sud, séparées l'une de l'autre par une ligne de hauts-fonds situés dans le prolongement est de la zone de fracture de Cook. Ses limites sont la ride de Lau-Colville sur son bord est, la plate-forme fidjienne et la zone de Hunter au nord-est, le prolongement sud de la fosse des Nouvelles-Hébrides au nord-ouest et enfin à l'ouest le prolongement sud de la chaîne des Loyauté qui borde la plaine abyssale de Minerve tandis que la ride des Trois Rois borde la plaine abyssale de Kupe.

Pendant la position tectonique de ces bassins diffère. Alors que le bassin Nord-d'Entrecasteaux et le bassin Nord-Loyauté sont situés sur la marge de la plaque Indo-australienne plongeant sous la plaque Pacifique au niveau de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides, le bassin Sud-Fidjien est situé sur la marge de la même plaque Indo-australienne sous laquelle plonge la plaque Pacifique au niveau de la zone de subduction de Tonga-Kermadec.

ENVIRONNEMENT

La zone de fracture de Rennell

La zone de fracture de Rennell, ou axe Sud-Rennell, ou fossé Sud-Rennell, qui limite au nord-ouest le bassin Nord-d'Entrecasteaux (Fig. IX-1 et 2), a été interprétée par PACKHAM (1973) et TERRILL (1975) comme une zone de fracture associée à l'ouverture du bassin de la mer de Tasman au Paléocène. LANDMESSER (1974) et LANDMESSER *et al.* (1975) l'ont interprétée soit comme une faille transformante qui se serait formée durant le développement du bassin de la mer de Corail et du bassin des Nouvelles-Hébrides (ou bassin Nord-d'Entrecasteaux-Nord-Loyauté) à l'Eocène, soit comme le résultat de la relocalisation de la frontière de la plaque Indo-Pacifique qui se serait produite au début de l'Oligocène après l'obduction du manteau supérieur en Nouvelle-Calédonie. Quant à LARUE *et al.* (1977), ils ont interprété cette structure comme un centre d'expansion fossile qui aurait été actif à l'Oligocène.

La zone d'Entrecasteaux

La zone d'Entrecasteaux, qui marque la limite entre les bassins Nord-Loyauté et Nord-d'Entrecasteaux (Fig. IX-1 et 2), est soulignée par des massifs sous-marins au relief important (LUYENDYK *et al.*, 1974). Structuralement complexe, elle a été interprétée comme la terminaison vers le nord et l'est de la subduction affectant, à l'Eocène, l'ensemble Nouvelle-Calédonie - îles Loyauté (DANIEL *et al.*, 1977). Une nouvelle approche pétrologique et géochronologique des problèmes posés par cette zone (voir Chap. X) apporte quelques résultats importants, en particulier en ce qui concerne les volcanites draguées, qui s'avèrent présenter la plupart des caractères des tholéïtes de plancher océanique, et dont l'âge s'échelonne entre 56 et 36 M.A.. Enfin GOULA (1978) remarque que le manteau supérieur, sous la zone d'Entrecasteaux, est caractérisé par une faible vitesse des ondes S entre 150 et 350 kilomètres de profondeur, alors qu'entre 50 et 150 kilomètres cette vitesse paraît normale.

La chaîne des Loyauté

La chaîne des Loyauté, qui limite à l'ouest le bassin Nord-Loyauté et la partie nord du bassin Sud-Fidjien (Fig. IX-1, 2 et 3), est vue, par la sismique réflexion, comme un ensemble de deux rides, confondues à leur base, qui entourent un bassin perché central et dont la couverture sédimentaire est très mince (DUBOIS *et al.*, 1974b) : cette couverture sédimentaire varie de 0.2 à 0.6 s.t.d. (seconde temps-double) sauf dans le bassin interne où elle peut atteindre 1.2 s.t.d. (RAVENNE *et al.*, 1973).

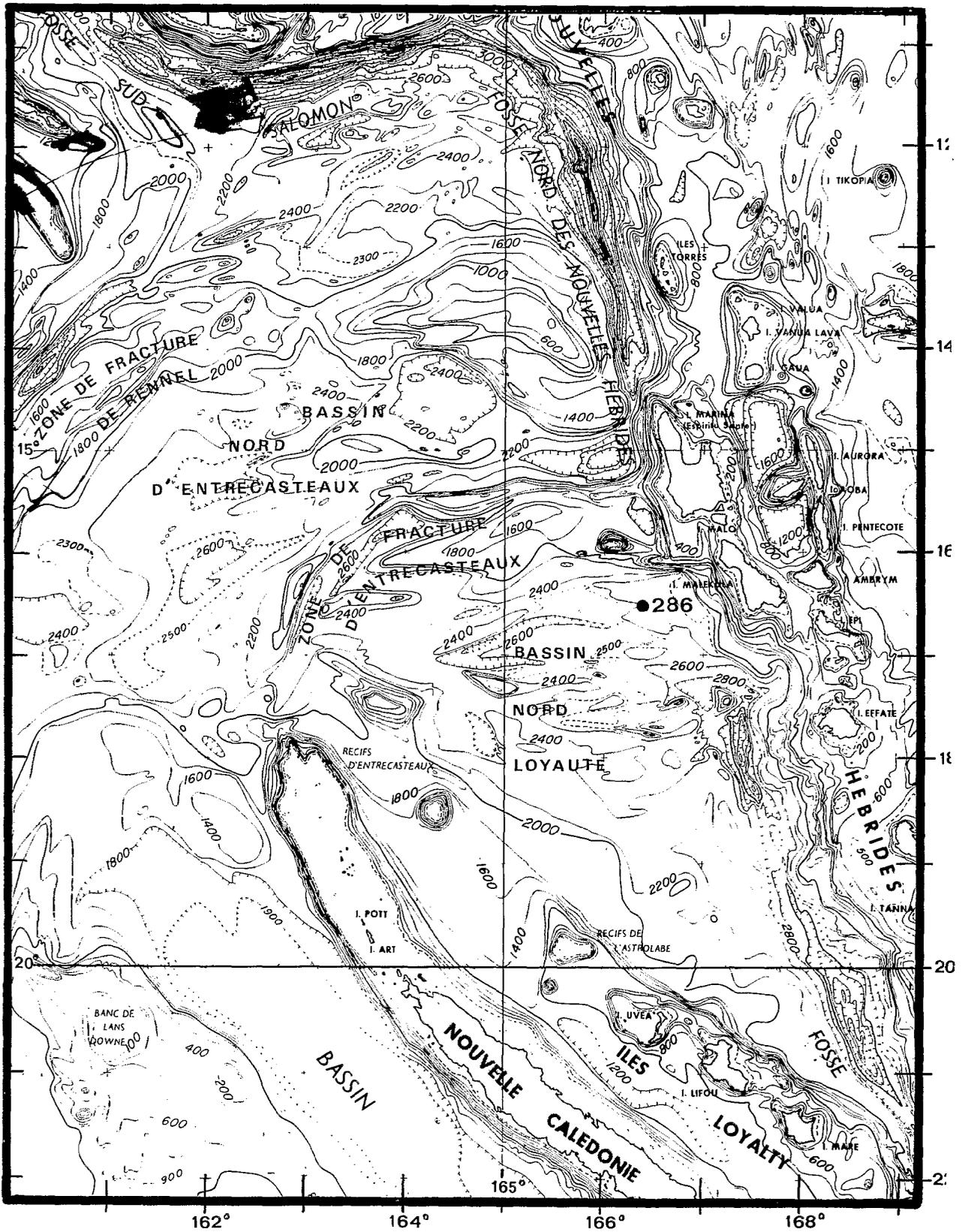


Fig. IX - 2. Bathymétrie des bassins Nord-Entrecasteaux et Nord-Loyauté et de leur environnement. (Extrait de la carte bathymétrique régionale de la Scripps Institution of Oceanography; isobathes en brasses) avec localisation du forage JOIDES 286.

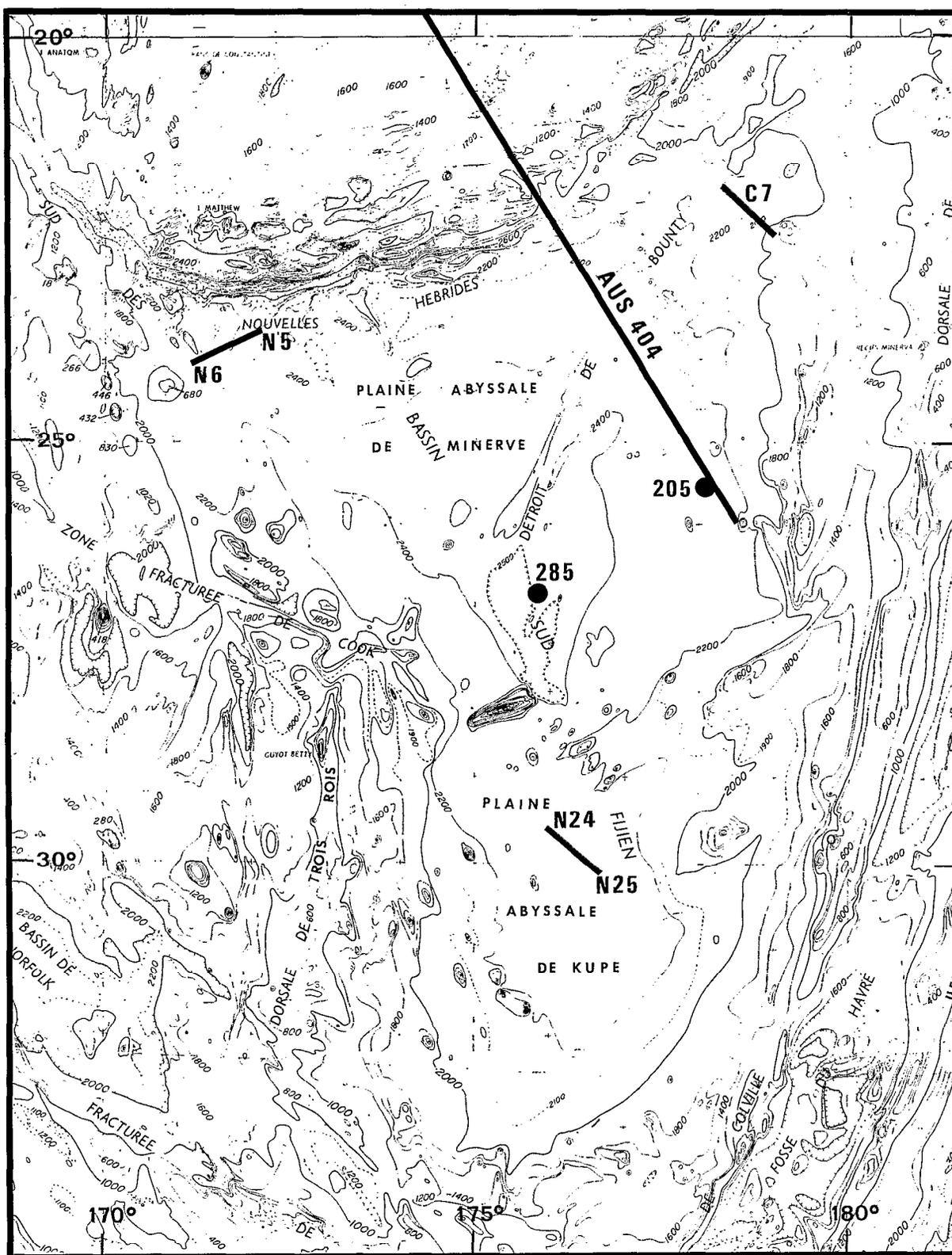


Fig. IX - 3. Bathymétrie du bassin Sud-Fidjien (extrait de la carte bathymétrique régionale de la S.I.O. ; isobathes en brasses) avec localisation des forages JOIDES 205 et 285, des sondages de sismique réfraction de la S.I.O et du profil AUS 404.

Le caractère volcanique de cette chaîne a été mis en évidence par des études pétrographiques qui montrent que les îles Loyauté, émergences de la chaîne sous-marine qui s'étire de la zone d'Entrecasteaux au nord à la zone de fracture de Cook au sud (Fig. IX-1), sont d'anciens volcans coiffés de calcaires coralliens du Pléistocène (KOCH, 1958b ; CHEVALIER, 1968 ; BAUBRON *et al.*, 1976). Le substratum volcanique n'affleure qu'à l'île de Maré, dans le lagon fossile, sous la forme de trois pointements de faible relief et de superficie restreinte. Ces affleurements sont composés de basaltes alcalins à olivine auxquels une datation par la méthode Potassium-Argon avait attribué un âge de 29 ± 4 M.A. (CHEVALIER, 1968) alors que des mesures radiométriques plus récentes et plus nombreuses ont déterminé un âge de 10 ± 1 M.A. (BAUBRON *et al.*, 1976). Compte-tenu de la position sommitale de ces formations, elles représentent sans doute les dernières manifestations volcaniques de ces appareils. On a en outre observé dans l'île de Maré des cinérites et tufs bréchiques altérés au fond d'excavations karstiques profondes de 20 à 30 mètres (KOCH, 1958b).

Les mesures marines et aériennes du champ magnétique terrestre mettent en évidence le caractère volcanique du socle de cette chaîne qui induit une anomalie magnétique positive régionale de l'ordre de 500 gammas et de longueur d'onde égale à la largeur de la chaîne, soit environ une centaine de kilomètres. Cette signature magnétique est celle d'un corps allongé uniformément aimanté et montre l'enracinement profond de la chaîne des Loyauté dans le socle environnant. Un modèle géologique de la chaîne permet de rendre compte des anomalies observées en utilisant une susceptibilité magnétique de 6.10^{-3} u.e.m.c.g.s. (LAPOUILLE, 1974, 1977), ordre de grandeur de la susceptibilité des roches basaltiques ; cette susceptibilité est d'ailleurs celle qui a été mesurée sur des échantillons prélevés sur l'île de Maré.

Dans un modèle géologique déduit des mesures du champ de pesanteur sur les îles Loyauté on a attribué une densité de 2.75 à 2.80 g/cm³ au socle subaffleurant de ces îles (COLLOT and MISSEGUE, 1977a), valeur qui représente une densité moyenne des roches extrusives.

L'épaisseur de la croûte sous la chaîne des Loyauté a été trouvée de 20 ± 2 kilomètres par interprétation de la mesure des temps de propagation des ondes de Rayleigh (DUBOIS, 1969), valeur à peu près confirmée par les mesures de gravimétrie qui admettent une épaisseur de 24 kilomètres (COLLOT and MISSEGUE, 1977a, 1977b). Cette épaisseur de croûte est celle que l'on trouve généralement sous les arcs insulaires, qu'ils soient actifs ou fossiles.

Les enregistrements de sismique-réflexion marine concluent à une certaine hétérogénéité morphologique de la chaîne des Loyauté qui est parcourue sur toute sa longueur par une grande faille-flexure (DUBOIS *et al.*, 1974b). De même les mesures du champ magnétique avec une maille fine sur les îles Loyauté concluent à une hétérogénéité magnétique dans le détail. On peut donc penser qu'il y a eu plusieurs phases dans l'histoire géologique de la chaîne, l'âge de 10 M.A. donné précédemment marquant vraisemblablement le dernier stade des éruptions volcaniques qui ont contribué à son édification (BAUBRON *et al.*, 1976). Les cartes aéromagnétiques au-dessus des îles montrent les isanomaies allongées généralement suivant la direction NW-SE, reflétant la direction structurale de la chaîne et sa subdivision selon des accidents suivant son élongation générale (LAPOUILLE, 1974).

En outre ces mêmes cartes aéromagnétiques montrent un fort gradient horizontal, 75 γ / km, sur la côte sud-ouest des îles, alors qu'il est inférieur à 20 γ / km, sur la côte nord-est. Cela traduit sans doute la pente de la chaîne qui émerge du bassin des Loyauté, au sud-ouest, suivant une pente d'une vingtaine de degrés alors qu'elle n'est que de 6 à 7 degrés vers le bassin Nord-Loyauté, au nord-est (LAPOUILLE, 1974). Les résultats de sismique-réfraction (SHOR *et al.*, 1971 ; IBRAHIM *et al.*, 1979 ; voir Chap. XII-4) montrent que le toit du socle magnétique se trouve approximativement à 8 kilomètres sous la surface de la mer dans le bassin des Loyauté alors que dans le bassin Nord-Loyauté il se situe à 5 kilomètres (LAPOUILLE, 1974). C'est par une série de failles que la chaîne des Loyauté plonge sur son côté sud-ouest dans le bassin des Loyauté, bassin à structure océanique dont la croûte a une épaisseur d'une quinzaine de kilomètres et qui a été rempli d'une importante couverture sédimentaire récente (DUBOIS, 1969 ; SHOR *et al.*, 1971 ; COLLOT and MISSEGUE, 1977b ; IBRAHIM *et al.*, 1979 ; voir aussi Chap. XII).

La fosse des Nouvelles-Hébrides

La répartition des séismes montre que la fosse des Nouvelles-Hébrides, dont la profondeur atteint jusqu'à 7000 mètres et qui limite les bassins Nord-d'Entrecasteaux et Nord-Loyauté à l'est et le bassin Sud-Fidjien au nord-ouest (Fig. IX-1, 2 et 3), est la trace de la zone de subduction de la plaque Indo-australienne plongeant sous la plaque Pacifique (DUBOIS, 1969, 1971 ; PASCAL, 1974 ; voir Chap. II). Vers le sud, cette fosse semble se prolonger par une zone de fracture (voir Chap. III) créée par le glissement l'une contre l'autre des plaques Indienne et Pacifique à cause de leurs sens de dérive opposés, et par l'ouverture actuelle du plateau Nord-Fidjien à partir d'un axe d'expansion situé à peu près le long du méridien 173° 30'E (voir Chap. VIII). Cette zone de fracture qui se poursuit vers le nord-est jusqu'à la plate-forme fidjienne est définie par une topographie très abrupte et perturbée mais son activité sismique est très faible.

La ride de Lau-Colville

La ride de Lau-Colville, qui limite le bassin Sud-Fidjien à l'est (Fig. IX-1 et 3), est une vaste chaîne sous-marine affleurant sous la forme d'anciens volcans et se terminant au nord dans la plate-forme fidjienne (voir Chap. V-1).

La ride des Trois Rois

La ride des Trois Rois, qui marque la limite occidentale de la partie sud du bassin Sud-Fidjien (Fig. IX-1 et 3), est une chaîne sous-marine dont le caractère volcanique a été mis en évidence par sa signature magnétique : de même que la chaîne des Loyauté, elle induit une anomalie magnétique positive de plusieurs centaines de gammas en amplitude et dont la longueur d'onde est égale à la largeur de la chaîne (LAPOUILLE, 1977, 1978). Le décrochement bathymétrique que constitue la zone de fracture de Cook semble relier l'une à l'autre ces deux rides volcaniques.

STRUCTURE SUPERFICIELLE

Bathymétrie et morphologie

Les bassins Nord-d'Entrecasteaux, Nord-Loyauté et Sud-Fidjien sont les zones les plus profondes de la partie orientale du Sud-Ouest Pacifique ; la profondeur atteint par endroits 5 kilomètres. C'est d'ailleurs par leur bathymétrie, contrastant d'une façon abrupte avec les structures qui les entourent, que ces bassins sont d'abord définis.

Bassin Nord-d'Entrecasteaux

Le bassin Nord-d'Entrecasteaux (Fig. IX-2) est défini par l'isobathe 4000 mètres qui le montre orienté E-W dans sa partie est et NE-SW dans sa partie ouest, épousant la forme générale des structures qui l'entourent, les zones de fracture de Rennell et d'Entrecasteaux. Sa partie centrale a une profondeur à peu près uniforme de 4000 à 5000 mètres.

Bassin Nord-Loyauté

Le bassin Nord-Loyauté (Fig. IX-2 et 4) atteint rapidement une profondeur de plus de 3000 mètres au pied de la chaîne des Loyauté. Dans ses parties ouest et centrale, la profondeur du bassin varie de 3500 à 4500 mètres tandis qu'elle atteint 4500 à 5000 mètres dans ses parties est et nord, en regard des Nouvelles-Hébrides ou de la zone d'Entrecasteaux. Le bassin Nord-Loyauté présente ainsi une profondeur croissant du sud-ouest vers le nord et l'est.

Ses lignes de relief semblent par ailleurs épouser les directions des structures qui le limitent : NW-SE dans sa partie sud-ouest parallèlement à la chaîne des Loyauté, NNW-SSE dans sa partie est comme la fosse et la chaîne des Nouvelles-Hébrides, enfin ENE-WSW dans sa partie nord comme la zone d'Entrecasteaux.

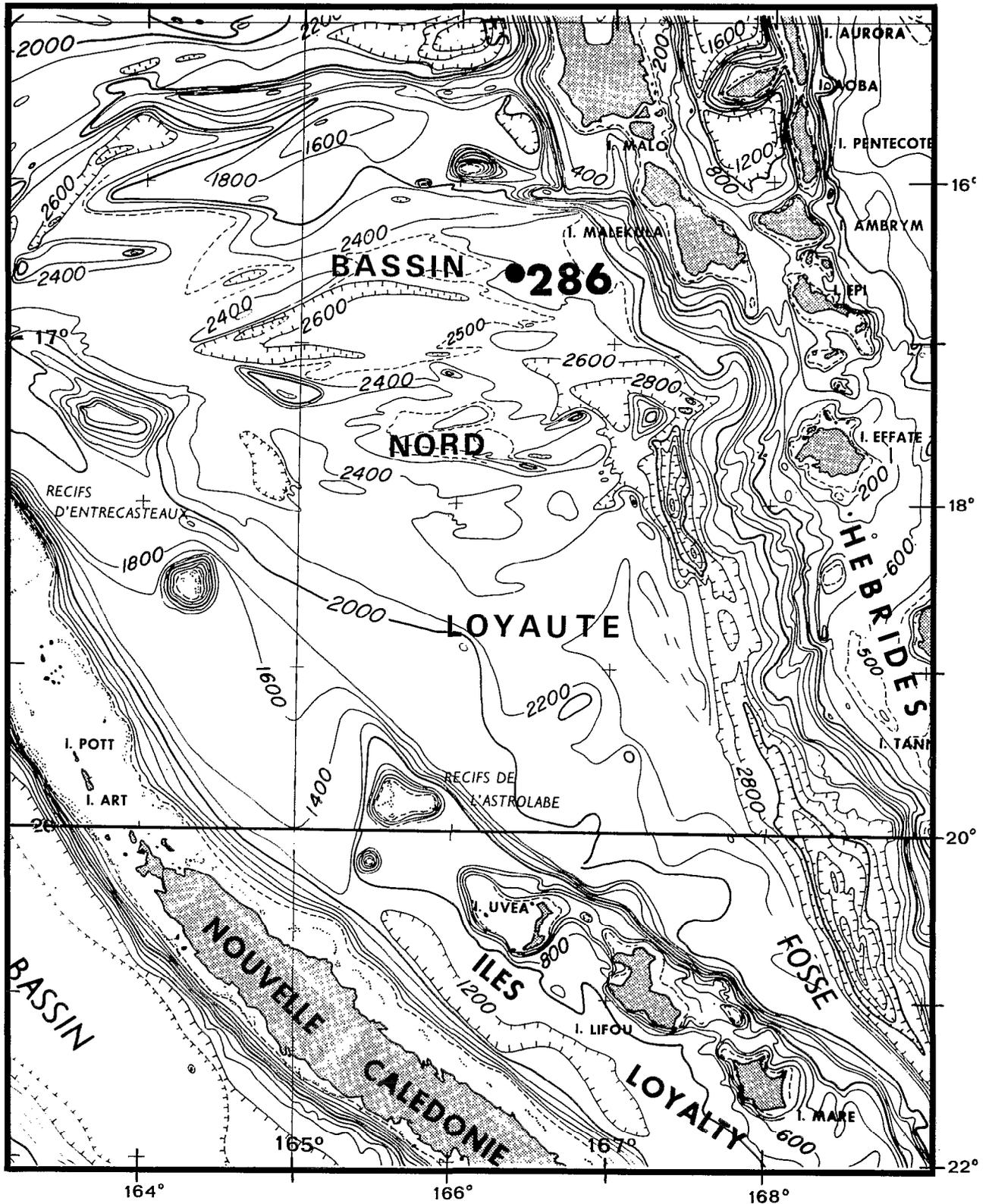


Fig. IX - 4. Bathymétrie du bassin Nord-Loyaute (extrait de la carte bathymétrique régionale de la S.I.O. ; isobathes en brasses) avec localisation du forage JOIDES 286.

Morphologiquement, le bassin Nord-Loyauté joint la chaîne des Loyauté à la fosse des Nouvelles-Hébrides par une succession de blocs faillés, ou panneaux effondrés, dont l'inclinaison est opposée à la pente générale (LAPOUILLE et RAVENNE, 1972 ; RAVENNE *et al.*, 1973).

Bassin Sud-Fidjien

La limite du bassin Sud-Fidjien (Fig. IX-3) est aussi la ligne des 4000 mètres. En effet, en deçà de cette isobathe, la profondeur diminue rapidement vers les rides qui bordent le bassin à l'ouest, à l'est et au nord-est, ou augmente rapidement vers la fosse des Nouvelles-Hébrides au nord-ouest.

La profondeur de la majeure partie du bassin Sud-Fidjien est comprise entre 4000 et 5000 mètres. Elle est légèrement supérieure à 4500 mètres dans la partie centrale de la plaine abyssale de Minerve. Cette isobathe de 4500 mètres, outre qu'elle dessine le centre de la plaine de Minerve, s'étire vers le nord-ouest, en direction du bassin Nord-Loyauté, ce qui tendrait à montrer que l'âge du bassin Sud-Fidjien croît vers le nord-ouest.

Ce bassin présente donc sur toute sa superficie une profondeur relativement uniforme de 4 à 5 kilomètres. Sa profondeur moyenne est cependant légèrement dépassée par celles des bassins Nord-Loyauté et surtout Nord-d'Entrecasteaux.

Géothermie

Quelques mesures de flux de chaleur ont été effectuées dans les bassins étudiés.

Alors qu'au nord de la zone d'Entrecasteaux la valeur moyenne est de $1.32 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$ (MACDONALD *et al.*, 1973) ou $1.86 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$ (HALUNEN and VONHERZEN, 1973), au sud de la zone d'Entrecasteaux le flux géothermique présente une valeur moyenne de $2.81 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$ (MACDONALD *et al.*, 1973). On peut sans doute trouver l'explication de cette dernière valeur, a priori anormalement élevée, dans l'activité volcanique récente, 10 M.A., des îles Loyauté.

La partie nord du bassin Sud-Fidjien, ou plaine abyssale de Minerve, a fait aussi l'objet de quelques mesures de flux géothermique. Seize mesures ont été publiées (SCLATER *et al.*, 1972b) qui donnent la valeur moyenne de $0.98 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$. Sur ces 16 mesures, 4 sont relatives à la partie nord-ouest du bassin, donnant une valeur moyenne, très basse, de $0.43 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$ et tendant à montrer là encore l'âge plus ancien de cette partie du bassin ; 11 mesures ont été effectuées dans la partie nord-est du bassin où elles indiquent un flux thermique moyen de $1.13 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$, et enfin une mesure réalisée sur le bord est de la ride des Trois Rois, près de la zone de fracture de Cook (28.5°S , 173.5°E), donne un flux de $1.51 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$.

Ces faibles valeurs du flux thermique dans le bassin Sud-Fidjien, en même temps que les grandes profondeurs observées, permettent d'attribuer à ce bassin un âge ancien. Le flux de chaleur moyen y est même inférieur à celui que l'on attendrait d'un bassin à une telle profondeur (SCLATER, 1972).

COUVERTURE SÉDIMENTAIRE ET STRUCTURE DE LA CROUTE ET DU MANTEAU SUPÉRIEUR

Bassin Nord-d'Entrecasteaux - Nord-Loyauté

Le fond des bassins Nord-d'Entrecasteaux et Nord-Loyauté est constitué d'une couche sédimentaire généralement mince, excepté en bordure immédiate de la chaîne des Loyauté. Un profil de sismique-réflexion dans les parties centrale et est du bassin Nord-Loyauté, aux environs de 18°S , montre une épaisseur sédimentaire de 0.25 s.t.d. (LUYENDYK *et al.*, 1974).

Cette couverture sédimentaire, qui ne dépasse jamais 2 s.t.d., ou 2 kilomètres (dans la partie ouest du bassin Nord-Loyauté), repose sur un socle acoustique très réfléchissant et fortement diffractant

dans lequel la vitesse de propagation des ondes sismiques est de 5.5 km/s (LAPOUILLE et RAVENNE, 1972 ; RAVENNE *et al.*, 1973 ; DUBOIS *et al.*, 1974b). Ces caractéristiques témoignent de la nature volcanique du socle.

La profondeur du socle magnétique a été trouvée de 5 à 6 kilomètres sous la surface de la mer dans la partie ouest du bassin Nord-Loyauté (LAPOUILLE et RAVENNE, 1972 ; LAPOUILLE, 1974) où le plancher océanique est à environ 3.5 kilomètres. Cette profondeur du socle magnétique a été confirmée par deux profils de sismique-réfraction situés de part et d'autre du parallèle 167°E entre 18° et 19°S, soit à environ 65 kilomètres de l'axe de la fosse des Nouvelles-Hébrides, qui montrent la couche à 5.3 km/s à 5.5 kilomètres sous la surface de la mer (IBRAHIM *et al.*, 1979).

Le forage JOIDES 286 (ANDREWS, PACKHAM *et al.*, 1975), effectué au cours du leg 30 du "Deep Sea Drilling Project" par le Glomar Challenger et situé dans la partie nord du bassin Nord-Loyauté (16°31.92'S, 166°22.18'E) (Fig. IX-4), a atteint le socle constitué d'un gabbro intrusif dans du basalte extrusif à 649 mètres sous le fond océanique. Le socle est recouvert immédiatement par 450 mètres de dépôts volcanosédimentaires datés de l'Eocène moyen à supérieur qui ont été déformés avec lui, puis par 110 mètres de craies et boues à nanofossiles de l'Eocène supérieur à l'Oligocène supérieur qui indiquent que le socle était déjà profond à cette époque, mais au-dessus de la zone de compensation des carbonates. Ces dépôts sont surmontés eux-mêmes par 90 mètres d'argiles rouges abyssales du Miocène qui indiquent que la profondeur du socle a encore augmenté puisque les argiles rouges sont caractéristiques des fonds situés au-dessous de la zone de compensation des carbonates ; cette subsidence indiquée par la dissolution des microfossiles peut être la conséquence du refroidissement progressif de la croûte (ANDREWS, PACKHAM *et al.*, 1975). Enfin une couche à fragments de verre du Pliocène-Pléistocène recouvre superficiellement ces dépôts avec une épaisseur décroissant vers l'ouest.

La surface du socle est très fracturée (RAVENNE *et al.*, 1973). Elle est affectée en particulier de trois fractures principales de direction NW-SE parallèles à la chaîne des Loyauté (voir Chap. II-2) et très vraisemblablement liées à l'érection de cette chaîne. Il est possible aussi que le bombement lithosphérique qui affecte cette région avant son enfoncement dans la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides, mis en évidence par DUBOIS *et al.* (1974a, 1975b, 1977a,b), joue un rôle dans la fracturation du socle : c'est le cas sur d'autres plaques plongeantes, par exemple sur la plaque Nazca avant l'enfoncement de cette plaque sous la plaque sud-américaine, au niveau de la fosse du Pérou, où la croûte présente de nombreuses failles normales dans la zone de flexion maximum avant de constituer des gradins plongeant vers le fond de la fosse (PAUTOT, 1975). Enfin, au vu des enregistrements de sismique-réflexion effectués par le Glomar Challenger autour du forage 286, ANDREWS, PACKHAM *et al.* (1975) concluent à une déformation du socle du bassin qui aurait eu lieu à la fin de l'Oligocène ou au début du Miocène.

D'après un profil de gravimétrie effectué durant l'expédition NOVA de la Scripps Institution of Oceanography en 1967 dans la partie est du bassin Nord-Loyauté (à l'est de 166°E), aux environs du parallèle 18°S, montrant une valeur moyenne de l'anomalie à l'air libre de 15 à 20 mgal, SOLOMON et BIEHLER (1969) déduisent que l'épaisseur de la croûte du bassin Nord-Loyauté est celle d'une croûte océanique normale avec une valeur de 5 à 6.5 kilomètres. Par ailleurs, interprétant un profil de gravimétrie réalisé par la Gulf Oil Company en 1972 le long du 20ème parallèle, COLLOT et MISSEGUE (1977b) attribuent à cette croûte une épaisseur de 7 à 8 kilomètres. Enfin, de deux profils de sismique-réfraction effectués au voisinage de 167°E, entre 18°S et 19°S, IBRAHIM *et al.* (1979) déduisent une épaisseur de croûte de 10 kilomètres, valeur légèrement supérieure à celle d'une croûte océanique normale (WORZEL, 1974). Ils trouvent pour la couche inférieure de cette croûte une vitesse élevée, 7.0 km/s, et pour le manteau supérieur une vitesse de 8.1 km/s.

Cependant, il a été montré que le manteau supérieur du bassin Nord-Loyauté présente une grande atténuation des ondes Sn (MOLNAR and OLIVER, 1969) et des retards dans les temps de propagation des ondes P (DUBOIS, 1971) : la vitesse des ondes P est de 8.0 km/s alors qu'elle est de 8.45 km/s dans les grands bassins océaniques de la plaque Pacifique (DUBOIS *et al.*, 1973b). On a montré aussi (DUBOIS, 1968 ; GOULA, 1978) que les ondes de volume, surtout les ondes S, y ont une vitesse faible.

Néanmoins, la lithosphère conduisant bien les ondes Sn et Pn (LOUAT, comm. pers.), cette atténuation doit être le fait de l'asthénosphère comme noté par GOULA (1978) qui trouve, sous la zone de fracture d'Entrecasteaux, une faible vitesse des ondes S entre 150 et 350 kilomètres de profondeur alors qu'entre 50 et 150 kilomètres cette vitesse paraît normale.

Cette atténuation de propagation des ondes sismiques dans l'asthénosphère est attribuée à un fort pourcentage de fusion partielle. En effet la fusion partielle du matériau constituant le manteau supérieur, faisant intervenir de petites quantités d'eau (RINGWOOD, 1976), entraîne une zone à faible vitesse, une faible valeur du facteur de qualité tel qu'observé par GOULA (1978) et aussi des valeurs de flux de chaleur élevées.

Les anomalies de transmission sismique, comme d'ailleurs le flux thermique élevé, apparaissent limitées au sud de la zone d'Entrecasteaux et tendent ainsi à montrer une différence de nature du manteau supérieur entre le nord (bassin Nord-d'Entrecasteaux) et le sud (bassin Nord-Loyauté) de la zone d'Entrecasteaux. En effet la vitesse de transmission des ondes de surface et des ondes S apparaît normale au nord de la zone d'Entrecasteaux (DUBOIS, 1971) et comparable à celle d'un bassin océanique ancien ; les valeurs de flux thermique tant au nord de la zone d'Entrecasteaux que sur la zone elle-même sont basses et compatibles avec un âge de formation du bassin Nord-d'Entrecasteaux plus ancien que celui du bassin Nord-Loyauté.

Bassin Sud-Fidjien

La Scripps Institution of Oceanography a effectué trois sondages de sismique-réfraction dans le bassin Sud-Fidjien, un au nord-est lors de l'expédition CAPRICORNE en 1952, un autre au nord-ouest lors de l'expédition NOVA en 1967, enfin un troisième au sud lors de l'expédition NOVA également (SHOR *et al.*, 1971 ; Fig. IX-3).

Le sondage du nord-est, à la station C 7 (21°55'S, 178°33'E), indique, sous une profondeur d'eau de 4.1 kilomètres, une couche sédimentaire de 1.1 kilomètre à vitesse supposée 2.15 km/s surmontant successivement 2.0 kilomètres à vitesse 5.0 km/s et 7.4 kilomètres à vitesse 7.0 km/s, montrant ainsi une croûte de 10.5 kilomètres surmontant le manteau à vitesse 8.4 km/s.

Le profil du nord-ouest, entre les stations N 5 (23°32'S, 171°48'E) et N 6 (23°54'S, 170°50'E) indique respectivement, sous des profondeurs d'eau de 4.5 et 4.1 kilomètres, des épaisseurs de 0.5 et 1.1 kilomètre de sédiments à vitesse supposée 2.15 km/s surmontant le socle constitué de 2.1 et 1.2 kilomètres d'un matériau à vitesse 4.4 km/s et de 8.0 et 6.0 kilomètres d'un matériau à vitesse 6.8 km/s, montrant ainsi des épaisseurs de croûte de 10.6 et 8.3 kilomètres, soit légèrement supérieures à celle d'une croûte océanique normale ; cette croûte repose sur le manteau dont la vitesse a été trouvée égale à 8.1 km/s.

Enfin le profil du sud, entre les stations N 24 (29°30'S, 176°00'E) et N 25 (29°55'S, 176°46'E), indique, sous une profondeur d'eau de 4.3 kilomètres, une épaisseur de 1.1 ou 0.9 kilomètre de sédiments à vitesse supposée 2.15 km/s reposant sur le socle constitué de 1.3 ou 1.2 kilomètre d'un matériau à vitesse 6.0 km/s et 3.3 ou 6.2 kilomètres à vitesse 6.9 km/s, plaçant ainsi le manteau, à vitesse 8.3 km/s, sous une croûte épaisse de 6 à 8 kilomètres.

Ces sondages de sismique-réfraction s'accordent donc pour montrer une couverture de sédiments non consolidés ($v = 2.15$ km/s) épaisse d'environ 1 kilomètre sur toute la surface du bassin. Ils montrent en outre que la vitesse dans le socle est normale au nord (4.4 km/s) et supérieure au sud (6.0 km/s). De plus ils indiquent une épaisseur de croûte légèrement plus grande que dans le cas d'une croûte océanique typique en donnant à la croûte du bassin une épaisseur moyenne de 9.3 kilomètres. Enfin la vitesse dans le manteau supérieur est elle aussi légèrement plus élevée que celle d'un manteau normal.

L'observation des temps de propagation des ondes sismiques des séismes régionaux avait, auparavant, permis à OFFICER (1955) et à DUBOIS (1968) de déduire une épaisseur de croûte de 15 kilomètres pour le bassin Sud-Fidjien, valeur qui semble légèrement trop grande à la suite des résultats de sismique réfraction.

En comparant quelques rares données de gravimétrie, combinées avec les résultats de sismique-réfraction, de part et d'autre de la zone de Hunter, SOLOMON et BIEHLER (1969) ont déduit que le manteau du bassin Sud-Fidjien, jusqu'à une profondeur de 100 kilomètres, est en moyenne plus dense de 0.03 à 0.05 g/cm³ que le manteau du plateau Nord-Fidjien.

Deux forages JOIDES ont été réalisés par le Glomar Challenger dans le bassin Sud-Fidjien, l'un dans la partie est du bassin, au site 205 (25°30.99'S, 177°53.95'E) au cours du leg 21, l'autre dans la partie centrale, la plus profonde, au site 285 (26°49.16'S, 175°48.24'E) au cours du leg 30 (Fig. IX-3).

Le forage du site 205 (BURNS, ANDREWS *et al.*, 1973b) a pénétré jusqu'à 355 mètres sous 4320 mètres d'eau ; il a atteint le basalte, daté de la fin du mi-Oligocène ou plus jeune, à 337 mètres sous le fond océanique. Le forage du site 285 (ANDREWS, PACKHAM *et al.*, 1975) a pénétré à 584 mètres sous 4674 mètres d'eau. Il a atteint des roches basaltiques à 564.8 mètres, surmontées de sédiments fins contenant des débris de verre altérés du début du mi-Miocène. Ces deux forages, outre l'intérêt des datations du socle qu'ils donnent, montrent la très mince pellicule sédimentaire qui le recouvre.

Les âges déduits des forages JOIDES avaient été auparavant suggérés par KARIG (1970a) qui avait décrit le bassin Sud-Fidjien comme un bassin marginal inactif formé par extension entre la ride des Loyauté - ride des Trois Rois et l'arc insulaire des Tonga-Kermadéc durant la première moitié du Tertiaire. En fait le mode de formation de ce bassin n'a pu recevoir un début d'explication que plusieurs années plus tard grâce à l'identification des anomalies magnétiques.

MAGNÉTISME

L'identification d'anomalies magnétiques liées aux inversions du champ magnétique et fossilisées dans la croûte des bassins lors de leur formation a été déterminante pour dater l'âge des bassins et pour tenter d'expliquer le mode de formation de ces bassins. Cependant cette identification est rendue difficile par de nombreux accidents tectoniques qui affectent les bassins et modifient de ce fait les anomalies magnétiques caractéristiques. Ces déformations crustales peuvent avoir été créées au moment même de la formation du bassin à cause de contraintes exercées de la part des structures environnantes pré-existantes qui font que la formation de la croûte peut ne pas être uniforme dans le temps et dans l'espace. En outre, l'ancienneté des bassins fait qu'ils ont pu être l'objet de mouvements tectoniques et donc de déformations de la croûte au cours de leur histoire. Enfin le fait que les bassins marginaux soient de surface restreinte et qu'ils se soient formés en un temps relativement bref fait que les séquences d'inversion du champ magnétique fossilisées sont très courtes.

Bassin Nord-d'Entrecasteaux

Durant la campagne GEORSTOM II en 1974 plusieurs profils magnétiques ont recoupé transversalement le bassin Nord-d'Entrecasteaux, complétant un profil réalisé l'année précédente durant la campagne GEORSTOM I (GO 105 b). Par la suite un profil AUSTRADDEC (AUS 301) en 1975 et plusieurs profils du Lamont-Doherty Geological Observatory en 1977 sont venus à leur tour compléter le réseau existant.

Les anomalies magnétiques dans ce bassin (Fig. IX-5) se présentent comme des variations de grande longueur d'onde, plusieurs dizaines de kilomètres, et de faible amplitude, 100 à 200 gammas. Cependant les longueurs d'onde des anomalies, comme la carte des isanomales (Fig. IX-6), permettent de vérifier que la direction structurale dominante du bassin épouse la forme bathymétrique. La succession des anomalies magnétiques observées semble indiquer soit une formation rapide de la croûte, soit une fréquence des inversions du champ magnétique faible. Les limites du bassin sont bien marquées par des anomalies magnétiques de grande amplitude soulignant les zones de fractures de Rennell et d'Entrecasteaux.

Malgré la courte séquence d'anomalies représentée sur chaque profil, il semble cependant que l'on puisse identifier sur quelques profils certaines des anomalies magnétiques 30 à 33 (ou 34) par compa-

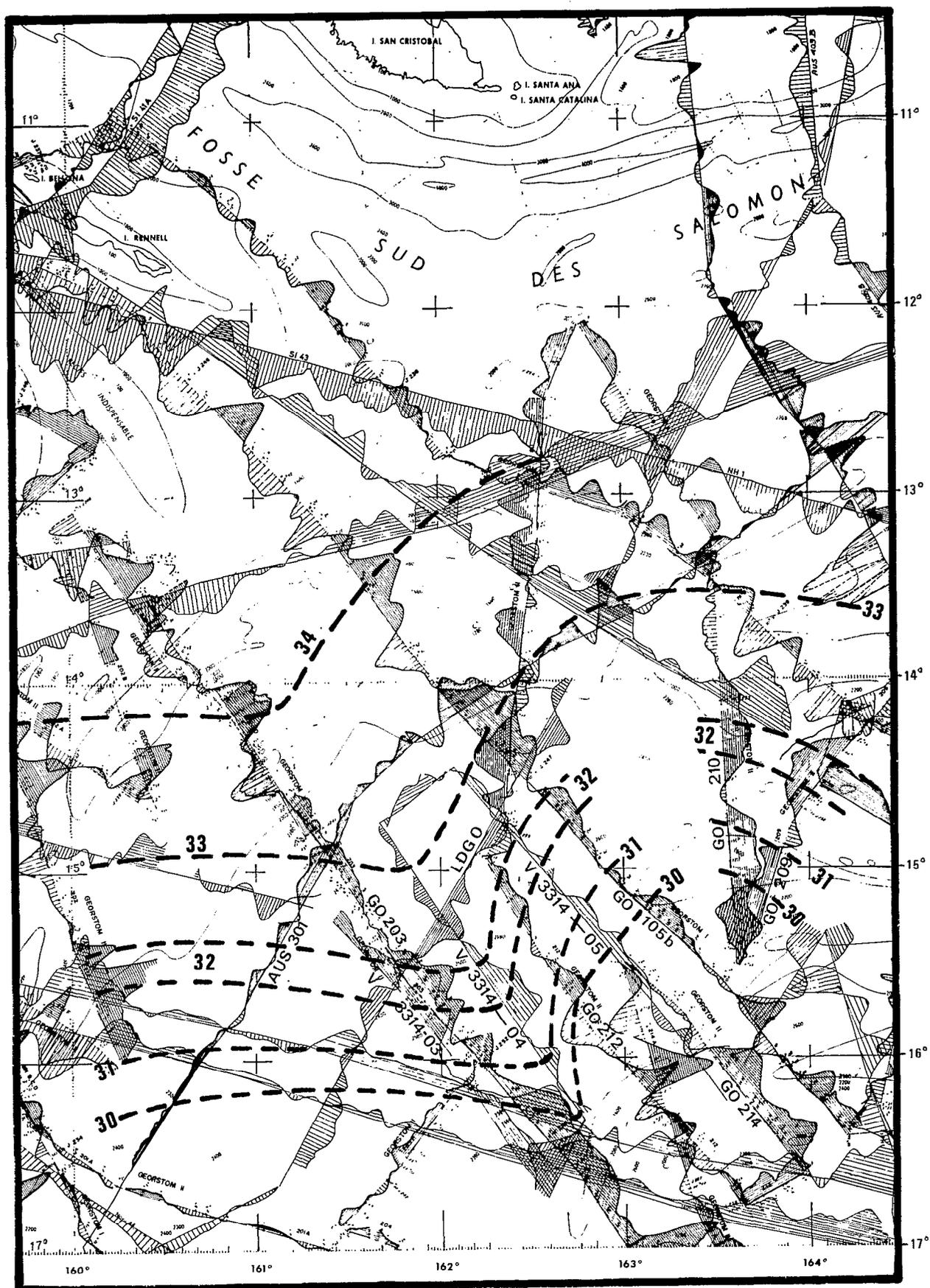


Fig. IX - 5. Anomalies magnétiques du bassin Nord-Entrecasteaux (sur fond bathymétrique), avec linéations des anomalies magnétiques identifiées.

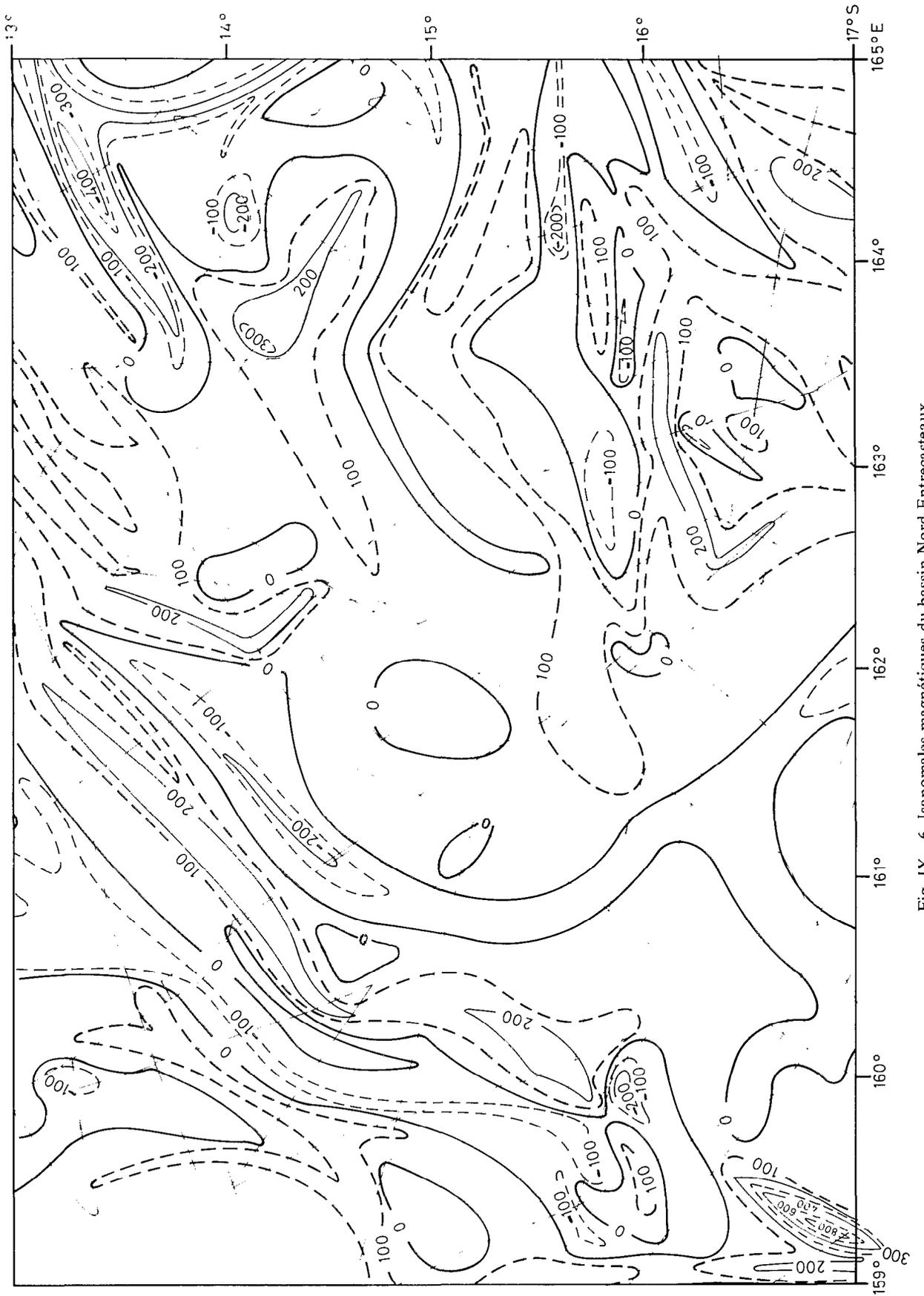


Fig. IX - 6. Isanomaies magnétiques du bassin Nord-Entrecasteaux.

raison à celles déduites d'un modèle d'inversion du champ magnétique en utilisant l'échelle des inversions de LABRECQUE *et al.* (1977).

Le modèle utilisé (Fig. IX-7) est un modèle plan composé de prismes de longueur infinie dans la direction N 50° E ; les faces supérieure et inférieure de chaque prisme sont situées respectivement à 5.0 et 5.5 kilomètres de profondeur, définissant une couche aimantée de 500 mètres. L'aimantation est prise alternativement positive (en noir) et négative (en blanc) suivant l'échelle des inversions du champ magnétique et une vitesse de dérive vers le nord-ouest de 1.8 cm/an ; la valeur absolue de l'aimantation est prise égale à 0.008 u.e.m.c.g.s., aimantation moyenne de roches basaltiques.

La comparaison des anomalies enregistrées avec celles créées par le modèle théorique montre cependant la pauvreté de la similitude entre anomalies expérimentales et anomalies théoriques, excepté pour le profil GO 203.

Si, cependant, on admet les identifications telles qu'elles sont marquées sur la figure IX-7, les anomalies ainsi reconnues dessinent les linéations reportées sur la figure IX-5. Ces linéations ne sont pas rectilignes : elles présentent trois orientations successives d'ouest en est. Alors qu'elles sont E-W dans la partie occidentale du bassin, elles deviennent NE-SW dans la partie centrale du bassin, et enfin dans la partie orientale les deux profils existants (GO 209 et GO 210) semblent indiquer une direction WNW-ESE. Malheureusement l'absence de profil entre GO 210 et GO 105 b fait que l'on ne peut confirmer cette direction déduite de deux profils ni dire comment se fait la liaison avec la direction NE-SW de la partie centrale. Les changements brusques de direction des linéations entre les parties occidentale et centrale du bassin sont alignés selon une droite située dans le prolongement de la chaîne des Loyauté qui pourrait représenter vraisemblablement une fracture majeure.

L'identification des anomalies magnétiques 34 à 30 déterminerait donc la formation du bassin Nord-d'Entrecasteaux de 80 à 65 M.A. environ, soit à la fin du Crétacé supérieur, l'âge augmentant du sud-est vers le nord-ouest (ou du sud vers le nord). Ces âges sont en accord avec ceux déterminés par la méthode des traces de fission sur des verres basaltiques prélevés sur la zone d'Entrecasteaux : 56 à 53 M.A. (voir Chap. X).

Bassin Nord-Loyauté

Durant ces dernières années la surface du bassin Nord-Loyauté a été couverte de profils de mesures du champ magnétique terrestre total réalisés par l'O.R.S.T.O.M. (campagne AUSTRADÉC I en 1972, GEORSTOM I en 1973, GEORSTOM II en 1974, AUSTRADÉC IV en 1976, EVA II en 1976, EVA III en 1977 et EVA VI en 1978), par la Gulf Oil Company en 1972 (profils NCI-NH17), par le Glomar Challenger durant le leg 30 du "Deep Sea Drilling Project" à partir du forage 286 en 1973, et enfin par plusieurs profils du Lamont-Doherty Geological Observatory durant la campagne VEMA 3314 en 1977. Tous ces profils magnétiques, qui étaient effectués en même temps que des enregistrements de sismique-réflexion, ont été réalisés avec une navigation par satellite. On a calculé les anomalies par rapport à un champ magnétique théorique de référence (champ IGRF 1965 pour les campagnes ORSTOM, en tenant compte du taux annuel de variation séculaire) et on les a dessinées en profils rabattus le long des trajets des bateaux (Fig. IX-8).

La surface du bassin Nord-Loyauté est caractérisée par des anomalies magnétiques irrégulières et sans directions préférentielles. Les longueurs d'onde sont grandes, plusieurs dizaines de kilomètres, et les amplitudes sont relativement faibles, en général inférieures à 300 gammas. La surface accidentée du socle, en particulier les lignes de fractures parallèles à la chaîne des Loyauté, a certainement un rôle dans la forme des anomalies magnétiques, spécialement celles avoisinant la direction SW-NE. Cependant, la carte des isanomaes (Fig. IX-9) montre une direction structurale générale variant de NW-SE le long de la chaîne Loyauté à WSW-ENE dans les parties centrale et est.

Sur des profils parallèles à la fosse des Nouvelles-Hébrides, c'est-à-dire de direction NNW-SSE, on a mis en évidence des variations magnétiques que l'on a pu corréler avec les anomalies liées aux inver-

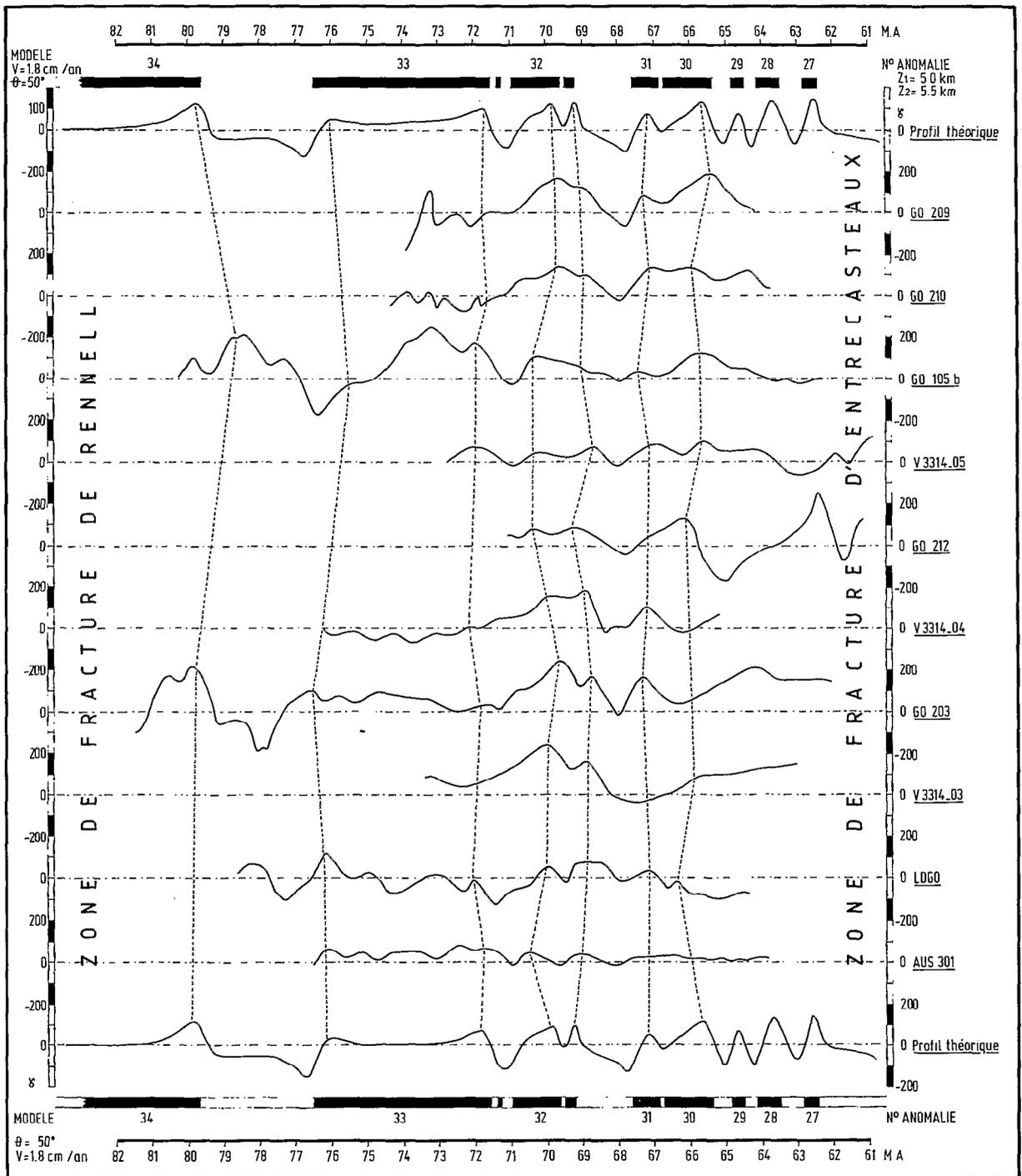


Fig. IX - 7. Comparaison de profils de variations magnétiques dans le bassin Nord-Entrecasteaux avec les anomalies créées par un modèle d'inversions du champ magnétique.

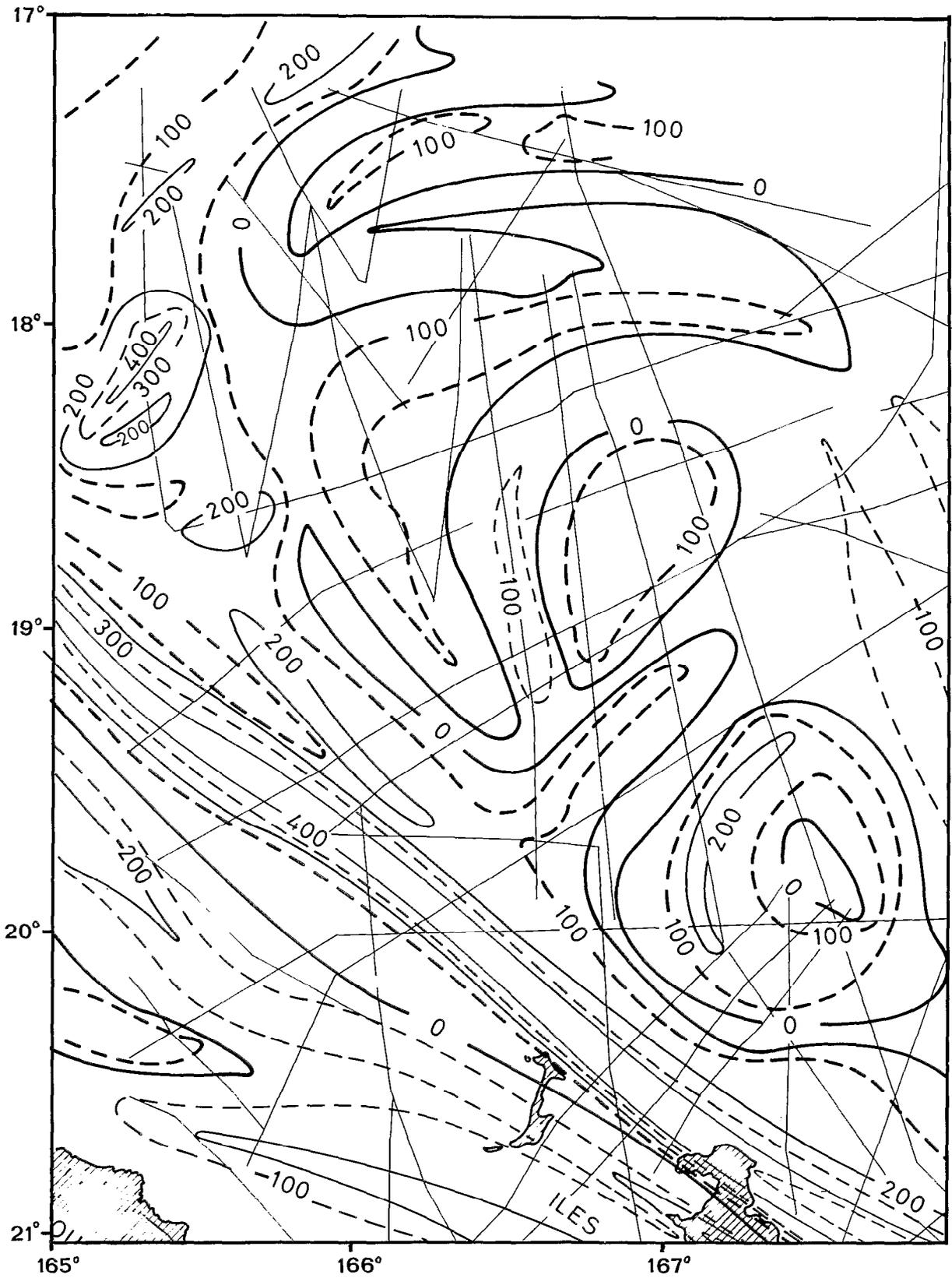


Fig. IX - 9. Isanomaies magnétiques du bassin Nord-Loyauté.

sions du champ magnétique terrestre et fossilisées dans la croûte océanique lors de sa formation, et ce malgré la surface accidentée du socle dont l'effet magnétique, se superposant aux anomalies créées par les inversions du champ, déforment ces dernières par rapport à ce qu'elles seraient dans le cas d'un socle magnétique plan.

La figure IX-10 montre les anomalies magnétiques observées sur les différents profils telles qu'on les a identifiées par comparaison avec les anomalies théoriques d'un modèle construit selon l'échelle des inversions du champ magnétique de LABRECQUE *et al.* (1977) entre 37 et 65 M.A. Le modèle géologique théorique à deux dimensions est composé de blocs aimantés alternativement positivement (en noir) et négativement (en blanc), de longueur infinie suivant la direction N 50°E avec la face supérieure à 5.0 kilomètres sous la surface de la mer et une épaisseur de 0.5 kilomètre. La largeur des blocs est fonction du taux d'expansion de la croûte. Pour obtenir la meilleure correspondance entre les anomalies du modèle théorique et les anomalies observées on a dû faire varier le taux d'expansion selon la direction NNW de 3.4 cm/an entre 37 et 47 M.A. (anomalies 15 à 20) à 2.2 cm/an de 47 à 65 M.A. (anomalies 21 à 29).

Malgré les variations de la profondeur du toit du socle magnétique, qui atteignent parfois plus de 1000 mètres d'amplitude (Fig. IX-11), on obtient une assez bonne similitude entre les anomalies théoriques 18 à 23 (ou 24) et les anomalies observées (Fig. IX-10), dessinant des linéations de direction ENE-WSW (Fig. IX-8) avec l'anomalie 18 située à environ 19°30'S et l'anomalie 23 à environ 17°00'S. On a mis en outre en évidence une discontinuité, représentant sans doute une fracture majeure, orientée à peu près N10°W aux environs de 165°40'E qui a décalé les anomalies 21 à 23 d'une dizaine de kilomètres de part et d'autre.

Les linéations d'anomalies magnétiques cartographiées sur la figure IX-8 démontrent donc la création de la croûte du bassin Nord-Loyauté à partir d'un centre d'expansion situé au sud et s'étant développé entre 42 et 55 M.A. environ (Eocène) (WEISSEL *et al.*, 1977).

Il semble difficile d'identifier les anomalies plus anciennes que la 23 (ou la 24) au nord à cause de la présence de la zone d'Entrecasteaux dont le socle est très accidenté. On a dessiné sur la figure IX-10 les profils d'anomalies traversant la zone d'Entrecasteaux comparés au profil théorique. L'anomalie 23 (55 M.A.) est par ailleurs située juste au sud du forage JOIDES qui a donné un âge mi-Eocène, soit environ 50 M.A., à la croûte du bassin à cet endroit en le montrant recouvert par 450 mètres de dépôts volcanosédimentaires de l'Eocène moyen à supérieur (50 à 40 M.A.). Et ces résultats sont aussi en accord avec les datations par la méthode des traces de fission sur verres basaltiques sur des échantillons de la zone d'Entrecasteaux, 53 et 56 M.A. Il y a donc bon accord entre les âges de la croûte déduits de l'identification des anomalies magnétiques d'une part, du forage JOIDES d'autre part et des datations en troisième lieu.

On n'a pas pu mettre en évidence d'anomalies magnétiques plus jeunes que l'anomalie 18 ni de centre de création de la croûte dans la partie sud du bassin Nord-Loyauté à cause du champ magnétique propre de la chaîne des Loyauté, celle-ci devenant très voisine de la fosse des Nouvelles-Hébrides au sud de 20°S et limitant de ce fait l'extension résiduelle du bassin à une frange étroite.

Bassin Sud-Fidjien

Un certain nombre de travaux relatifs à l'identification d'anomalies magnétiques d'expansion dans le bassin Sud-Fidjien ont été publiés (WEISSEL and WATTS, 1975; WATTS *et al.*, 1977 a,b; MALAHOFF *et al.*, in prep.).

WATTS *et al.* (1977a) concluent à l'existence d'un point triple actif durant le mi-Cénozoïque, situé au nord-est de la terminaison nord de la ride des Trois Rois (26.7°S, 174.5°E). De ce point divergeraient trois axes d'expansion qui auraient créé la croûte océanique du bassin Sud-Fidjien à un demi-taux d'environ 3 cm/an. Ce système de trois plaques a débuté au moment de l'anomalie 12 (32.8 M.A.) et l'expansion a cessé au moment de l'anomalie 7 (25.2 M.A.) sur l'échelle de LABRECQUE *et al.* (1977).

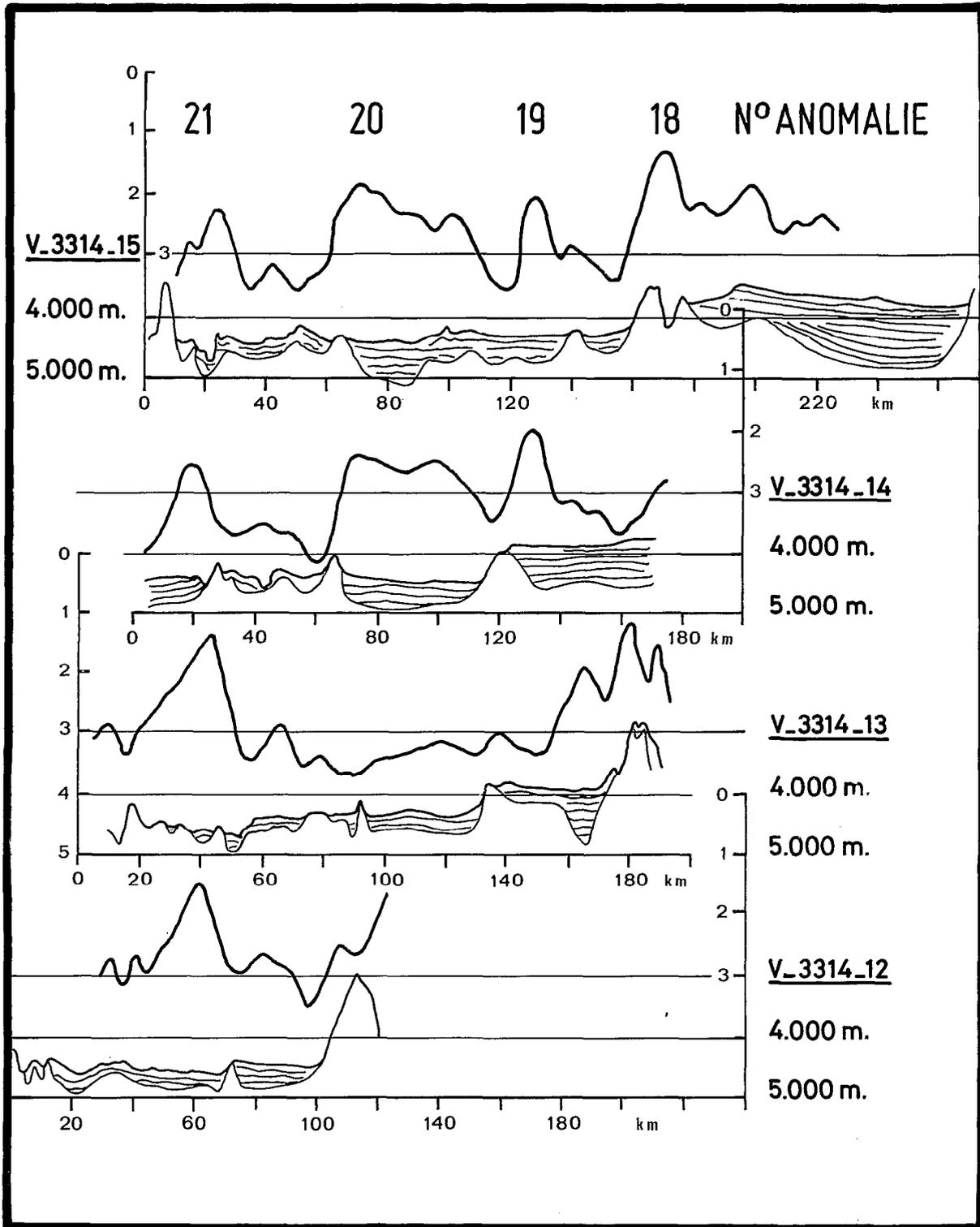


Fig. IX - 11. Profils de variations magnétiques et bathymétriques (avec indication du toit du socle magnétique et épaisseur sédimentaire) dans le bassin Nord-Loyauté.

Actuellement, seul l'axe d'expansion marqué dans la partie nord-est du bassin par la ride du Bounty semble conservé (Fig. IX-3, 12 et 13). Cet axe d'expansion a été tout d'abord reconnu par la cartographie des linéations magnétiques N-S dans la partie est-centrale du bassin Sud-Fidjien que WEISSEL et WATTS (1975) ont identifiées comme les anomalies 8 à 12. Ces linéations sont presque parallèles à la direction de la ride de Lau-Colville avec l'anomalie 12 près de la base de la ride de Lau-Colville et l'anomalie 8 près de la ride du Bounty (d'abord appelée "détroit" du Bounty par les auteurs de la carte bathymétrique de la Scripps Institution of Oceanography).

MALAHOFF *et al.* (in prep) ont suggéré la présence possible d'un second point triple, dans la partie sud du bassin Sud-Fidjien. Ils ont mis en évidence dans la plaine abyssale de Kupe des linéations magnétiques identifiées comme les anomalies 8 à 12 avec l'anomalie 8 située le long de la ride des Trois Rois et l'anomalie 12 le long de la ride Lau-Colville ; mais la branche ouest est manquante.

Dans la partie nord-ouest du bassin Sud-Fidjien WATTS *et al.* (1977 a) ont mis en évidence les anomalies magnétiques 7 à 12 avec l'anomalie 7 située au nord de la zone de fracture de Cook. Ces anomalies dessinent les linéations à orientation WSW-ENE mises en évidence par la cartographie des isanomaes (Fig. IX-14). Dans ce cas, la branche sud est aussi manquante.

INTERPRÉTATIONS ET CONCLUSIONS TECTONIQUES

Caractères des bassins marginaux

Nous avons vu que les caractères des bassins étudiés sont ceux que l'on trouve généralement dans les bassins marginaux. Ces bassins marginaux ont longtemps été assimilés systématiquement à des bassins d'arrière-arc car on pensait que tout bassin marginal devait avoir son origine au-dessus d'une zone de subduction, créé par ce que l'on supposait être des cellules de convection induites par le frottement de deux lithosphères dont l'une plonge sous l'autre (DUBOIS *et al.*, 1975a, 1978).

Ces caractères sont la nature océanique de la croûte montrée par la sismique-réfraction (SHOR *et al.*, 1971 ; IBRAHIM *et al.*, 1979) et la gravimétrie (SOLOMON and BIEHLER, 1969 ; COLLOT and MISSEGUE, 1977 b), les anomalies de propagation sismique et la présence d'anomalies magnétiques fossilisées dans la croûte au moment de sa formation, enfin les résultats des forages qui confirment ceux que l'on a déduits par les méthodes géophysiques. Les profondeurs du socle et les âges des bassins étudiés, 4500 mètres pour le bassin Sud-Fidjien daté de l'Oligocène, 5000 mètres pour le bassin Nord-Loyauté daté de l'Eocène et 5500 mètres pour le bassin Nord-d'Entrecasteaux daté du Crétacé supérieur, sont en bon accord avec la relation de SCLATER (1972) liant la profondeur du socle d'un bassin marginal à son âge. Par contre si le flux de chaleur moyen mesuré dans le bassin Nord-d'Entrecasteaux, $1.31 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$, est en accord avec l'âge et la profondeur du socle de ce bassin suivant la relation de SCLATER *et al.* (1972b), le flux thermique du bassin Nord-Loyauté, $2.81 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$, est beaucoup plus élevé que celui que l'on attendrait d'un bassin océanique de cet âge et de cette profondeur, tandis que le flux moyen relevé dans le bassin Sud-Fidjien, $0.98 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$ est au contraire inférieur à celui que l'on s'attend à trouver dans un bassin daté de l'Oligocène. On a calculé que le flux de chaleur de $2.81 \mu \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$ du bassin Nord-Loyauté devrait correspondre à une activité jusqu'au début du Pliocène (MAC DONALD *et al.*, 1973) ; on peut en trouver sans doute l'explication dans l'activité volcanique récente, 10 M.A., des îles Loyauté.

Paléogéographie du bassin Nord-Loyauté

Le forage JOIDES 286 dans le nord du bassin Nord-Loyauté montre des dépôts superficiels actuels constitués de cendres à fragments de verre du Pliocène-Pléistocène dont l'épaisseur décroît vers l'ouest. On peut raisonnablement penser que ces produits proviennent de l'arc volcanique à présent actif des Nouvelles-Hébrides. Mais, hormis ces dépôts de surface, on ne trouve pas trace dans ce forage d'autres produits en provenance de l'arc des Nouvelles-Hébrides (ANDREWS, PACKHAM *et al.*, 1975), constitué de roches volcanoclastiques du Miocène (MITCHELL and WARDEN, 1971) dont des roches andésitiques abondantes (COLLEY and WARDEN, 1974). Ceci est vraisemblablement dû au fait que le

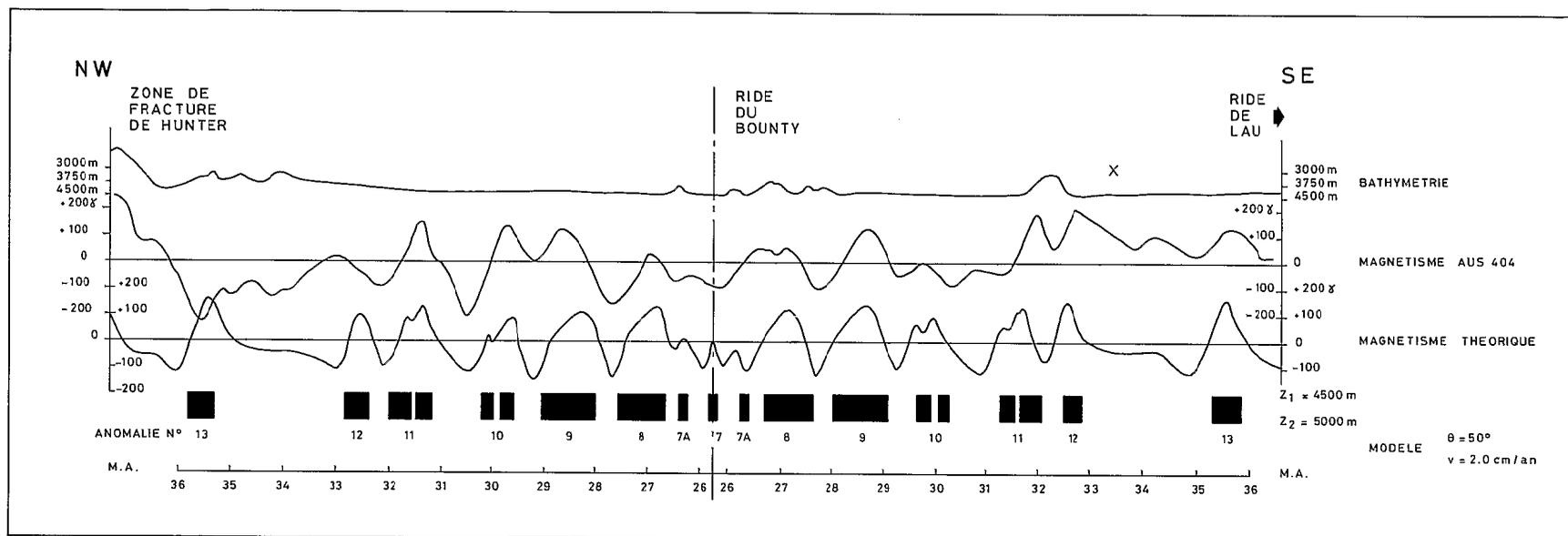


Fig. IX - 12. Comparaison des variations magnétiques du profil AUS 404 avec les anomalies créées par un modèle d'inversions du champ magnétique.

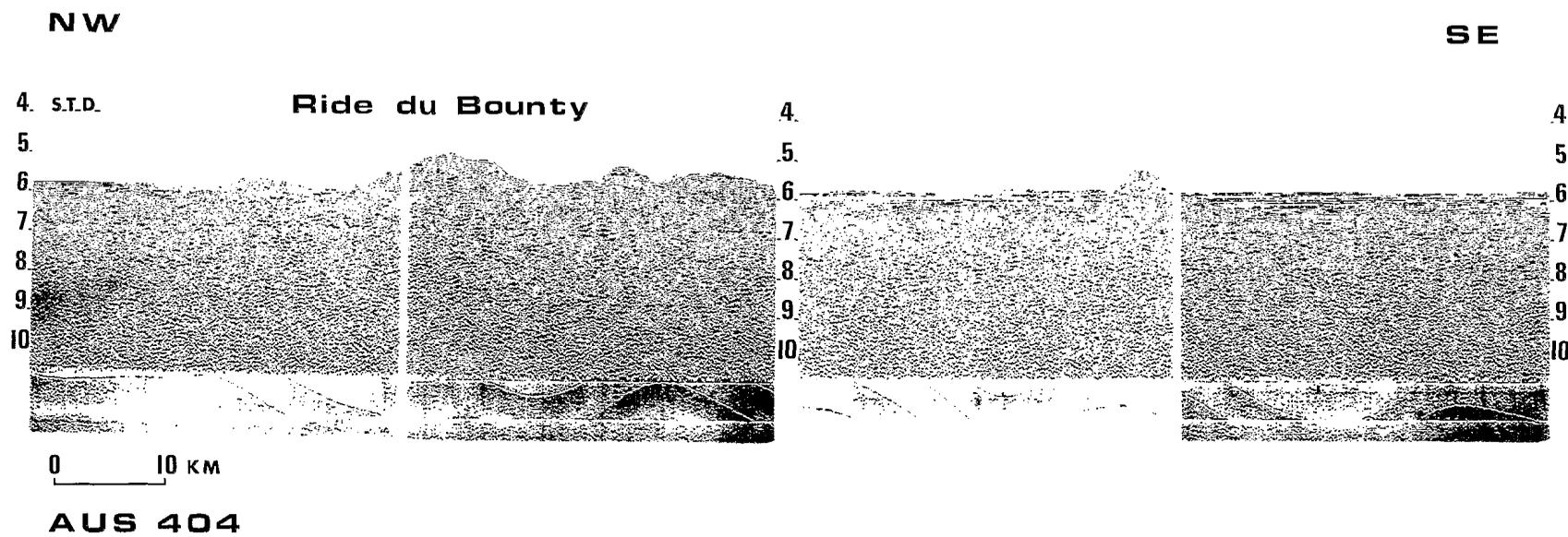


Fig. IX - 13. Coupe de sismique-réflexion du profil AUS 404.

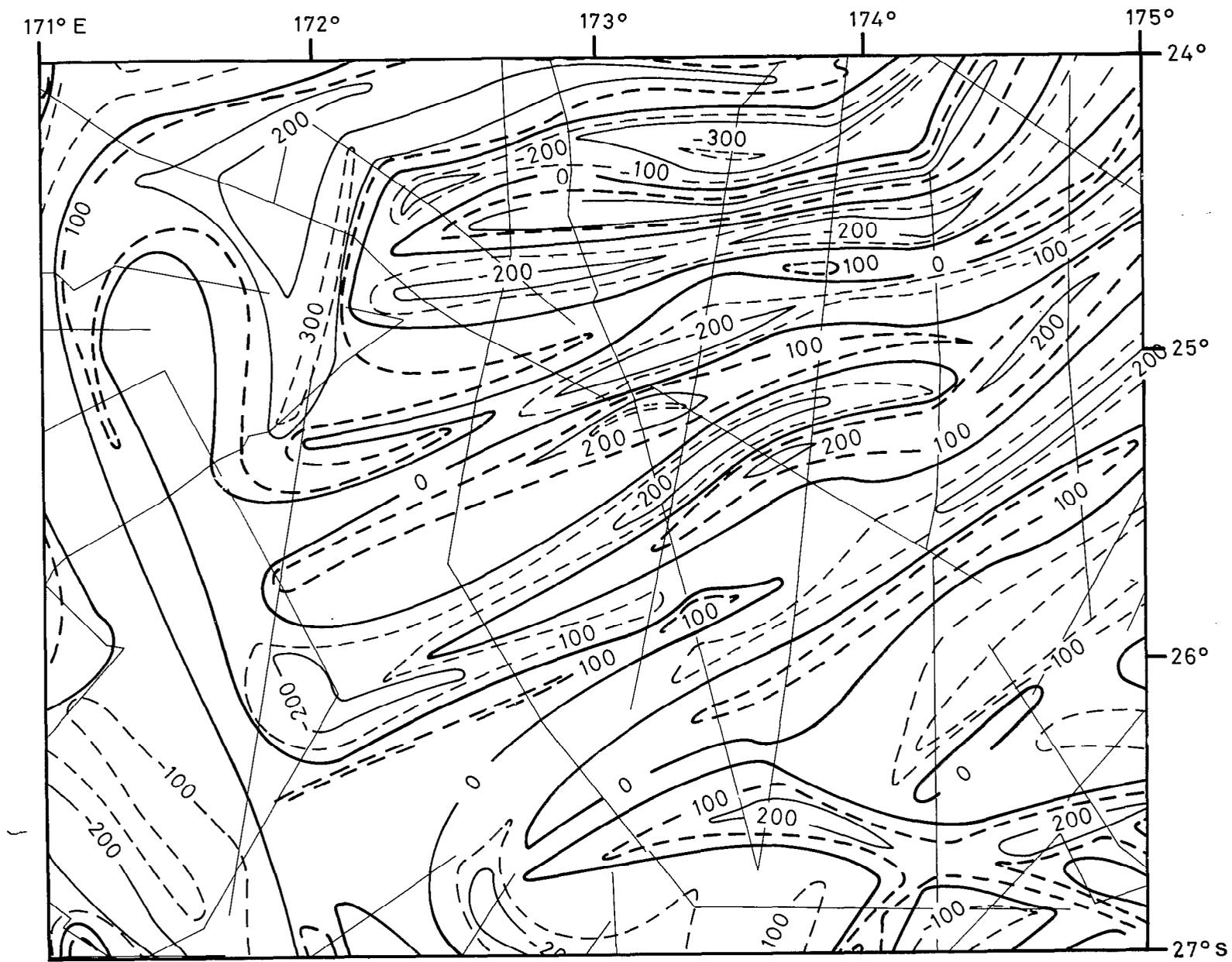


Fig. IX - 14. Isanomales magnétiques de la partie nord-ouest du bassin Sud-Fidjien.

site 286 était, au Miocène, éloigné des Nouvelles-Hébrides : à cause du mouvement actuel de la plaque Indienne vers l'est, une grande partie du bassin Nord-Loyauté a en effet disparu dans la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides qui, d'après la profondeur des séismes marquant le plan de Benioff, et d'après la vitesse de dérive de la plaque Indienne, a absorbé environ 350 kilomètres de lithosphère indienne depuis environ 4 millions d'années. Le bassin Nord-Loyauté (et peut-être aussi le bassin Nord-d'Entrecasteaux dont la limite à l'est n'est pas bien définie) représente donc le reste d'un bassin qui a été beaucoup plus vaste et a, en grande partie, disparu dans la subduction actuelle des Nouvelles-Hébrides.

On ne trouve pas non plus, au forage 286, de sédiments érodés en provenance de la Nouvelle-Calédonie entre la fin de l'Oligocène et le début du Miocène, sans doute à cause du rôle de barrière que joue la chaîne des Loyauté, ces sédiments s'accumulant dans le bassin des Loyauté : BAUBRON *et al.* (1976) pensent en effet que la sédimentation dans le bassin des Loyauté a pu débiter à l'Oligocène.

Quand aux dépôts volcanosédimentaires de la base du forage, datés de l'Eocène, ils sont en faveur de l'existence d'un arc volcanique insulaire fossile. Ils proviennent, en effet, très vraisemblablement d'une ride volcanique andésitique qui aurait été active de l'Eocène moyen à la fin de l'Oligocène (ANDREWS, PACKHAM *et al.*, 1975), les dépôts montrant en outre un affaiblissement brusque de l'activité volcanique à la fin de l'Eocène ou au début de l'Oligocène. Cette ride volcanique andésitique peut être, soit la chaîne des Loyauté que l'on a suggérée comme faisant partie d'un arc insulaire fossile (GÈZE, 1963 ; DUBOIS, 1971 ; DUBOIS *et al.*, 1974b ; LAPOUILLE and DUGAS, 1975), soit la zone d'Entrecasteaux dans laquelle on a relevé une morphologie sous-marine volcanique (DANIEL *et al.*, 1977) : il a en effet été suggéré qu'une ride constituant un arc volcanique se situait au nord du forage 286 (ANDREWS, PACKHAM *et al.*, 1975). En outre la présence des roches andésitiques observées est généralement considérée comme une indication de l'existence d'arcs insulaires ou de marges continentales actives (MIYASHIRO, 1972).

Enfin, on remarque également que l'âge du bassin Nord-Loyauté, mi-Eocène, est plus ancien que celui des plus vieilles roches connues des îles néo-hébridaises, 39 M.A. (fin Eocène) pour des laves des îles Torrès (COLEMAN, 1970), trouvées jusqu'ici. Ceci est un argument excluant que le bassin Nord-Loyauté ait pu être un bassin formé en arrière de l'arc des Nouvelles-Hébrides pendant une période où celui-ci aurait eu une polarité inverse de la polarité actuelle. Mais il n'a, non plus, pu être créé en arrière de l'arc des Loyauté puisque la direction des linéations magnétiques montre qu'il a été formé perpendiculairement à la direction de la chaîne des Loyauté. Il est même vraisemblablement antérieur à l'érection de la chaîne volcanique des Loyauté dont l'âge serait Eocène (ANDREWS, PACKHAM *et al.*, 1975) ou, d'une façon plus générale, anté-Oligocène (GÈZE, 1963 ; DUBOIS *et al.*, 1974b ; BAUBRON *et al.*, 1976).

Relation entre les bassins Nord-d'Entrecasteaux, Nord-Loyauté et Sud-Fidjien

Les trois bassins étudiés pourraient avoir une origine commune, avec un âge décroissant du nord (zone de fracture de Rennell) au sud (zone de fracture de Cook).

Relation entre le bassin Nord-d'Entrecasteaux et le bassin Nord-Loyauté

Les datations des bassins Nord-d'Entrecasteaux et Nord-Loyauté par des anomalies magnétiques et les mesures d'âge radiométriques des roches de la zone d'Entrecasteaux semblent indiquer que l'ensemble constitué par le bassin Nord-d'Entrecasteaux, la zone d'Entrecasteaux et le bassin Nord-Loyauté formait, à l'origine, un unique bassin que les accidents liés à la zone d'Entrecasteaux ont affecté postérieurement.

L'identification des anomalies magnétiques 33 (ou 34) à 30 sur le bassin Nord-d'Entrecasteaux et 23 (ou 24) à 18 sur le bassin Nord-Loyauté indiquent en effet la formation de ces deux bassins respectivement entre 80 et 65 M.A. pour le premier et entre 55 et 42 M.A. pour le second, avec les âges décroissant du nord au sud. Quant au plancher de la zone d'Entrecasteaux, il a été daté par la méthode des

traces de fission sur verres basaltiques à 56 ± 5 et 53 ± 6 M.A., des analyses ayant en outre déterminé sa nature océanique (voir Chap. X).

Ces résultats et la morphologie de ces unités semblent donc s'accorder pour en faire à l'origine un seul et unique bassin formé à partir d'un centre d'expansion situé dans le sud.

Relation entre le bassin Nord-Loyauté et le bassin Sud-Fidjien

Le bassin Nord-Loyauté paraît avoir une origine commune avec la partie nord-ouest du bassin Sud-Fidjien dont il semble la prolongation vers le nord-ouest.

En effet l'identification et la direction approximativement ENE-WSW des anomalies magnétiques 12 à 7 mises en évidence à l'est de la prolongation sud de la chaîne des Loyauté par WATTS *et al.* (1977a) impliquent la formation de la croûte de la partie nord-ouest du bassin Sud-Fidjien entre 33 et 25 M.A. à un taux d'environ 3 cm/ an vers le nord à partir d'un axe d'expansion qui aurait été localisé au nord de la présente zone de fracture de Cook.

Le dessin de ces anomalies (Fig. 1 in WATTS *et al.*, 1977a) peut être comparé avec celui des anomalies 18 à 23 du bassin Nord-Loyauté, de même direction ENE-WSW, datant la formation de la croûte entre 42 et 55 M.A. La disposition de ces deux ensembles d'anomalies permet de penser que le bassin Nord-Loyauté et la partie nord-ouest du bassin Sud-Fidjien font partie à l'origine d'un même bassin formé à l'Eocène-Oligocène à partir d'un centre d'expansion situé au nord de la zone de fracture de Cook (LAPOUILLE, 1978).

Le fait que l'on ne voit pas les anomalies 13 à 17 entre les deux ensembles d'anomalies précédents est dû à ce que la chaîne des Loyauté est maintenant très voisine de la fosse des Nouvelles-Hébrides entre 21°S et 23°S à cause du mouvement de dérive vers l'est de la plaque Indienne qui a provoqué la disparition d'une grande partie du bassin originel dans la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides. La distance entre les anomalies 12 du bassin Sud-Fidjien et 18 du bassin Nord-Loyauté donne une vitesse de dérive d'environ 5.2 cm/an vers le NNW pour la portion de croûte âgée de 33 à 42 M.A. localisée dans cette zone de resserrement entre la chaîne des Loyauté et les Nouvelles-Hébrides (LAPOUILLE, 1978).

En outre, les profils de sismique-réflexion indiquent que la séquence volcanosédimentaire observée au forage 286 du bassin Nord-Loyauté s'étend dans la partie nord-ouest du bassin Sud-Fidjien en devenant plus mince vers l'est et le sud-est (PACKHAM, 1975 ; PACKHAM and TERRILL, 1975).

Ceci est en accord avec la stratigraphie des forages JOIDES 286 dans le bassin Nord-Loyauté d'une part et 285 et 205 dans le bassin Sud-Fidjien d'autre part qui donnent un âge mi-Eocène au bassin Nord-Loyauté et Oligocène supérieur au bassin Sud-Fidjien.

Création et subduction de l'ensemble formé par les bassins Nord-d'Entrecasteaux, Nord-Loyauté et Sud-Fidjien. Conséquences géodynamiques.

L'ensemble formé par les bassins Nord-d'Entrecasteaux, Nord-Loyauté et Sud-Fidjien pourrait donc avoir été à l'origine un unique bassin formé à partir d'un axe d'expansion situé au sud.

Ce bassin, créé entre 80 et 25 M.A. environ, aurait pris naissance à l'intérieur de la marge orientale de la plaque continentale Indo-australienne. Si l'on suppose que la croûte est rigide, cette création de croûte pendant au moins 55 M.A., à un taux de plusieurs centimètres par an, a dû provoquer des subductions secondaires dans cette marge de plaque.

Dans le bassin Sud-Fidjien cette subduction a pu se faire à l'est comme à l'ouest, où existent respectivement deux chaînes volcaniques, la ride de Lau-Colville et la ride des Trois Rois, toutes deux approximativement parallèles aux linéations magnétiques.

La preuve de la subduction sous la ride volcanique des Trois Rois et dans la zone de fracture de Cook est l'inexistence de la partie sud-ouest du bassin Sud-Fidjien. On ne voit en effet pas les anomalies magnétiques au sud de la zone de fracture de Cook, symétriques ou continuant la séquence de celles du nord (anomalies 7 à 12 de la partie nord-ouest du bassin Sud-Fidjien) (Fig. 1 in WATTS *et al.*, 1977a). De même, les anomalies 8 à 12 de direction NNE-SSW, mises en évidence par MALAHOFF *et al.* (in prep.) dans la partie sud du bassin Sud-Fidjien (plaine abyssale de Kupe), avec l'anomalie 12 longeant le bord ouest de la ride de Colville, montrent une interruption de la séquence avant l'anomalie 8 située sur le bord est de la ride des Trois Rois (Fig. 16 in MALAHOFF *et al.*, in prep.). Ceci peut signifier, soit des créations de croûte asymétriques (un seul limbe dérivant vers le nord pour la séquence du nord-ouest, et vers l'est pour la séquence du sud), soit, plus vraisemblablement, la disparition de la partie sud-ouest du bassin Sud-Fidjien.

WATTS *et al.* (1977a) ont en effet suggéré que cette partie du bassin Sud-Fidjien a disparu dans une zone de subduction sous un arc insulaire qui aurait été localisé entre la Nouvelle-Calédonie et l'île nord de la Nouvelle-Zélande. Auparavant, BROTHERS et BLAKE (1973) avaient montré que la Nouvelle-Zélande et la Nouvelle-Calédonie ont fait partie du même système de marge continentale situé au voisinage d'une zone de subduction qui aurait été active de l'Eocène supérieur à l'Oligocène, et BROTHERS (1974a) avait en outre suggéré l'existence d'une zone de subduction à vergence occidentale dans la région de l'île nord de la Nouvelle-Zélande qui, elle, aurait été active durant le Miocène.

La ride des Trois Rois présente un caractère volcanique mis en évidence par sa signature magnétique, une anomalie positive de 200 à 500 gammas d'amplitude et de longueur d'onde égale à la largeur de la ride (LAPOUILLE, 1977). Elle pourrait représenter l'arc insulaire volcanique créé par la subduction de la partie sud-ouest du bassin Sud-Fidjien (LAPOUILLE, 1978; MALAHOFF *et al.*, in prep.).

Un autre argument en faveur de l'existence de la subduction fossile de la partie sud-ouest du bassin Sud-Fidjien sous le bord est de la ride des Trois Rois est la présence dans la péninsule nord-ouest de l'île nord de la Nouvelle-Zélande, prolongement vers le sud de la ride des Trois Rois (Fig. IX-1), de massifs ultrabasiques, recouvrant une unité volcanosédimentaire, charriés au-dessus de l'autochtone du Miocène, rapportée par AUBOIN *et al.* (1977).

Il semble donc acquis que la croûte océanique de la partie sud-ouest du bassin Sud-Fidjien a disparu sous la croûte à caractère continental du bassin de Norfolk, le long de la ride des Trois Rois et peut-être de la zone de fracture de Cook, qui est marquée par un important décrochement bathymétrique.

Quant au bassin Nord-Loyauté - Nord-d'Entrecasteaux, la dérive de son plancher océanique vers le NNW a dû créer une subduction secondaire qui est à rechercher dans la zone de fracture de Rennell ou au delà. La formation récente du plateau Nord-Fidjien (voir Chap. VIII) peut avoir fait disparaître la trace de cette subduction éventuelle au nord.

La chaîne des Loyauté, que l'on a suggéré dater de l'Eocène ou, d'une façon plus générale, anté-Oligocène, a pu être érigée comme conséquence du volcanisme le long de la zone de friction entre la croûte océanique du bassin Nord-Loyauté dérivant vers le NNW et la croûte continentale de la région néo-calédonienne (la direction de la chaîne des Loyauté est perpendiculaire à celle des linéations magnétiques du bassin Nord-Loyauté).

Comme autre conséquence de la poussée du bassin Nord-Loyauté sur la croûte continentale avoisinante vers l'WSW, il y a pu y avoir, outre l'érection de la chaîne volcanique des Loyauté, l'obduction du manteau supérieur à partir du bassin des Loyauté sous la forme des roches ultrabasiques mises en place sur la Nouvelle-Calédonie à l'Eocène supérieur (GUILLON et ROUTHIER, 1971) ou au début de l'Oligocène (AVIAS, 1967; LILLIE and BROTHERS, 1970; BROTHERS and BLAKE, 1973), après quoi a débuté la sédimentation dans le bassin des Loyauté datée de l'Eocène supérieur-Oligocène (voir Chap. XII-3).

Origine de la formation des bassins marginaux du Sud-Ouest Pacifique

La création du bassin constitué par le bassin Nord-d'Entrecasteaux, le bassin Nord-Loyauté et le bassin Sud-Fidjien a duré assez longtemps, de 80 à 25 M.A., pour être contemporaine de plusieurs des phases tectoniques qui ont affecté la région.

En particulier, durant la formation du bassin Nord-Loyauté a eu lieu la phase alpine, entre la fin de l'Eocène supérieur et le début de l'Oligocène, au cours de laquelle a été érigée la chaîne centrale de Nouvelle-Calédonie (GUILLON et ROUTHIER, 1971) en même temps que se sont mis en place les basaltes tholéitiques de Nouvelle-Calédonie âgés de 39 M.A. (GUILLON et GONORD, 1972). Il est aussi à noter que l'obduction du manteau supérieur, qui se serait achevée à l'Oligocène par la mise en place des péridotites sur la Nouvelle-Calédonie entre 40 et 35 M.A., aurait été amorcée aux alentours de 52 à 45 M.A. (GUILLON, 1975).

Cette phase tectonique régionale a pu être engendrée par un changement de sens de la dérive de la plaque Indienne relativement à la plaque Pacifique, dû à une migration du pôle de rotation entre ces deux plaques ; ceci implique que l'expansion précédemment décrite devait, déjà, être active.

La création de la croûte d'âge Crétacé du bassin Nord-d'Entrecasteaux, Eocène du bassin Nord-Loyauté et Oligocène du bassin Sud-Fidjien à l'intérieur de la marge de la plaque Indo-australienne doit donc être une conséquence mécanique de réajustements ou rééquilibrages lithosphériques.

En résumé, on peut considérer que, à l'origine, toute la région du Sud-Ouest Pacifique, faisant partie de la plaque Indo-australienne, a une croûte continentale. Elle est séparée de la plaque océanique Pacifique par la subduction de celle-ci sous et le long des bords est et nord des rides de Colville-Lau (ou Kermadec-Tonga), Fidji, Vityaz, Nord-Salomon (Fig. IX-1) ; les séismes profonds actuels, au sud de la fosse de Vityaz et sous les Salomon, marqueraient cette origine si l'on suppose qu'ils sont dus à une activité rémanente de cette subduction. Il y a eu, par la suite, création de croûte océanique au sein de la plaque continentale Indo-australienne par l'ouverture de bassins marginaux au cours de trois phases tectoniques majeures.

Dans la première phase, qui a duré du Crétacé supérieur au Paléocène et a coïncidé avec l'orogénie Rangitata de Nouvelle-Zélande, il y a eu création du bassin de la mer de Tasman (HAYES and RINGIS, 1972, 1973) et du bassin Nord-d'Entrecasteaux entre 80 et 65 ou 60 M.A., puis ouverture du bassin de la mer de Corail entre 60 et 55 M.A. (WEISSEL and WATTS, 1979). Il est possible que les traces des subductions provoquées par ces ouvertures soient à rechercher dans les régions des rides à caractère volcanique de Fairway et de Rennell respectivement (Fig. IX-1).

Dans la seconde phase, datée de l'Eocène-Oligocène et correspondant à la phase Kaikoura en Nouvelle-Zélande, il y a eu création du bassin formé par le bassin Nord-Loyauté et le bassin Sud-Fidjien.

Enfin dans la troisième phase, qui a débuté au Miocène supérieur, et dure encore actuellement, il y a création de l'ensemble formé par le plateau Nord-Fidjien, le bassin de Lau et le bassin du Havre (voir Chap. VIII).

Ces phases tectoniques majeures provoquent l'ouverture de bassins marginaux pour procéder à des rééquilibrages lithosphériques à cause de tensions qui se créent, par suite des changements de la dérive relative entre les trois plaques Indo-australienne, Pacifique et Antarctique.

Ainsi la création des bassins marginaux du Sud-Ouest Pacifique ne serait pas en liaison directe avec les zones de subduction ; mais elle serait une conséquence mécanique des tensions existant au sein de la marge de la plaque Indo-australienne, et la formation de ces bassins tendrait à l'annulation de ces tensions.

Remerciements

C'est grâce à J.K. WEISSEL et A.B. WATTS, qui m'ont permis de participer à la campagne VEMA 3314 du Lamont-Doherty Geological Observatory, que j'ai pu réunir assez de données pour traiter ce sujet relatif aux bassins marginaux fossiles.

Je remercie Monsieur le Professeur GOGUEL et Monsieur SCHLICH pour les corrections qu'ils ont bien voulu apporter à ce texte. Je remercie également mes collègues qui m'ont exprimé des observations ou commentaires.

Manuscrit remis en janvier 1980
Manuscrit révisé en septembre 1980

CHAPITRE X

**LA ZONE D'ENTRECASTEAUX
(SUD-OUEST PACIFIQUE) :
NOUVELLE APPROCHE PETROLOGIQUE
ET GEOCHRONOLOGIQUE**

**LA ZONE D'ENTRECASTEAUX
(SUD-OUEST PACIFIQUE) :
NOUVELLE APPROCHE PÉTROLOGIQUE
ET GÉOCHRONOLOGIQUE**

Par Patrick MAILLET, Michel MONZIER, Madeleine SELO et Dieter STORZER

La zone d'Entrecasteaux, située entre le nord du bâti néo-calédonien et les îles d'Espiritu Santo et de Mallicolo (Nouvelles-Hébrides), sépare le bassin Nord-d'Entrecasteaux du bassin Nord-Loyauté (Fig. X-1). DANIEL *et al.* (1977) voient dans cette zone la trace de la terminaison septentrionale de la subduction à pendage NE, qui, à l'Eocène, se situait au niveau de la Nouvelle-Calédonie et des îles Loyauté ; cette structure, aujourd'hui inactive, se serait comportée de la même façon que la zone active de Hunter, qui relie actuellement l'arc des Nouvelles-Hébrides à celui des Tonga.

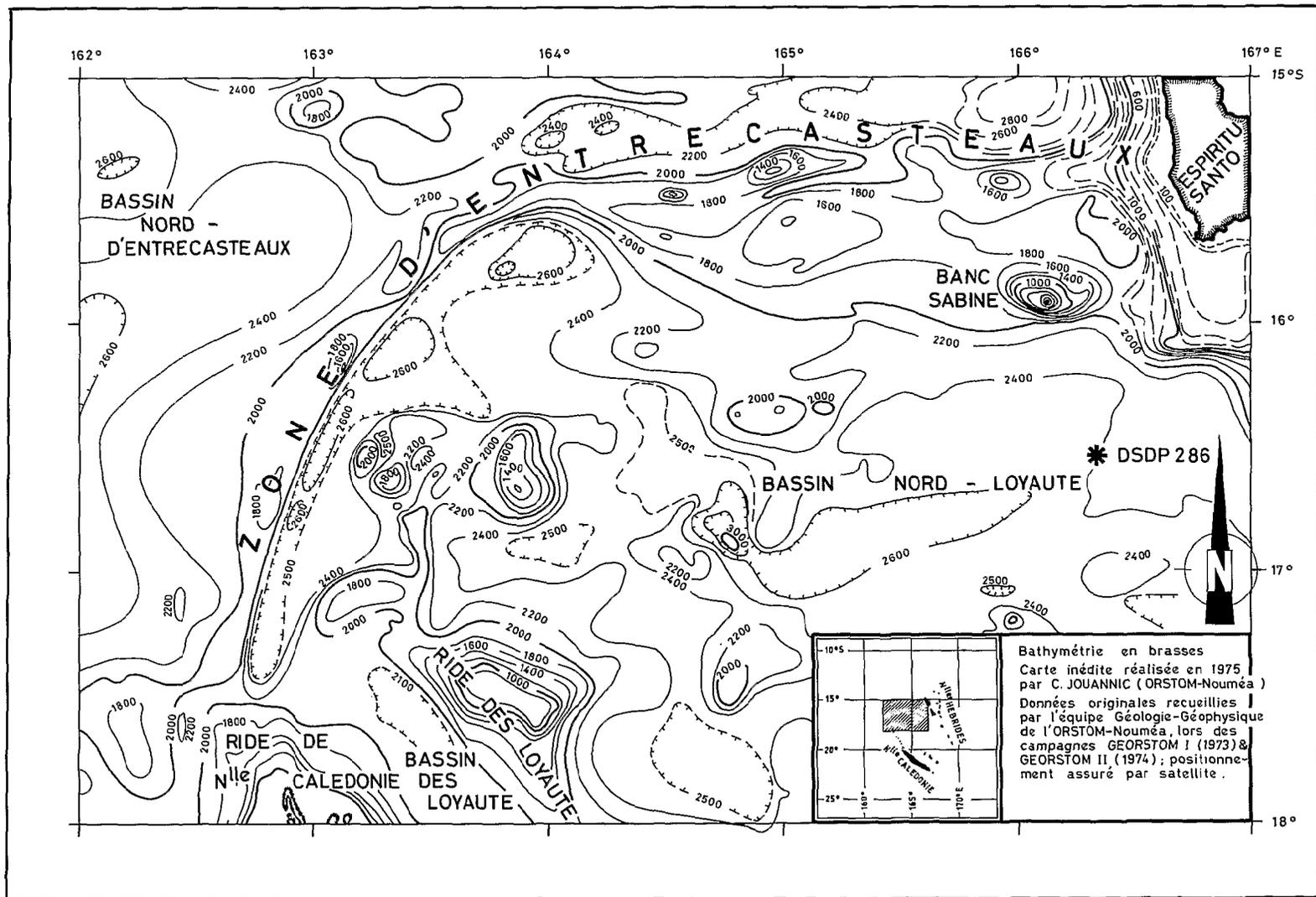


Fig. X-1 . Carte bathymétrique de la zone d'Entrecasteaux.

LE POINT DES CONNAISSANCES

Du point de vue bathymétrique, la zone d'Entrecasteaux correspond à une structure étroite et allongée (environ 100 km sur 600 km), marquée par une remontée du relief par rapport aux bassins océaniques environnants ; elle peut se décomposer en deux parties distinctes (Fig. X-2 et X-3) :

- une *partie occidentale*, légèrement courbe, grossièrement orientée SSW-NNE ;
- une *partie orientale*, à peu près rectiligne, orientée W-E ;

La *partie occidentale* de la zone d'Entrecasteaux se caractérise, sur l'ensemble de sa longueur, par une morphologie en horsts et grabens ; le flanc NW de cette structure, peu pentu, s'élève régulièrement du bassin Nord-d'Entrecasteaux au sommet du horst principal ; le flanc SE de ce dernier, relativement abrupt, borde une dépression, plus ou moins nettement séparée du bassin Nord-Loyauté par une série de horsts secondaires.

La *partie orientale* de cette même zone, également caractérisée par une morphologie en horsts et grabens, se distingue de la précédente par un relief généralement moins accentué, et par un arrangement structural différent, organisé autour d'un horst complexe, aux flancs assez abrupts, approximativement orienté W-E. Le versant nord de ce horst est bordé par une dépression relativement marquée, tandis que son versant sud s'abaisse assez régulièrement vers le bassin nord-Loyauté. Cette partie orientale se singularise également par la présence d'un édifice conique sub-affleurant (banc Sabine), dont la morphologie rappelle celle d'un volcan.

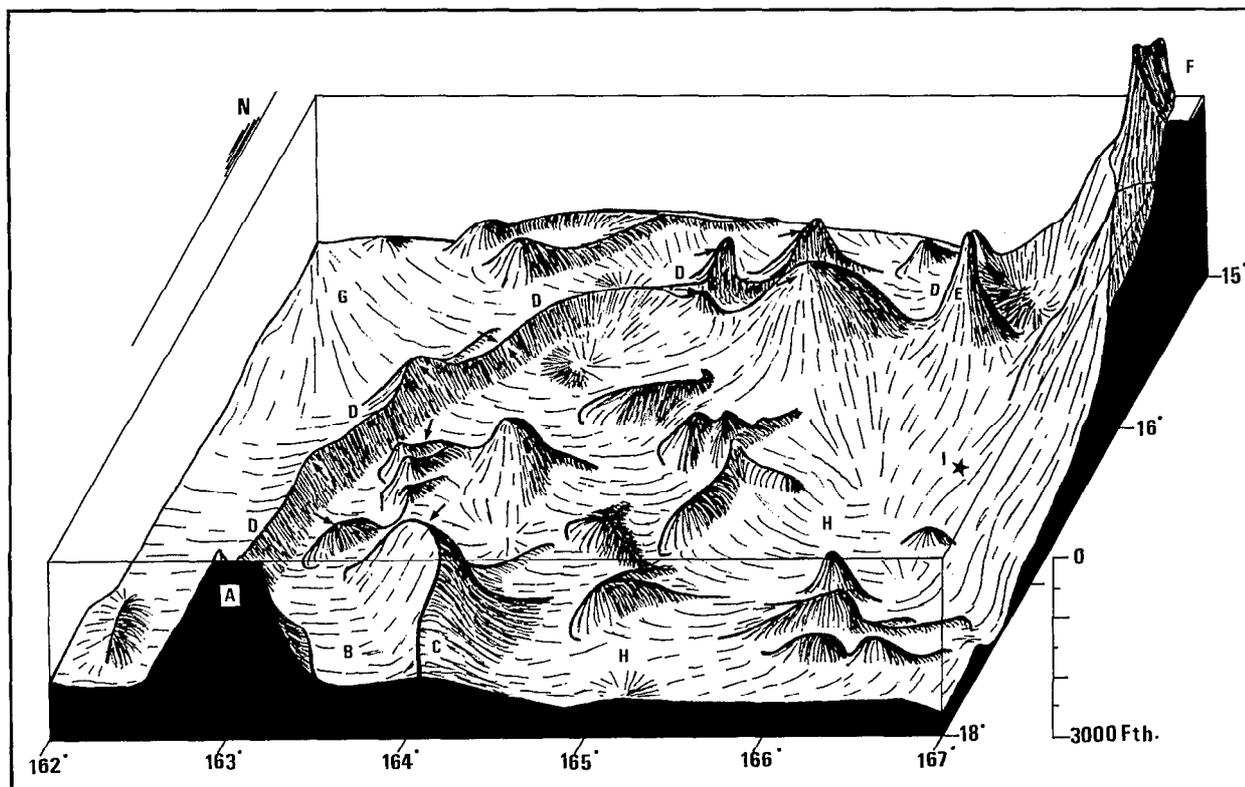


Fig. X-2 . Bloc-diagramme de la zone d'Entrecasteaux, réalisé à partir de la carte bathymétrique en brasses dressée par C. JOUANNIC (1975; inédite); exagération verticale : 37 fois; A : terminaison septentrionale du bâti néo-calédonien; B : bassin des Loyauté; C : ride des Loyauté; D : zone d'Entrecasteaux; E : banc Sabine; F : ile d'Espiritu Santo (Nouvelles-Hébrides); G : bassin Nord-d'Entrecasteaux; H : bassin Nord-Loyauté; I : forage DSDP 286; les petites flèches représentent les dragages (voir Fig. X-3).

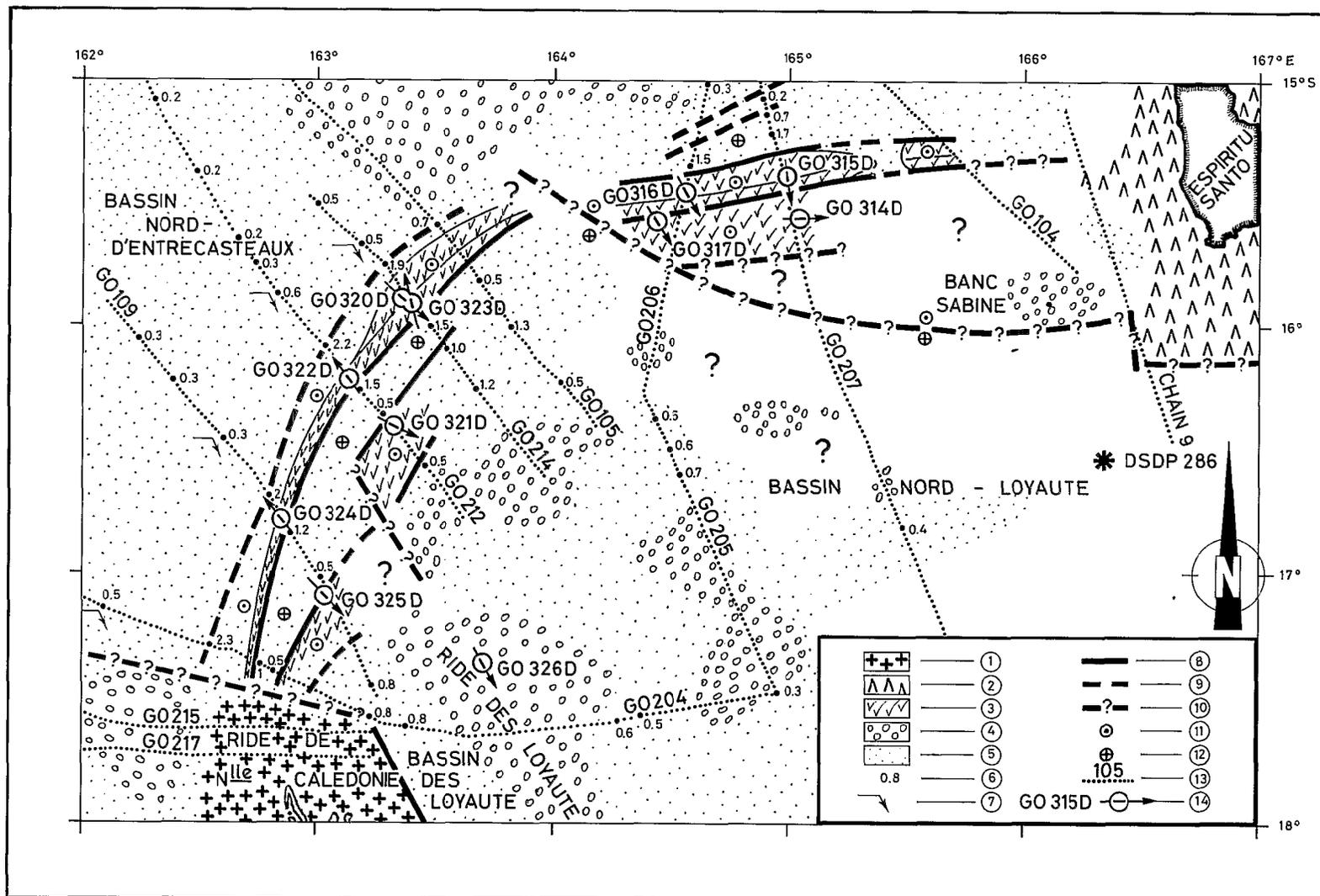


Fig. X-3 . Carte structurale de la zone d'Entrecasteaux, localisation des profils et des dragages; 1 : bâti néo-calédonien; 2 : bâti néo-hébridais; 3 : affleurements de basaltes de plancher océanique le long des horsts d'Entrecasteaux; 4 : massifs, affleurements de "socle", de nature indéterminée; 5 : couverture sédimentaire; 6 : épaisseur de sédiments visible sur les profils de sismique-réflexion (en secondes temps double); 7 : limite nord-ouest de l'épais bassin sédimentaire caractérisant la partie occidentale de la zone d'Entrecasteaux; 8 : accident affleurant; 9 : accident masqué par la couverture sédimentaire; 10 : accident possible; 11 : compartiment soulevé (horst); 12 : compartiment affaissé (graben); 13 : profils GEORSTOM (bathymétrie, sismique-réflexion, magnétisme) et profil CHAIN 9 (bathymétrie, sismique-réflexion, magnétisme, gravimétrie; LUYENDYK *et al.*, 1974); 14 : dragages réalisés au cours de la campagne GEORSTOM III NORD.

L'examen des différents profils de sismique-réflexion, effectués transversalement à la *partie occidentale* de la zone d'Entrecasteaux (profils GO 204, 109, 212, 214 et 105) met en évidence du nord-ouest au sud-est (Fig. X-4) :

- le bassin Nord-d'Entrecasteaux, présentant une faible couverture sédimentaire (0,2 à 0,5 secondes temps double) ;

- un bassin sédimentaire étroit et allongé (60 x 250 km environ), caractérisé par un épaissement très notable de la série sédimentaire (jusqu'à 2,3 s.t.d.) ; ce bassin apparaît toujours scindé en deux branches de puissance inégale, séparées par le horst principal :

. la branche NW correspond au flanc peu pentu cité plus haut, et peut atteindre 2.3 s.t.d. d'épaisseur ; son allure générale est celle d'un monoclinale assez régulier, la faible inclinaison des couches sédimentaires vers le nord-ouest étant probablement due au soulèvement tardif du horst principal ; ces dépôts viennent en légère discordance sur un substrat faillé, pendant faiblement vers le sud-est (structure en demi-graben) ; il est probable que la sédimentation a été, pour sa plus grande part, contemporaine ou subcontemporaine de la phase tectonique ayant affecté ce substrat ;

. la branche SE, moins puissante (1,5 s.t.d. maximum) correspond à un graben limité au nord-ouest par le horst principal, et au sud-est par un horst secondaire plus ou moins marqué ; les couches sédimentaires pendent faiblement vers le nord-ouest, sauf à proximité immédiate du horst principal, où elles présentent un net rebroussement à pendage SE, conférant ainsi une structure de type synclinal à la partie la plus épaisse du bassin ; ce rebroussement visible sur l'ensemble des couches, y compris les plus récentes, est certainement imputable à la surrection tardive du horst ; l'allure des niveaux sédimentaires ainsi que celle du substrat faillé à faible pendage NW qui les supporte, semblent indiquer de nouveau que la majorité des dépôts a été contemporaine ou subcontemporaine de la phase tectonique ayant affecté ce substrat ;

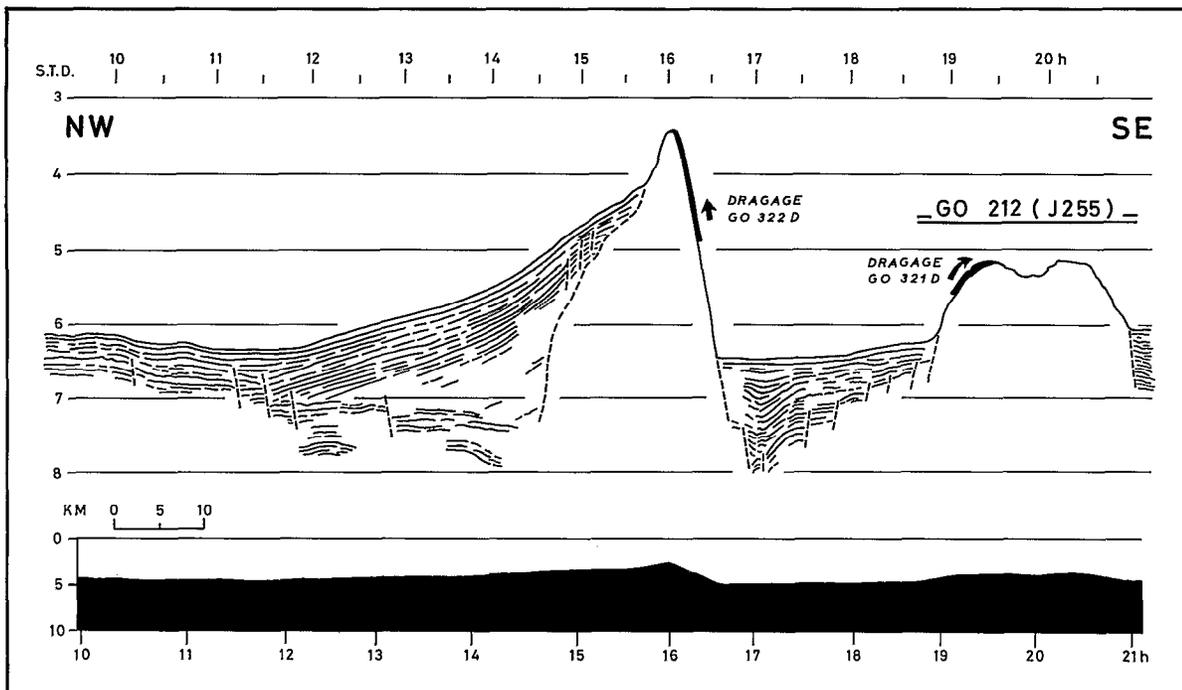


Fig. X-4 . Profil-type à travers la partie occidentale de la zone d'Entrecasteaux; en haut, interprétation de l'enregistrement de sismique-réflexion; en bas, coupe bathymétrique ramenée à l'échelle 1/1.

- des horsts secondaires, discontinus, plus ou moins surélevés, réduits parfois à de simples failles (profils GO 105 et 214) ;

- le bassin Nord-Loyauté, caractérisé comme son homologue septentrional, par une faible couverture sédimentaire (0,5 à 0,7 s.t.d.).

Les profils disponibles (GO 206, 207 et 104) sur la *partie orientale* de la zone d'Entrecasteaux montrent du nord au sud (Fig. X-5) :

- la terminaison méridionale du bassin Nord-d'Entrecasteaux, caractérisée par une faible couverture sédimentaire (0,3 s.t.d. en moyenne) ;

- un bassin sédimentaire étroit et allongé, correspondant à un graben limité par un réseau d'accidents conjugués, l'épaisseur des dépôts pouvant atteindre 1,7 s.t.d. dans la gouttière centrale ; une fois de plus, il est probable que ces dépôts sont contemporains ou subcontemporains de la phase tectonique ;

- un double horst, encadrant un graben de dimensions nettement plus modestes que le précédent, et sans remplissage sédimentaire notable ;

- une zone de transition entre ce horst et le bassin Nord-Loyauté, caractérisée par l'absence de couverture sédimentaire, la présence de nombreux accidents et un approfondissement progressif des structures ; le banc Sabine (ancien volcan ?) semble édifié sur cette zone de transition.

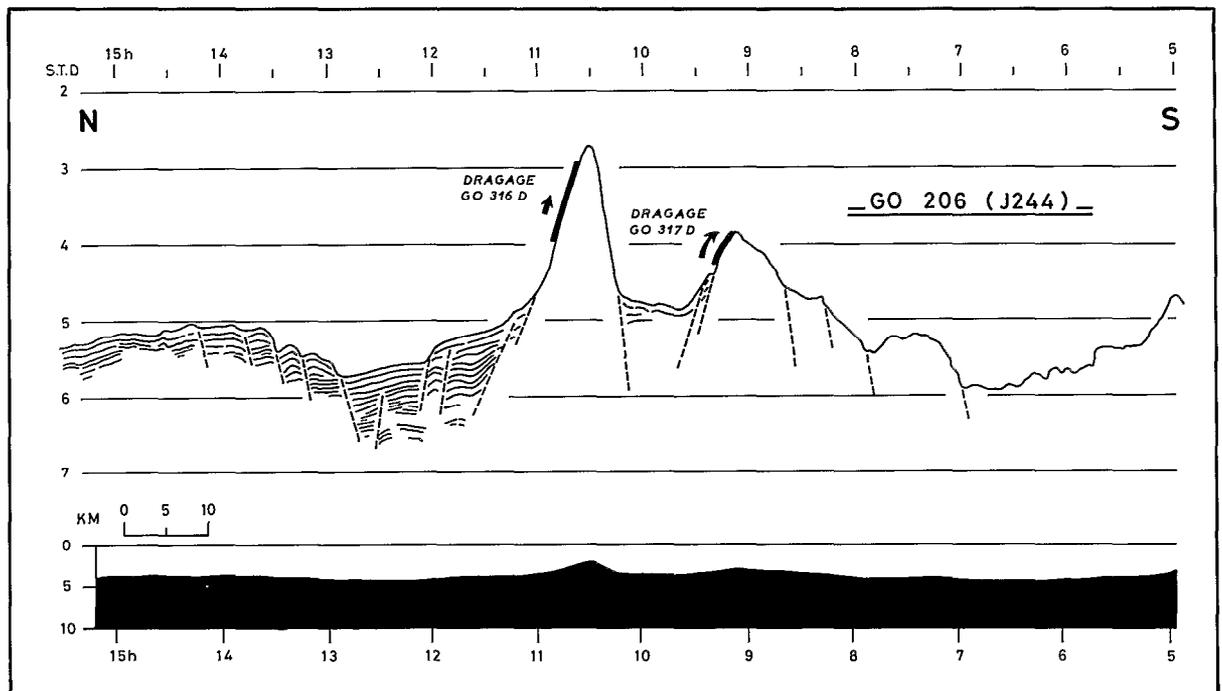


Fig. X-5. Profil-type à travers la partie orientale de la zone d'Entrecasteaux ; en haut, interprétation de l'enregistrement de sismique-réflexion ; en bas, coupe bathymétrique ramenée à l'échelle 1/1.

LAPOUILLE (cf. IX) a présenté et discuté en détail les **données de paléomagnétisme** disponibles sur les bassins Nord-Loyauté et Nord-d'Entrecasteaux. Dans son interprétation, l'auteur met en évidence, sur le bassin Nord-Loyauté, une succession de linéations d'anomalies magnétiques, orientées ENE-WSW, depuis l'anomalie 18 (42 M.A.) jusqu'à l'anomalie 23 (55 M.A.) (Fig. X-9), où il voit l'indice de la "création de la croûte du bassin Nord-Loyauté du sud vers le nord, entre 42 et 55 M.A." La reconstitution est interrompue au niveau de la zone d'Entrecasteaux, dont la morphologie accidentée interdit probablement tout schéma paléomagnétique cohérent ; plus au nord, par contre, de nouvelles linéations apparaissent dans le bassin Nord-d'Entrecasteaux - anomalies 30 (66 M.A.) à 34 (plus de 80 M.A.) - qui montrent une orientation variable (W-E dans la partie occidentale du bassin ; NE-SW dans sa partie centrale et, enfin, WNW-ESE dans la partie orientale) ; LAPOUILLE relie le changement de direction des linéations, entre les zones occidentale et centrale du bassin Nord-d'Entrecasteaux, à une hypothétique fracture majeure, orientée NW-SE, qui pourrait matérialiser le prolongement septentrional de la chaîne des Loyauté ; par contre, le problème du changement de direction des linéations entre les parties centrale et orientale du bassin n'est pas abordé. "L'identification des anomalies magnétiques 34 à 30 détermine donc la formation du bassin Nord-d'Entrecasteaux de 80 à 66 M.A., soit à la fin du Crétacé supérieur, avec dérive de la croûte du sud-est vers le nord-ouest (ou du sud vers le nord)" (LAPOUILLE, id.). L'auteur conclut que les deux bassins Nord-Loyauté et Nord-d'Entrecasteaux appartenaient à l'origine à "un seul et unique bassin, formé à partir d'un centre d'expansion situé dans le sud, bassin que la zone de fracture d'Entrecasteaux a affecté postérieurement."

Pour ce qui est de la **gravimétrie**, on ne dispose que d'un seul profil CHAIN situé à l'extrémité est de la partie orientale de la zone d'Entrecasteaux (LUYENDYK *et al.*, 1974) ; ce profil (Fig. X-3) orienté NNW-SSE, parallèlement aux côtes occidentales de Santo et de Mallicolo, à environ 60 km au large de celles-ci, est très excentré par rapport à la zone d'Entrecasteaux *sensu stricto*, et ne peut donc apporter que peu d'informations sur la structure profonde de celle-ci ; malgré ce handicap, CHUNG et KANAMORI (1978 a) interprètent les deux minima visibles sur l'anomalie de Bouguer comme l'indice que la structure d'Entrecasteaux est isostatiquement compensée, du fait de la présence de racines de faible densité en-dessous des deux principales élévations topographiques recoupées.

Les données sismologiques, d'autre part, montrent que depuis 1964, il n'a pas été mis en évidence, sur l'ensemble de la zone d'Entrecasteaux, de séismes de magnitude supérieure à 4.7 (LOUAT, comm. pers.). Cette observation prouve l'absence, depuis cette date, de mouvements horizontaux ou verticaux de grande ampleur, mais n'exclut pas, par contre, des réajustements limités.

Enfin, le **forage DSDP 286** (données reprises de ANDREWS, PACKHAM *et al.*, 1975 ; STOESER, 1975 ; LANDMESSER *et al.*, 1975), situé à moins de 100 km au sud du banc Sabine (Fig. X-1) apporte des informations essentielles à la compréhension de l'évolution régionale.

Ce forage a traversé 650 mètres de roches sédimentaires ou volcano-sédimentaires avant d'atteindre 10 m de pillow-lavas basaltiques constituant, semble-t-il, l'encaissant d'une intrusion gabbroïque reconnue sur 47 m (Fig. X-6). Le problème n'est pas clairement résolu de savoir si ces roches endogènes représentent ou non le plancher océanique (couche 2 formée au niveau d'une dorsale). En effet, le basalte foré au site 286, bien que différent de ceux dragués aux flancs des horsts de la zone d'Entrecasteaux - en particulier par la présence d'olivine bien exprimée minéralogiquement (d'où les teneurs relativement élevées en Cr et Ni - Tableau X-3) et par une teneur assez forte en K₂O (vraisemblablement due à son degré d'altération assez élevé) - peut cependant, compte tenu de sa composition chimique, être rapproché des tholites de plancher océanique. On admettra donc, dans ce qui suit, que ce basalte, préservé au toit de ce qui semble être une intrusion gabbroïque, constitue la partie supérieure du plancher océanique. Cette intrusion présente, au contact du basalte, une bordure figée extrêmement altérée, surmontant un corps gabbroïque dont les caractéristiques chimiques n'ont pu être définies du fait de son état d'altération. En l'absence de datations absolues, on est amené, pour

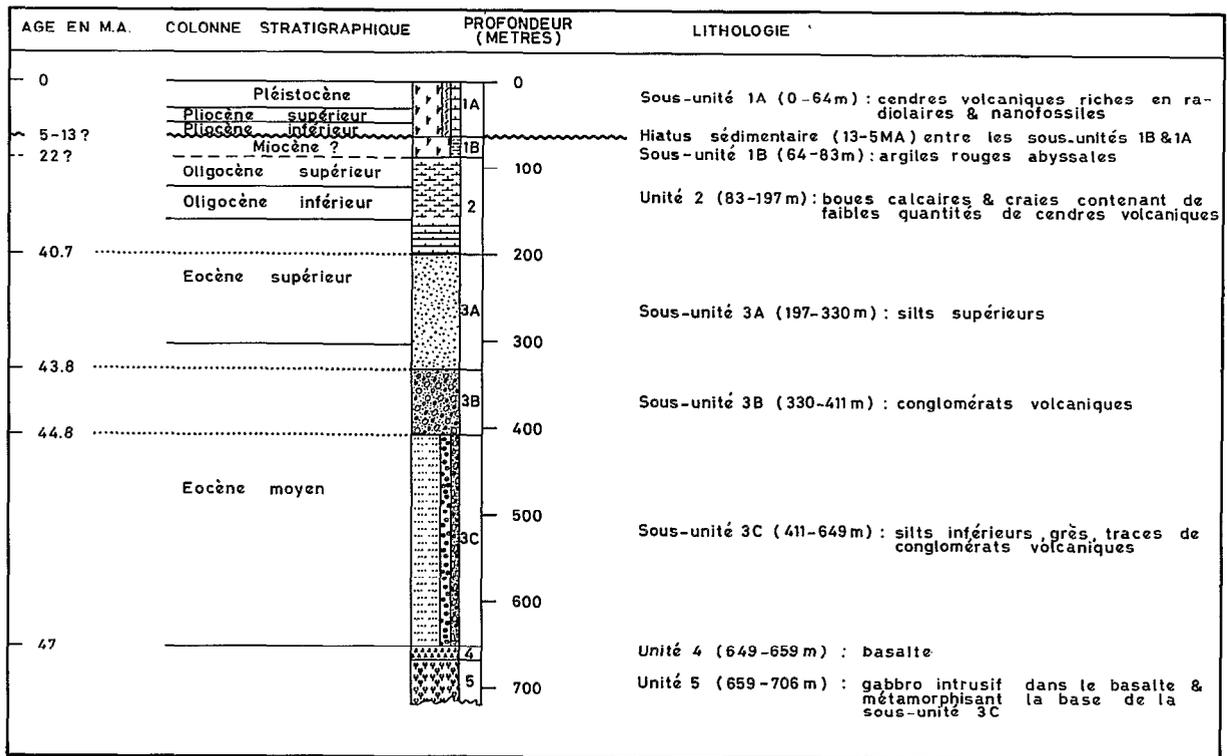


Fig. X-6 . Stratigraphie et lithologie des formations traversées lors du forage DSDP 286 (d'après ANDREWS, PACKHAM *et al.*, 1975).

dater la formation basaltique, à utiliser la limite supérieure fournie par les silts d'âge éocène moyen (47 M.A.) qui la surmontent (Fig. X-6 ; ANDREWS, PACKHAM *et al.*, 1975). La partie inférieure de ces silts semble, en outre, avoir été plus ou moins métamorphisée par des émanations chaudes et légèrement acides, en provenance de l'intrusion gabbroïque. Si les basaltes et les gabbros sont les produits du même processus magmatique, il paraît naturel de conclure que la formation du plancher océanique a débuté peu avant 47 M.A. par l'émission des basaltes, et s'est achevée par la mise en place des gabbros lors du dépôt des premiers silts éocènes (47 M.A.) ; par contre, si les basaltes et les gabbros ne sont pas cogénétiques, l'intrusion gabbroïque pourrait correspondre à une phase magmatique indépendante, plus ou moins tardive, sans qu'il soit possible de quantifier cette postériorité.

Ce plancher, on l'a vu, est surmonté d'une puissante série sédimentaire et volcano-sédimentaire, dont les principales caractéristiques sont les suivantes :

- la majeure partie de la série correspond au dépôt rapide, à l'Eocène moyen et supérieur (47 à 41 M.A.), d'épaisses séquences turbiditiques où alternent silts et grès (sous-unités 3 A et 3 C de la Fig. X-6) ; ces formations, mises en place à moyenne profondeur, contiennent une proportion importante de verre volcanique et de ponces (en granules ou galets), liée à l'existence d'un volcanisme andésitique ; les conglomérats volcaniques non lités de la sous-unité 3 B (Fig. X-6) seraient l'indice de la proximité de la ride volcanique émergée, responsable de cet apport volcano-sédimentaire ; la formation d'un plancher océanique, suivie d'une importante et rapide sédimentation de débris andésitiques persistant jusqu'à l'Eocène supérieur, semble indiquer que le site 286 était situé, à cette époque, dans un bassin marginal, à proximité d'un arc insulaire actif ;

- l'Eocène terminal et l'Oligocène (41 à 22 M.A. ; unité 2 de la Fig. X-6) sont marqués par un brusque déclin de l'activité volcanique ; la vitesse de sédimentation diminue fortement, et les dépôts deviennent nettement biogéniques (craies et boues calcaires contenant de faibles quantités de cendres volcaniques) ; ce changement dans la sédimentation s'accompagne d'un approfondissement progressif du site, probablement induit par le refroidissement de la lithosphère ;

- cette subsidence s'accroît à la fin de l'Oligocène et (vraisemblablement) au début du Miocène (22 à 13 M.A.), avec le dépôt plus ou moins discontinu d'argiles rouges abyssales, riches en fragments vitreux (sous-unité 1 B de la Fig. X-6), soulignant la reprise à cette époque d'une activité volcanique probablement assez lointaine ;

- l'absence de formations miocènes suggère un important hiatus sédimentaire (13 à 5 M.A.) lié probablement à une déformation du plancher océanique au niveau du site 286 ; au Pliocène inférieur, les dépôts reprennent avec l'arrivée croissante de cendres volcaniques, riches en radiolaires et nanofossiles, présentes jusqu'au sommet de la séquence sédimentaire (sous-unité 1 A de la Fig. X-6 ; 5 M.A. à actuel) ; ces cendres volcaniques peuvent être rapportées, au moins pour les plus récentes (2,5 M.A. à actuel), à l'arc actif des Nouvelles-Hébrides.

LES DONNEES NOUVELLES

Des données pétrologiques et géochronologiques inédites permettent de reconsidérer aujourd'hui les problèmes relatifs à la zone d'Entrecasteaux. Au cours de la campagne GEORSTOM III NORD, effectuée à bord du N.O. Le Noroît en Septembre 1975, treize dragages ont été réalisés sur cette zone ; onze d'entre eux se sont révélés positifs (Fig. X-3) ; leurs coordonnées sont consignées dans le Tableau X-1. Les différents types pétrographiques relevés dans ces dragages figurent dans le Tableau X-2 ; l'étude qui suit ne concerne que les basaltes.

N° du dragage	Début	Fin
GO 314 D	15°33'08-165°01'3E (-3120m)	15°33'08-165°03'0E (-2800m)
GO 315 D	15°22'48-164°59'0E (-2160m)	15°23'68-164°59'2E (-1800m)
(2) GO 316 D	15°26'08-164°33'2E (-2960m)	15°28'08-164°34'4E (-2200m)
GO 317 D	15°33'48-164°25'8E (-3200m)	15°34'88-164°26'4E (-2600m)
.....		
G0320 D	15°52'18-163°20'8E (-4150m)	15°54'28-163°23'3E (-3640m)
G0321 D	16°23'88-163°18'4E (-4190m)	16°24'68-163°20'3E (-3830m)
G0322 D	16°13'58-163°08'9E (-3680m)	16°12'08-163°07'7E (-2500m)
(1) G0323 D	15°55'58-163°24'1E (-4180m)	15°53'68-163°23'4E (-3250m)
G0324 D	16°47'08-162°51'3E (-3750m)	16°46'28-162°50'6E (-3020m)
G0325 D	17°05'08-163°01'3E (-4000m)	17°06'08-163°02'3E (-3700m)
G0326 D	17°21'28-163°41'4E (-2000m)	17°22'78-163°42'2E (-1460m)

Tableau X-1 . Coordonnées des dragages positifs réalisés sur la zone d'Entrecasteaux; 1 : partie occidentale, 2 : partie orientale, de la zone d'Entrecasteaux; les latitudes, longitudes et profondeurs données concernent la drague.

N° du dragage	basalte	hyaloclastites	volcanosédimentaire (tufs)	argiles et boues consolidées	encroûtements polymétalliques	nodules polymét.	roches siliceuses (jaspes, brèches siliceuses)	calcaires coralliens
G0314 D	+++	++		+	+			
G0315 D	+		+	++		+++		
(2) G0316 D	++	++		+	++	++		
G0317 D	++	+			++	+		

G0320 D	+			+++	++	+		
G0321 D				+		+		
G0322 D	+++	+			+			
(1) G0323 D	++	+	+	+	++			
G0324 D	++		++		+		++	
G0325 D		+			+			
G0326 D					+			+
+++ : très abondant ++ : abondant + : rare								

Tableau X-2 . Types pétrographiques relevés dans les dragages réalisés sur la zone d'Entrecasteaux ; 1 : partie occidentale, 2 : partie orientale, de la zone d'Entrecasteaux.

Les textures observées témoignent en général de phénomènes de trempe sous-marine plus ou moins marqués ; on observe en effet très fréquemment les habitus minéraux caractéristiques d'un refroidissement brutal : plagioclases bifides, en "boucle de ceinture", pyroxènes "en peigne", arborescences complexes avec intrication du plagioclase et du pyroxène. Les paragenèses minérales sont très constantes : feldspath plagioclase, clinopyroxène, minéraux opaques, minéraux d'altération et mésostase. Les phénocristaux de plagioclase (An₆₀₋₇₈ : labrador-bytownite) sont maclés albite, très souvent zonés de façon continue, et parfois séricitisés ; les phénocristaux de pyroxène (augite), souvent automorphes, de teinte légèrement verdâtre, et fortement biréfringents, sont fréquemment altérés (chlorite-ouralite) ; les minéraux opaques sont représentés par de l'ilménite, le plus souvent leucoxénisée ; on notera enfin l'absence totale d'olivine, et la présence épisodique de calcite. Parmi les 25 échantillons sélectionnés pour l'étude pétrographique, 10 d'entre eux ont fait l'objet d'analyses chimiques d'éléments majeurs et en traces (Tableau X-3) ; la composition chimique très constante des basaltes de la zone d'Entrecasteaux permet de les rapprocher sans aucune ambiguïté des tholéïtes de plancher océanique (KAY *et al.*, 1970) ; on observera en particulier les teneurs faibles en K₂O (inférieures à 0.5 %), et celles intermédiaires en TiO₂. Les éléments en traces confirment cette conclusion : les teneurs très faibles en Rb ainsi que celles des éléments de transition (Cr, Co, Ni et V) sont typiques de MORB ("mid-ocean ridge basalts") ; les diagrammes de PEARCE et CANN (1973), relatifs à Ti, Zr, Y et Sr, sont à cet égard particulièrement probants (Fig. X-7).

Les échantillons datés par la méthode des traces de fission de l'uranium (STORZER, 1970) ont été récoltés aux sites GO 314 D, GO 316 D, GO 323 D et GO 325 D (Fig. X-8) ; il s'agit de huit fragments de verre volcanique provenant soit de croûtes basaltiques vitreuses figées au contact de l'eau de mer lors de l'émission de la lave, soit d'éléments de hyaloclastites.

Les teneurs en uranium varient de 51 à 108 ppb ; l'échantillon 316 D22 (un des échantillons du site GO 316 D) montre, cependant, une teneur en uranium atteignant 227 ppb, valeur anormalement haute dans cette région ; ce verre pourrait peut-être témoigner de la présence d'un dyke dans cette zone.

	314 D2	315 D19	316 D24	317 D9	320 D1	322 D3	323 D1	324 D3	324 D4	324 D6	DSDP 286	MORB
<u>Poids %</u>												
SiO ₂	50.10	49.00	48.40	49.70	50.40	49.50	49.00	49.60	49.10	48.80	49.20	49.21 ± 0.74
Al ₂ O ₃	15.45	16.25	15.15	16.40	18.10	16.05	16.34	16.77	16.40	14.95	16.60	15.81 ± 1.50
Fe ₂ O ₃	5.85	5.15	5.55	6.45	5.45	7.45	4.60	2.46	2.25	2.60	3.40	2.21 ± 0.74
FeO	3.50	3.50	5.15	4.05	2.45	3.40	5.22	6.93	8.00	7.90	6.20	7.19 ± 1.25
MnO	0.14	0.09	0.13	0.11	0.10	0.12	0.18	0.15	0.16	0.16	0.12	0.16 ± 0.03
MgO	6.95	5.55	4.85	3.50	4.10	4.90	5.99	6.38	6.95	7.45	7.60	8.53 ± 1.98
CaO	10.45	11.85	11.50	9.95	9.60	8.90	11.58	12.91	11.95	12.15	9.90	11.14 ± 0.78
Na ₂ O	3.00	2.95	3.30	3.90	2.95	3.15	2.97	2.43	2.40	2.50	2.40	2.71 ± 0.19
K ₂ O	0.41	0.41	0.50	0.28	0.52	0.47	0.20	0.08	0.13	<0.03	0.87	0.26 ± 0.17
TiO ₂	1.37	1.17	1.91	1.84	0.99	1.40	1.90	1.36	1.45	1.40	1.50	1.39 ± 0.28
P ₂ O ₅	0.22	0.80	1.03	1.27	0.06	0.17	0.16	0.09	0.08	0.08	0.09	0.15 ± 0.04
H ₂ O-	1.50	2.08	1.58	1.79	3.40	3.37	1.08	0.25	0.30	0.61	-	-
H ₂ O+	0.81	1.58	1.37	1.35	2.00	1.45	0.88	0.31	0.60	0.83	1.90	-
TOTAL	99.75	100.38	100.42	100.59	100.12	100.33	100.10	99.72	99.77	99.43	99.78	98.76
Fe ₂ O ₃ /FeO	1.67	1.47	1.08	1.59	2.22	2.19	0.88	0.35	0.28	0.33	0.55	0.31
FeO*	8.76	8.13	10.14	9.85	7.35	10.10	9.36	9.14	10.02	10.24	9.26	9.18
FeO*/MgO	1.26	1.46	2.09	2.81	1.79	2.06	1.56	1.43	1.44	1.37	1.22	1.08
<u>ppm</u>												
K	3402	3402	4149	2323	4315	3900	1660	664	1079	<249	7219	2157 ± 1411
Rb	6	8	13	5	12	4	11	2	1	tr	-	-
Sr	119	153	169	280	137	150	124	166	153	143	200	123 ± 46
Ti	8220	7020	11460	11040	6000	8400	11400	8160	8700	8400	9000	8340 ± 1680
Zr	110	74	124	120	55	100	87	78	79	70	70	100 ± 42
Y	48	32	60	39	22	38	41	26	26	27	20	43 ± 12
Nb	4	2	3	2	tr	tr	5	4	5	1	-	-
Ni	100	62	36	26	35	34	40	125	139	108	200	123 ± 56
Co	50	29	31	22	35	34	39	46	49	51	50	-
V	272	242	300	429	207	315	328	274	280	292	150	289 ± 73
Cr	309	306	124	26	216	68	172	352	399	338	500	296 ± 80
Rb/Sr	0.050	0.052	0.077	0.018	0.088	0.027	0.089	0.012	0.007	-	-	-
K/Rb	567	425	319	465	360	975	151	332	1079	-	-	-
Y/Nb	12	16	20	19.5	-	-	8.2	6.5	5.2	27	-	-
d	2.60	2.35	2.40	2.20	2.15	2.30	2.85	2.90	2.95	2.90	-	-
FeO* = fer total sous forme de FeO												
d = densité apparente												
tr = traces												

Tableau X-3 . Compositions chimiques et densités apparentes des basaltes dragués sur la zone d'Entrecasteaux; analyses chimiques réalisées aux Services Scientifiques Centraux de l'ORSTOM (Bondy) pour les éléments majeurs, et au Centre Armoricaïn d'Étude Structurale des Socles, Université de Rennes (analyste H. MARTIN) pour les éléments en traces; la numérotation des échantillons est faite de la manière suivante : 314 D2 = échantillon 2 du dragage GO 314 D; l'analyse notée DSDP 286 correspond à un basalte à olivine très finement grenu (texture de trempe), provenant du forage DSDP 286 (STOESER, 1975; analyse 4, pages 406 et 408); l'analyse notée MORB correspond à la moyenne de 33 analyses de basaltes dragués sur la dorsale médio-atlantique (MELSON et THOMPSON, 1971; analyse 4, page 429).

Les basaltes des quatre sites sont tous, à des taux variables, altérés. Les températures ambiantes durant ces processus d'altération ont été estimées à environ 1 à 5° C aux sites GO 314 D et GO 325 D, environ 10° C au site GO 323 D, mais ont pu atteindre 40 à 110° C au site GO 316 D (Tableau X-4).

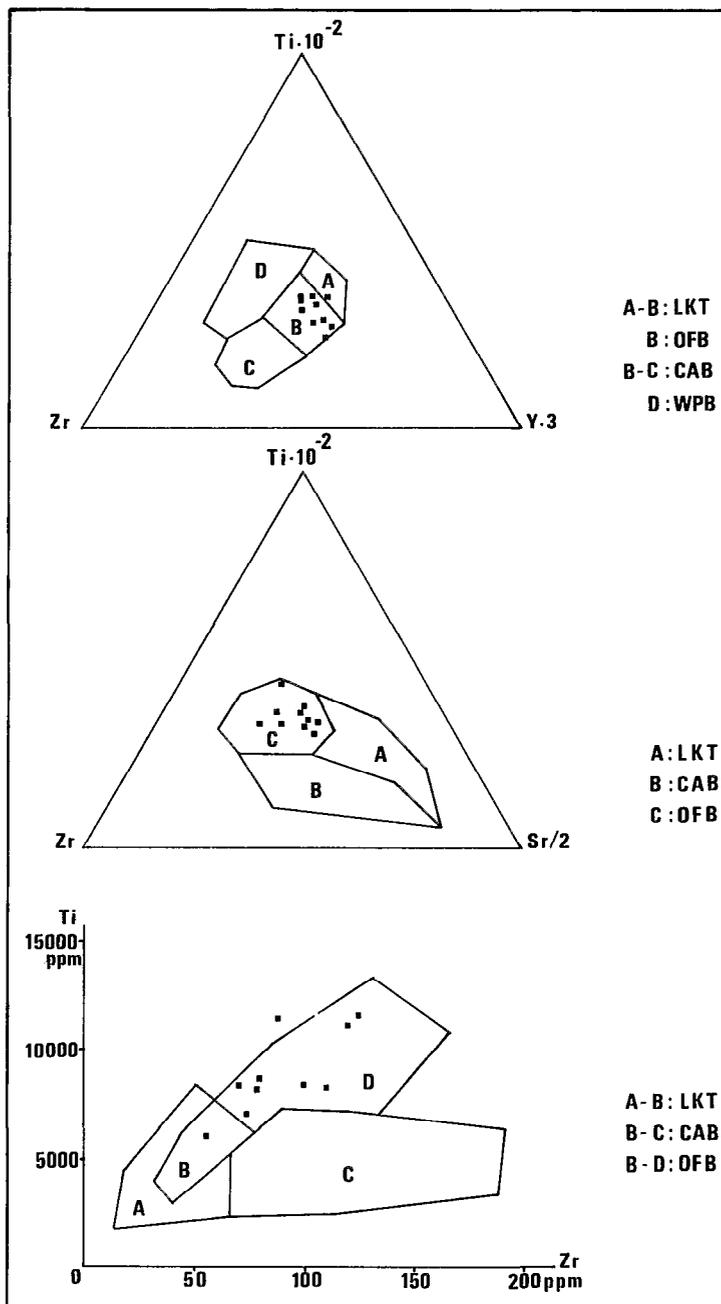


Fig. X-7 . Basaltes de la zone d'Entrecasteaux; diagrammes de PEARCE et CANN (1973); LKT: low potassium tholeiites (tholéïtes d'arcs); CAB : calc-alkali basalts (basaltes calco-alkalins d'arcs); OFB : ocean-floor basalts (tholéïtes de plancher océanique); WPB: within-plate basalts (basaltes intra-plaques).

Les âges "mesurés" sur les verres varient entre 34 M.A. au nord, et 20 M.A. au sud. Au site GO 316 D, cependant, ils sont excessivement bas (Tableau X-4). La mesure des tailles des traces de fission montre, toutefois, que les âges des verres de ces quatre sites sont, *tous*, à des degrés différents, thermiquement rajeunis, et nécessitent une correction (STORZER, 1970). Les âges "corrigés" des verres du site GO 314 D convergent à $56 \pm 4,9$ M.A., et ceux du site GO 323 D à $53,3 \pm 5,8$ M.A.; pour le verre du site GO 325 D, l'âge "corrigé" est de $36,4 \pm 5,2$ M.A. (Tableau X-4). Les âges "corrigés" obtenus sur les échantillons de ces trois sites sont interprétés comme étant les *âges de formation du plancher océanique* dans cette zone. L'âge "corrigé" du verre 316 D 22 (37 ± 12 M.A.) s'écarte, par contre, de façon significative, des âges corrigés des verres provenant des sites qui géographiquement l'entourent (Fig. X-8). Cet âge peut être interprété comme étant soit un *âge de formation*, soit un *âge de refroidissement*; dans le premier cas, il pourrait correspondre à la mise en place d'un dyke ou à un

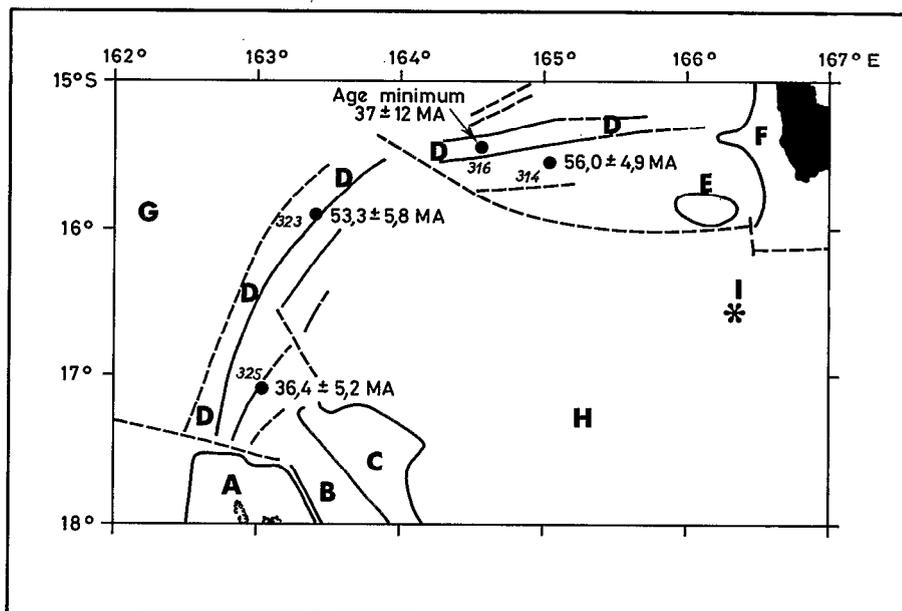


Fig. X-8 . Carte de localisation des datations (mêmes symboles que pour la Figure X-2).

N° éch.	âge mesuré en millions d'années	estimation de la température ambiante du milieu lors du processus d'altération	âge corrigé en millions d'années
314 DA	34.3 ± 2.9		57.2 ± 8.2
314 DB	27.9 ± 2.2		54.7 ± 8.0
SITE GO 314D (combinaison des résultats)		1 à 5°C	56.0 ± 4.9
316 D22	4.4 ± 0.7	90°C	37 ± 12 { supérieure à 40°C, même en tenant compte d'une éventuelle circulation hydrothermale
316 D27	≤ 0.7	110°C	
316 DA	≤ 0.7	110°C	
323 DA	23.2 ± 2.6		52.7 ± 8.9
323 DB	24.8 ± 2.8		53.9 ± 9.5
SITE GO 323D (combinaison des résultats)		~10°C	53.3 ± 5.8
325 D1	20.4 ± 1.5	1 à 5°C	36.4 ± 5.2

Tableau X-4 . Ages obtenus par la méthode des traces de fission de l'uranium sur les verres basaltiques dragués sur la zone d'Entrecasteaux; on se reportera pour les procédures analytiques à STORZER (1970) et STORZER et SELO (1978).

autre événement thermique majeur ; dans la seconde hypothèse, il représenterait - pour cet échantillon - un *âge minimum* ; cette dernière interprétation est plausible, si l'on tient compte du régime thermique particulièrement élevé de ce site (40 à 110° C ; Tableau X-4), dû peut-être à l'existence de circulations hydrothermales durant un certain laps de temps ; ces fortes températures ambiantes seraient également responsables du rajeunissement quasi-total des deux autres verres de ce site (316 D 27 et 316 D A) ; dans cette hypothèse, les basaltes du site GO 316 D seraient subcontemporains de ceux des sites GO 314 D et GO 323 D (environ 55 M.A.).

DISCUSSION

Les données qui viennent d'être présentées sont trop fragmentaires, et l'ensemble du contexte régional encore trop mal connu, pour permettre une reconstitution géodynamique satisfaisante de la zone d'Entrecasteaux. Des données supplémentaires concernant les rapports éventuels entre cette zone et le fossé Sud-Rennell (Fig. X-9), structure sinon identique, du moins assez ressemblante, située à 300 km environ au nord-ouest de celle-ci - où LARUE *et al.* (1977) ont vu la trace d'une ancienne zone d'expansion fonctionnelle aux alentours de 30 M.A. (Oligocène moyen) - devraient prochainement permettre de mieux cerner le problème ; dans cette optique, des études pétrologiques et des datations par la méthode des traces de fission sont en cours.

On ne présentera donc pas ici une nouvelle interprétation de la zone d'Entrecasteaux ; celle proposée par DANIEL *et al.* (1977) ne peut être en effet ni confirmée, ni infirmée par les nouvelles données pétrologiques et géochronologiques discutées plus haut ; on s'attachera plutôt à rechercher les liens possibles entre cette zone et le bassin des Loyauté, le bassin Nord-Loyauté et les dernières phases tectoniques reconnues en Nouvelle-Calédonie.

La première remarque qui s'impose est d'ordre géométrique : si l'on considère en effet l'ensemble formé par la Nouvelle-Calédonie, le lagon nord et la partie occidentale de la zone d'Entrecasteaux, on est frappé par la continuité des directions structurales majeures, qui s'infléchissent progressivement vers le nord, puis vers l'est, dessinant ainsi un arc de cercle de plus en plus fermé à mesure que l'on se rapproche de la zone d'Entrecasteaux (Fig. X-9). Cette continuité structurale apparente - si elle n'est pas un simple effet du hasard - pourrait traduire l'influence d'un même phénomène géologique (phase tectonique ? subduction ? obduction ?), sensible sur environ 1.000 km de distance.

On admet en général aujourd'hui que la nappe péridotitique néo-calédonienne s'est mise en place à l'Eocène supérieur - environ 40 M.A. - (PARIS *et al.*, 1979), durant une phase d'obduction vers le sud-ouest de la croûte océanique du bassin des Loyauté (cf. XII) ; selon COUDRAY (1977), cette phase compressive a été suivie (du Miocène moyen au début du Quaternaire) par une phase de distension, responsable de la plupart des traits structuraux visibles dans la morphologie actuelle de la Nouvelle-Calédonie. La ride néo-calédonienne peut donc, en première approximation, être considérée comme un horst de grandes dimensions (longueur : de l'ordre de 700 km ; largeur : 60 à 80 km ; rejets : plusieurs kilomètres) ; on a vu d'autre part que les structures mises en évidence sur l'ensemble de la zone d'Entrecasteaux s'apparentent à une succession de horsts et de grabens, impliquant des rejets non négligeables (par endroits supérieurs au kilomètre). Il est tentant de relier ces deux observations et de n'y voir que la conséquence structurale d'un même phénomène. Dans cette hypothèse, la surrection du

plancher océanique au niveau des horsts d'Entrecasteaux serait contemporaine des mouvements distensifs néo-calédoniens (Miocène moyen - début du Quaternaire) ; ceux-ci correspondraient soit à une réaction isostatique tardive du bâti néo-calédonien au charriage, à l'Eocène supérieur, de la nappe d'ultrabasites, soit à un changement du régime régional des contraintes, lié peut-être à l'évolution géodynamique de cette zone de marge. Ce relâchement général des contraintes, succédant à une phase de compression intense (obduction) se serait d'ailleurs fait sentir jusque sur la bordure orientale du bassin Nord-Loyauté, puisqu'au niveau du site 286 apparaît à cette époque (Miocène) un important hiatus sédimentaire (Fig. X-6) qui pourrait marquer une période de déformation de la croûte océanique.

Cette interprétation, cependant, ne rend pas compte de l'existence sur la zone d'Entrecasteaux, du bassin sédimentaire étroit et puissant, tectonisé lors de la surrection des horsts ; si l'hypothèse de la continuité, au Cénozoïque, des mouvements tectoniques entre la chaîne néo-calédonienne et la zone d'Entrecasteaux est exacte, il faut alors admettre que le bassin tectonisé par les horsts d'Entrecasteaux n'était que le prolongement septentrional du bassin des Loyauté, et qu'au moins jusqu'au début de la phase de distension (Miocène moyen) aucun obstacle structural majeur ne se dressait entre ces deux ensembles (cf. XII pour une étude détaillée du bassin des Loyauté).

Reste le problème de l'âge du plancher océanique surélevé de la zone d'Entrecasteaux, et de ses relations avec la croûte du bassin Nord-Loyauté. Deux cas peuvent être envisagés :

- sans remettre en cause le schéma global de LAPOUILLE (cf. IX), on remarquera que les datations des basaltes d'Entrecasteaux présentées plus haut ne s'intègrent pas parfaitement au tracé des linéations magnétiques mises en évidence par cet auteur sur les bassins Nord-Loyauté et Nord-d'Entrecasteaux (Fig. X-9) ; si toutefois l'on ne tient pas compte du dragage GO 325 D (dont l'âge corrigé s'écarte significativement de ceux des dragages GO 314 D et GO 323 D), si l'on observe, d'autre part, que les datations absolues sont présentées avec une marge d'erreur non négligeable (de l'ordre de ± 5 M.A.), et si enfin on se rappelle que le plancher océanique foré au site 286 peut n'avoir livré qu'un âge minimum, il n'est pas illogique de relier les anomalies I8 (42 M.A.) à 23 (55 M.A.) du bassin Nord-Loyauté aux âges de 53.3 ± 5.8 M.A. du dragage GO 323 D (59 M.A. ?) et de 56.0 ± 4.9 M.A. du dragage GO 314 D (61 M.A. ?) ; dans ce cas, l'âge du socle basaltique atteint au site 286 se situerait dans l'intervalle 55-61 M.A. ; cet accroissement des âges du plancher du sud-est vers le nord-ouest pourrait ainsi matérialiser la création progressive, depuis le Crétacé supérieur, de la lithosphère océanique à partir d'un centre d'expansion méridional ; dans cette hypothèse, le demi-taux d'expansion aurait été de l'ordre de 3 cm/an ;

- si, par contre, on conteste les résultats de LAPOUILLE (compte tenu des difficultés à attribuer sans ambiguïté un âge à une anomalie magnétique donnée), et que l'on ne considère que les datations radiométriques de la zone d'Entrecasteaux (y compris celle du site GO 325 D) ; si, d'autre part, on admet que le plancher océanique du site 286 est bien daté à 47 M.A., il apparaît, encore une fois, une augmentation de l'âge de la croûte océanique du sud vers le nord ; mais le demi-taux d'expansion correspondant n'aurait alors été que d'environ 1 cm/an.

Il n'est pas possible, avec les données actuelles, de trancher entre ces deux hypothèses ; quoi qu'il en soit, il semble bien que - dans la zone comprise entre 15 et 18° S, et 163 et 167° E - l'âge du plancher

océanique croisse plus ou moins régulièrement vers le nord, en s'éloignant d'une zone d'expansion "méridionale", qu'il est délicat de vouloir situer plus précisément.

Un dernier point, enfin, mérite réflexion. Les caractéristiques du forage DSDP 286 (Fig. X-6) ont été rappelées précédemment mais l'origine de la puissante série volcano-sédimentaire de nature andésitique et d'âge éocène moyen et supérieur demeure, cependant, énigmatique; il faut certainement y voir, comme on l'a suggéré plus haut, la preuve de la proximité d'un arc insulaire, actif durant l'Eocène. La zone de subduction liée à cet arc pourrait avoir été celle qui, à cette époque, intéressait la région Nouvelle-Calédonie/îles Loyauté; dans ce cas, le banc Sabine représenterait peut-être l'édifice volcanique le plus oriental de cet arc insulaire éocène, qui se poursuivait vers l'ouest et le sud en direction de la chaîne des Loyauté; les autres témoins de cet arc fossile devraient alors être recherchés, d'une part au niveau des pointements topographiques bien circonscrits qui apparaissent immédiatement au sud de la partie arquée de la zone d'Entrecasteaux (Fig. X-1 et X-9), et, d'autre part, dans le soubassement des îles Loyauté dont le volcanisme daté aux alentours de 10 M.A. (Miocène supérieur) par BAUBRON *et al.* (1976) ne représenterait qu'un épisode tout-à-fait tardif, lié à des réajustements isostatiques locaux. On remarquera, cependant, que la présence d'une limite de plaques de type subduction au niveau de la région Nouvelle-Calédonie/Îles Loyauté - zone d'Entrecasteaux, rendant compte de ce volcanisme de type arc insulaire, n'est guère compatible avec l'unicité originelle des bassins Nord-Loyauté et Nord-d'Entrecasteaux proposée par LAPOUILLE (cf. IX) sur la base d'une interprétation des données de paléomagnétisme disponibles sur ces deux bassins; le travail d'identification des anomalies magnétiques réalisé par cet auteur serait donc, au moins partiellement, à reprendre (bassin Nord-d'Entrecasteaux?), si l'existence de cette limite de plaques se confirmait.

CONCLUSION

La zone d'Entrecasteaux correspond à une surélévation topographique générale du fond marin, depuis la terminaison septentrionale du socle néo-calédonien jusqu'aux abords occidentaux des îles d'Espiritu Santo et de Mallicolo (Nouvelles-Hébrides); cette morphologie est la conséquence d'une tectonique distensive en horsts et grabens, qui a permis la mise à l'affleurement du plancher océanique, à la faveur de failles subverticales; les volcanites basiques, récoltées lors de dragages effectués aux flancs des horsts, présentent la plupart des caractères pétrographiques et chimiques des tholéïtes de plancher océanique; ces échantillons ont été datés; leur âge s'échelonne entre 56 M.A. (base de l'Eocène) et 36 M.A. (limite Eocène-Oligocène).

Ces résultats, associés aux données géophysiques présentées précédemment, permettent d'établir un schéma chronologique que nous présentons avec les réserves d'usage:

- durant l'Eocène, une subduction à pendage NE intéresse la région Nouvelle-Calédonie/Îles Loyauté; la terminaison arquée de cette zone de subduction se situe sur l'actuelle zone d'Entrecasteaux; le volcanisme qui en découle se manifeste par la puissante série volcano-sédimentaire forée au site 286 (qui pourrait provenir *pro parte* d'un édifice volcanique proche: le banc Sabine) et, à l'ouest et au sud, par la chaîne des Loyauté et ses prolongements septentrionaux immergés; au niveau de la zone d'Entrecasteaux, ces formations volcaniques reposent sur un plancher océanique, mis en place à l'Eocène à partir d'une ride à expansion lente; cette dernière correspond peut-être à la création d'un bassin marginal, à proximité de l'arc insulaire actif;

- l'Eocène supérieur (40-38 M.A.) est marqué par le blocage de la subduction, puis par l'obduction d'un feuillet de lithosphère océanique, sous forme de nappes péridotitiques chevauchantes sur le socle néo-calédonien ;

- la fin des phénomènes compressifs est suivie, après un répit tectonique, par une phase de distension, débutant au Miocène moyen (15 M.A.) ; c'est cette phase tectonique qui est responsable de la morphologie actuelle de la zone d'Entrecasteaux ; le prolongement septentrional du bassin des Loyauté est décalé et affecté par la surrection progressive des horsts, qui met à jour une partie du plancher océanique.

La zone d'Entrecasteaux pourrait donc, comme l'avaient déjà suggéré DANIEL *et al.* (1977), être considérée comme la terminaison arquée de la zone de subduction / obduction néo-calédonienne ; cette zone d'Entrecasteaux, dont la géométrie est apparue durant l'Eocène, a été, depuis le Miocène moyen, fortement oblitérée dans sa morphologie par des phénomènes distensifs, où l'on peut voir le contrecoup tardif de l'arrêt des contraintes régionales de compression.

Manuscrit remis en avril 1980
Manuscrit révisé en juillet 1980

CHAPITRE XI

**LES BASSINS SÉDIMENTAIRES
DU SUD-OUEST PACIFIQUE**

LES BASSINS SÉDIMENTAIRES DU SUD-OUEST PACIFIQUE

par Christian RAVENNE, Jean-Pierre DUNAND,

Charles-Édouard de BROIN et Françoise AUBERTIN

INTRODUCTION

La figure XI-1 situe la zone étudiée dans le Sud-Ouest Pacifique. Seules les trois premières campagnes AUSTRADDEC (1) sont représentées, la quatrième sort du cadre de cette étude dans la mesure où elle n'a pu mettre en évidence des zones d'accumulation sédimentaire.

(1) Les campagnes Austradec ont pu être réalisées grâce au concours de différents organismes ou sociétés: le Centre National d'Exploitation des Océans (CNEXO) et l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM) qui ont fourni les moyens à la mer (navire Coriolis et Noroît) et les possibilités d'étude du magnétisme et de la bathymétrie, l'Institut Français du Pétrole (IFP) responsable de la sismique et le Comité d'Etudes Pétrolières marines (CEPM).

L'énergie sismique a été fournie par une source IFP à implosion, le Flexichoc. Les ondes sismiques ont été recueillies sur une flûte de 12 ou de 24 traces et l'enregistrement numérique a été fait par un laboratoire IFP. Tous les profils effectués ont été positionnés par satellite.

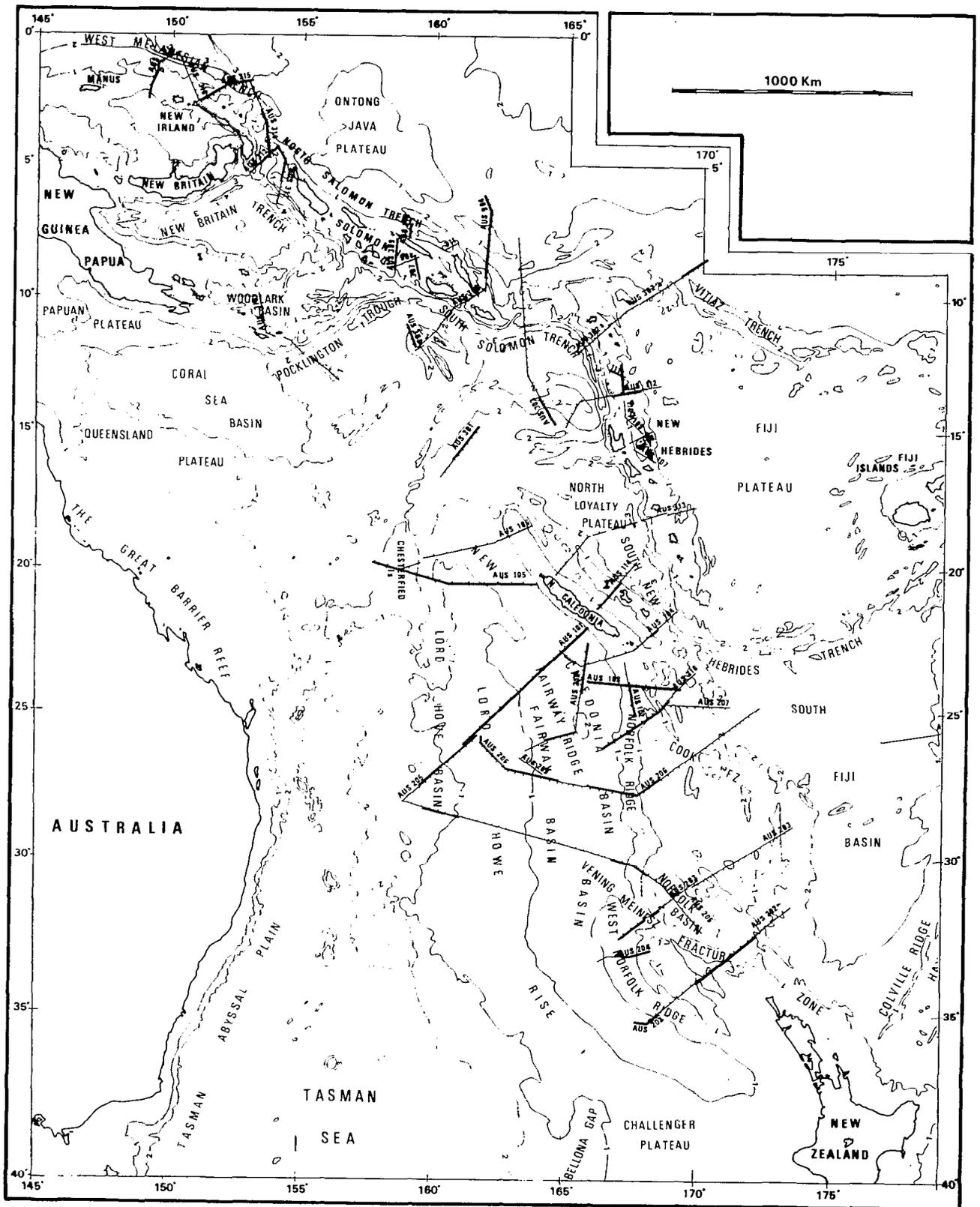


Fig. XI-1 . Plan de position des campagnes AUSTRADEC I, II et III

La campagne AUSTRADDEC I (1972) a permis l'étude de la région néo-calédonienne et celle de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides.

La campagne AUSTRADDEC II (1973) a prolongé cette étude vers le sud jusqu'à la latitude du nord de la Nouvelle-Zélande, dans une zone limitée à l'ouest par l'alignement des guyots de Lord Howe et à l'est par la ride des Trois Rois.

La campagne AUSTRADDEC III (1975) s'est déroulée au nord du domaine sud-ouest Pacifique et plus particulièrement dans la région des îles Salomon - Nouvelle-Irlande (voir chapitre VI).

La campagne AUSTRADDEC IV (1976) a étudié l'arc insulaire des Tonga-Kermadec, la zone de fracture de Hunter puis est revenue sur les arcs des Nouvelles-Hébrides et des Salomon.

Autour de la Nouvelle-Calédonie, nous avons pu disposer des profils Mobil et Gulf effectués dans les eaux françaises.

Nous avons scindé la description des zones d'accumulation sédimentaire en 2 parties : les bassins tertiaires reconnus et les zones potentielles d'accumulation. L'appellation zone potentielle reflète le manque de données ou le manque de pouvoir de résolution de la sismique dû généralement à la présence d'un fort réflecteur (discordance ou épisode volcanique) faisant écran. Enfin, il faut remarquer que ces différents bassins sédimentaires apparaissent sous de grandes profondeurs d'eau, généralement supérieures à 1.000 m ; seules les terminaisons nord et sud de la Nouvelle-Calédonie peuvent présenter des accumulations sédimentaires notables sous de faibles profondeurs d'eau, mais les données sismiques sont rares.

BASSINS SÉDIMENTAIRES RECONNUS

Le manque de cohérence des unités structurales du Sud-Ouest Pacifique (Fig. XI-2) nous contraint à le diviser en différentes régions, qui seront détaillées séparément dans chaque partie :

- 1° la région sud (campagne AUSTRADDEC II), comprise entre les latitudes du sud de la Nouvelle-Calédonie et du nord de la Nouvelle-Zélande ;
- 2° la région néo-calédonienne (campagne AUSTRADDEC I) ;
- 3° l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides (campagne AUSTRADDEC I) ;
- 4° l'ensemble complexe des archipels des îles Salomon et de Nouvelle-Irlande (campagne AUSTRADDEC III).

Région sud

Dans une bande large de près de 1.000 km, nous croisons trois grands bassins : d'ouest en est, les bassins de Lord Howe, de Fairway et de Nouvelle-Calédonie (Fig. XI-3 et 4). Dans leur majeure partie, ces trois bassins s'allongent dans une direction subméridienne, sur plus de 1.500 km. Leurs extrémités sont infléchies vers le NW au nord, et vers le SE au sud. Nous attribuons le changement de direction vers le sud-est de la plupart des éléments structuraux (bassin de Lord Howe, ride de Lord Howe, bassin de Fairway, ride de Fairway - Ouest-Norfolk, bassin de Nouvelle-Calédonie, ride de Norfolk), dans leur partie méridionale, à l'ouverture de la mer de Tasman, ce qui se traduit entre autres, par le déplacement observé en Nouvelle-Zélande de l'île Nord par rapport à l'île Sud le long de la faille alpine et par le décrochement de la ride de Norfolk par rapport à la Nouvelle-Zélande le long de la zone de fracture de Vening Meinesz.

Le bassin de Lord Howe (Fig. XI-5) est bordé à l'ouest par la mer de Tasman et à l'est par la ride de Lord Howe. Plus à l'est, la mise en évidence, au cours de nos campagnes, de la ride de Fairway (RAVENNE *et al.*, 1977 a), nous a conduit à diviser le bassin de Nouvelle-Calédonie en bassins de Fairway (Fig. XI-6) à l'ouest et de Nouvelle-Calédonie s.s. à l'est. Dans la partie centrale (latitude de l'île de Norfolk), l'ennoisement progressif de la ride de Fairway entraîne une évolution des deux bassins et un remplissage sédimentaire équivalent en nature et en puissance. Par contre, aux deux extrémités, seule la partie supérieure du remplissage passe sur la ride et assure une continuité entre les

deux bassins. Dans la partie inférieure, la ride de Fairway fait obstacle à une identité des remplissages en séparant les zones d'apport turbiditique (érosion de la Nouvelle-Calédonie par exemple) des zones plus éloignées de terres émergées, où les séries sont nécessairement plus pélagiques (d'après les faciès sismiques et les distances aux sources d'apport).

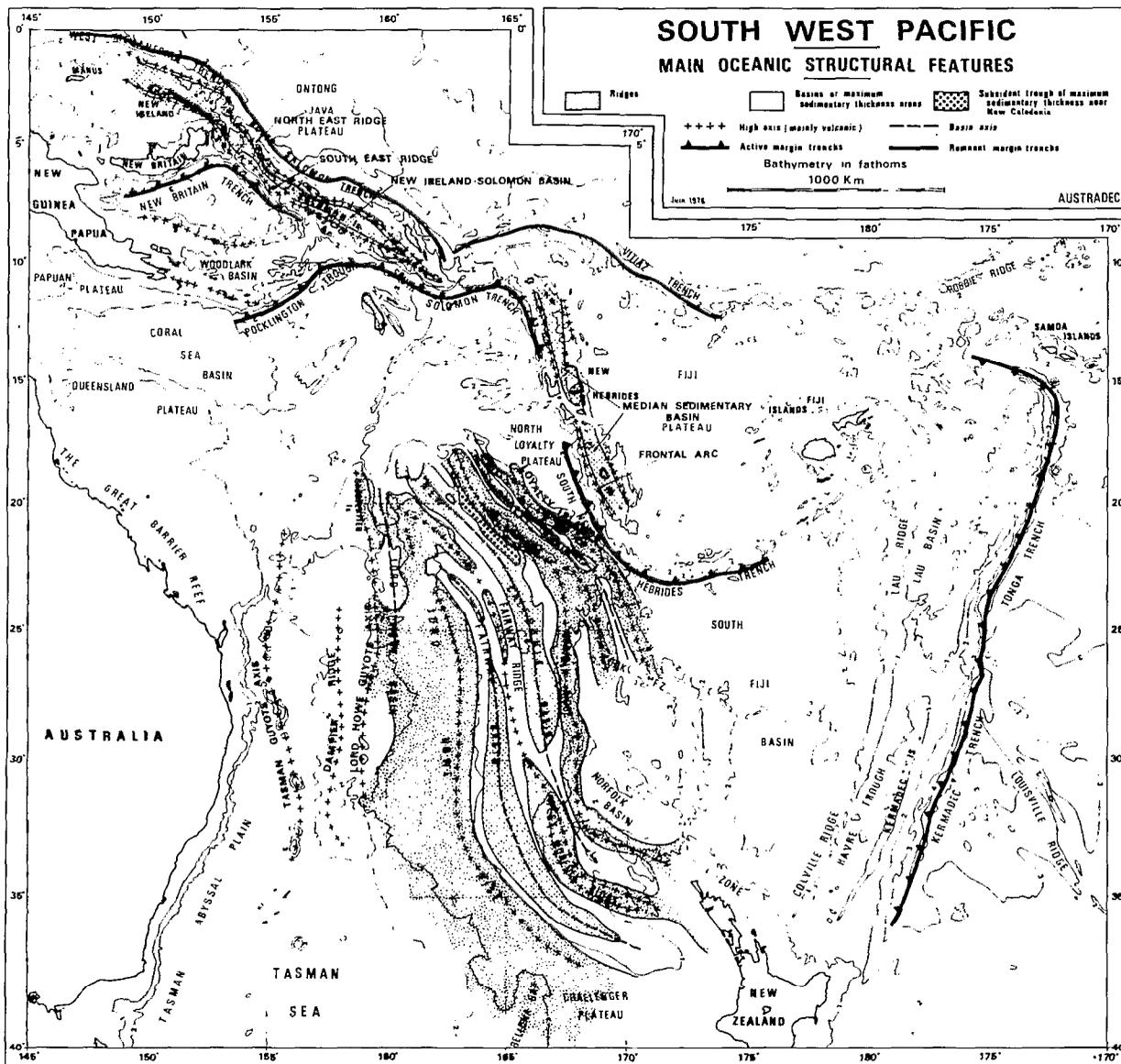
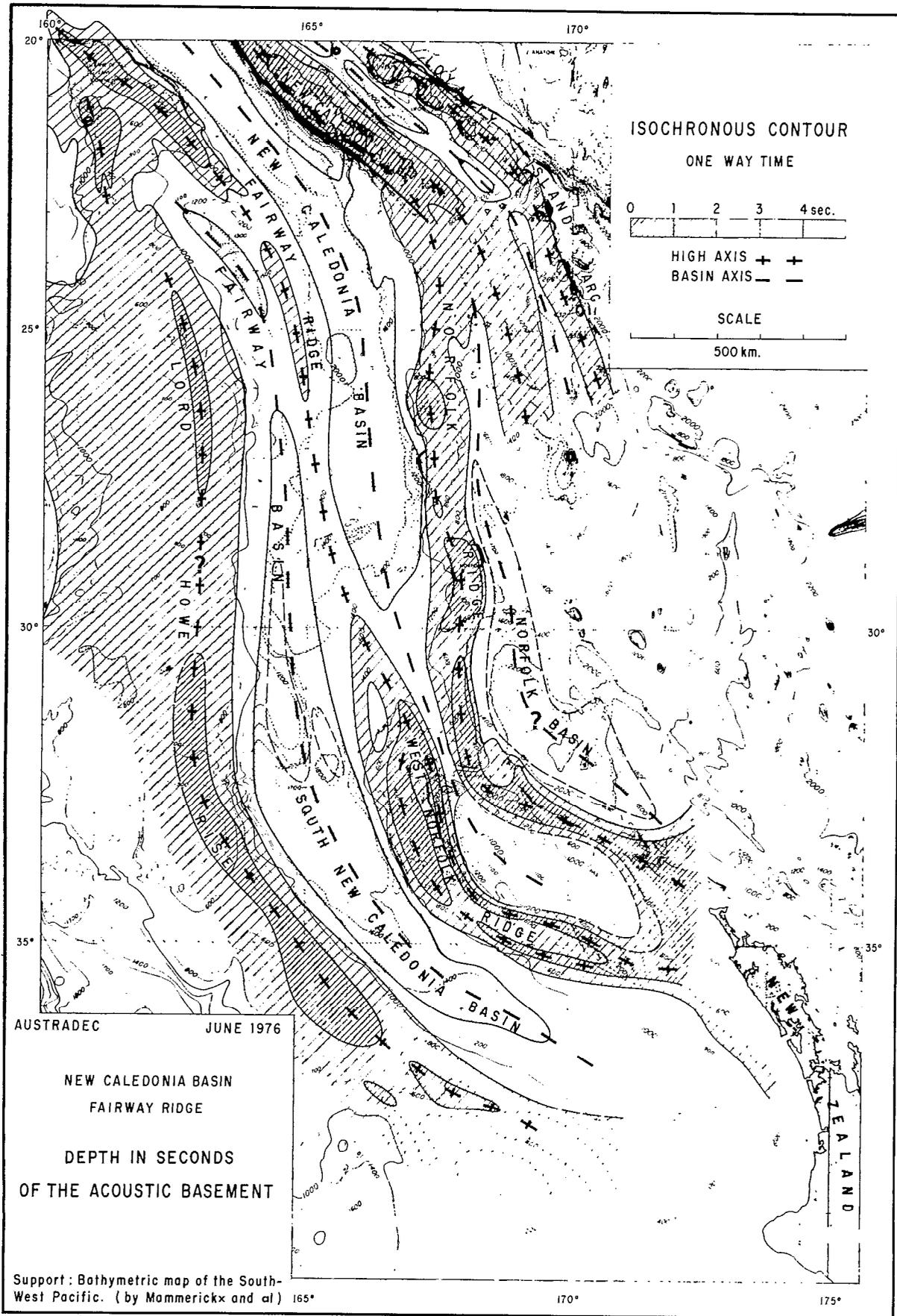


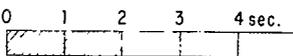
Fig. XI-2 . Principales unités structurales déduites de l'étude des campagnes AUSTRALDEC

Nous avons reconnu trois séries principales, séparées par deux fortes discordances. Quelques discordances mineures existent par endroits mais elles sont plus localisées. Du haut vers le bas, la première des discordances est aisément datée par les forages JOIDES (BURNS and ANDREWS *et al.*, 1973a) et par les phases tectoniques connues à terre (LILLIE and BROTHERS, 1970) ; il s'agit de la discordance Eocène-Oligocène. La deuxième discordance correspondrait à un niveau du Crétacé supérieur. La limite inférieure des séries, variable selon les régions, souligne le socle acoustique et correspond souvent au socle réel.

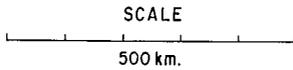
Fig. XI-3 . Carte isochrone de la région Sud montrant les principaux éléments structuraux



ISOCHRONOUS CONTOUR
ONE WAY TIME



HIGH AXIS + +
BASIN AXIS - -



AUSTRADEC JUNE 1976

NEW CALEDONIA BASIN
FAIRWAY RIDGE

DEPTH IN SECONDS
OF THE ACOUSTIC BASEMENT

Support: Bathymetric map of the South-West Pacific. (by Mammerickx and al)

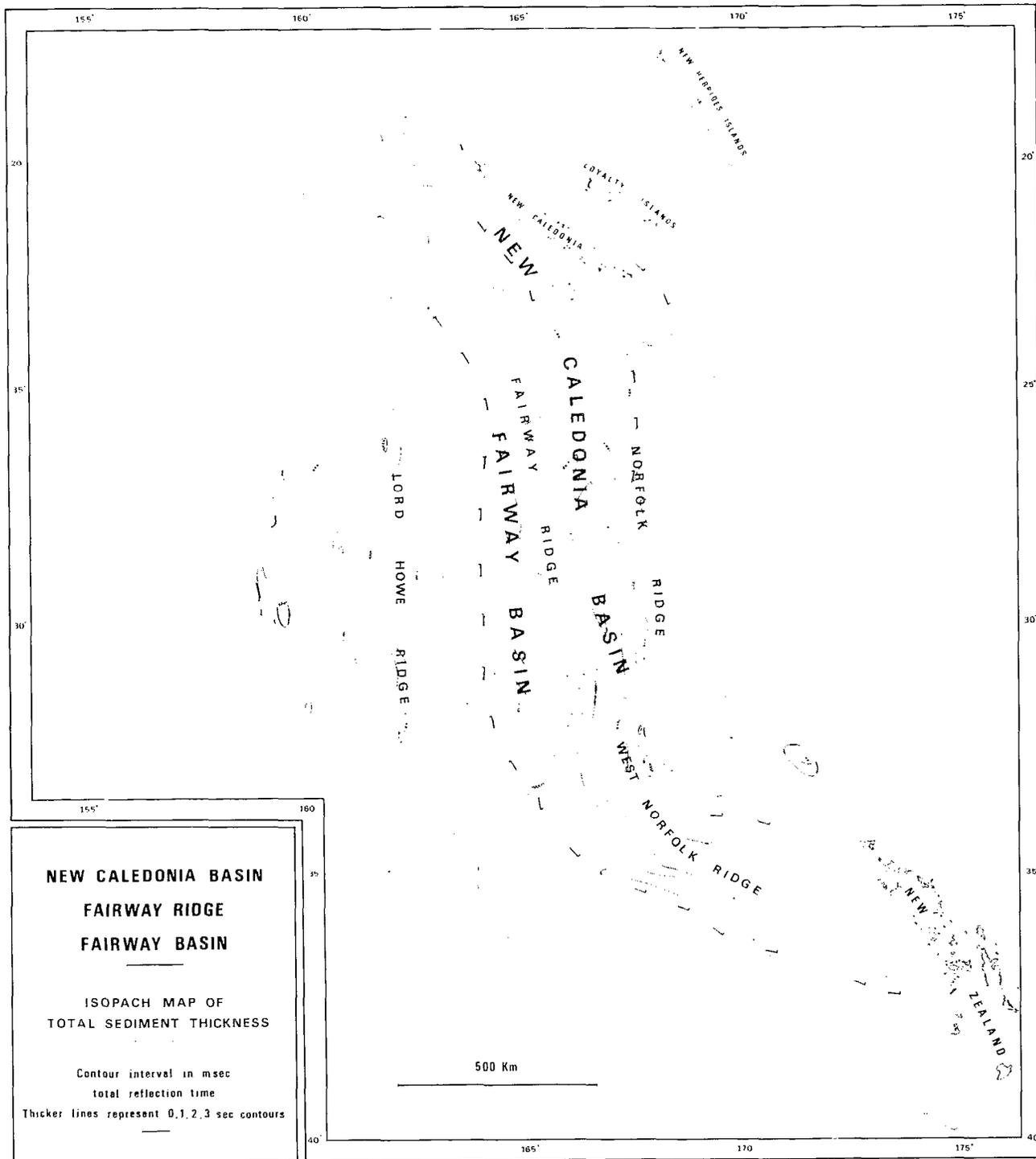


Fig. XI-4 . Carte isopaque de la région Sud montrant le développement des bassins de Fairway et de Nouvelle-Calédonie

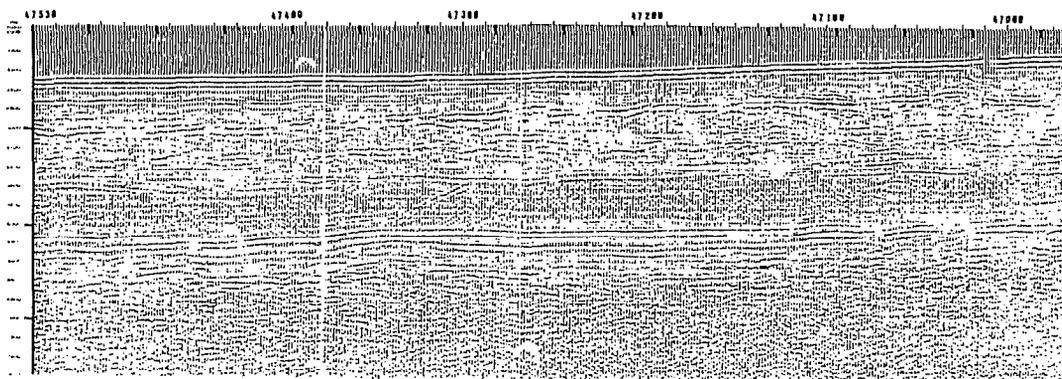


Fig. XI-5 . Coupe sismique dans le bassin de Lord Howe

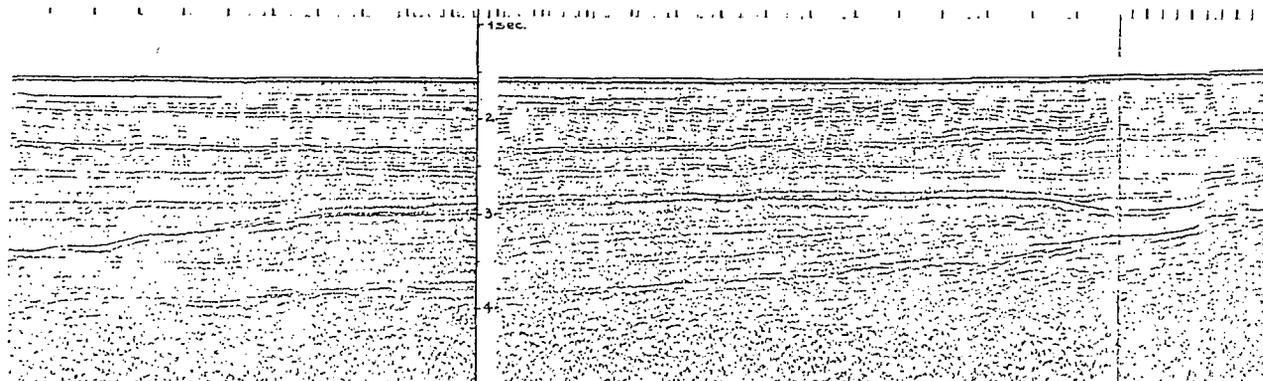


Fig. XI-6 . Coupe sismique dans le bassin de Fairway

L'épaisseur moyenne du remplissage sédimentaire est de l'ordre de 3 km. Trois principaux types de sédiments sont rencontrés :

- 1° détritiques et terrigènes, à proximité des terres émergées (Nouvelle-Calédonie, Nouvelle-Zélande), dont le démantèlement est responsable du surépaississement des dépôts à proximité de ces îles. Le remplissage du bassin de Nouvelle-Calédonie s.s est essentiellement de ce type;
- 2° pélagiques : boues calcaires avec quelques intercalations siliceuses ; ce type de dépôt est le plus répandu dans le bassin de Fairway et constitue probablement la partie essentielle du remplissage du bassin de Lord Howe. On le rencontre également dans le bassin de Nouvelle-Calédonie ;
- 3° sédiments dérivés du volcanisme : tufs, cinérites, coulées, couches volcanoclastiques. Du fait de l'activité volcanique intense du sud-ouest Pacifique, ces sédiments sont présents dans tous les bassins.

Région néo-calédonienne

On y observe en gros les mêmes bassins et le même type de remplissage. Toutefois, le bassin de Fairway, qui se ferme à la hauteur du banc de Lansdowne, voit son épaisseur diminuer progressivement. Le volcanisme, particulièrement intense dans cette région (sur la ride de Lord Howe, groupe des îles Chesterfield, banc de Nova...), introduit une dominante volcanoclastique dans le remplissage ; les coulées perturbent l'agencement des horizons sédimentaires.

Une dépression en forme de gouttière, où le remplissage sédimentaire dépasse 6.000 m, longe le flanc ouest de la Nouvelle-Calédonie (Fig. XI-7) dont le démantèlement assure la majeure partie du remplissage (DUBOIS *et al.*, 1974b ; RAVENNE *et al.*, 1977 a). Un petit bassin intermédiaire se développe au sud de la Nouvelle-Calédonie, entre le bassin de Nouvelle-Calédonie et la ride de Norfolk (DUPONT *et al.*, 1975).

Enfin, une épaisse série sédimentaire comble le bassin des Loyauté (Fig. XI-8 et 9). Ce remplissage est assuré simultanément par le démantèlement de la Nouvelle-Calédonie et les manifestations volcaniques des îles Loyauté. L'épaisseur de la série dépasse 6.000 m au sud de la Nouvelle-Calédonie et décroît graduellement vers le nord. Toute la série sédimentaire est post-Oligocène. Le socle qui apparaît à gauche de la figure XI-8 pourrait être le prolongement des péridotites connues à terre.

Arc insulaire des Nouvelles-Hébrides

La seule épaisseur notable de sédiments est observée dans la bande, large d'environ 70 km, que nous appelons "bassin sédimentaire médian" et qui se développe à l'arrière de l'arc frontal (Fig. XI-10 a,b,c, et 11). L'épaisseur maximale (supérieure à 2 km) est rencontrée dans la partie centrale de ce bassin, entre Espiritu Santo et Malekula à l'ouest, et Aurora et Pentecost à l'est. Deux séries y sont distinguées, séparées par une discordance angulaire sur la bordure ouest du bassin. L'épaississement, à cet endroit, est dû à la série supérieure post-Miocène, qui comble la dépression provoquée par l'arrivée de la "zone de fracture" d'Entrecasteaux dans la fosse des Nouvelles-Hébrides. Partout ailleurs, l'épaisseur du bassin sédimentaire médian est supérieure à 1 km, parfois à 2 km ; les termes qui le constituent se prolongent dans la série inférieure du bassin central. De nombreuses petites discordances existent, mais il est difficile de les rattacher aux phases tectoniques importantes connues à terre. Le remplissage est surtout à dominante volcanoclastique, et par ailleurs le socle n'a jamais pu être clairement défini du fait des manifestations volcaniques qui oblitèrent le remplissage sédimentaire (RAVENNE *et al.*, 1977b).

Région Salomon - Nouvelle-Irlande - îles de l'Amirauté

Il existe deux zones d'accumulation sédimentaire (Fig. XI-12 a,b,c et 13). La plus importante est constituée par le bassin qui s'étend des îles Florida (dans l'archipel des îles Salomon) à Mussau (dans l'archipel des îles de l'Amirauté). Il a la même origine et vraisemblablement la même nature que le bassin sédimentaire médian des Nouvelles-Hébrides. Du SE vers le NW, il comprend le "slot", la région sud-est de Bougainville et le plateau qui borde cette île au sud-ouest, le bassin compris entre l'archipel des îles Salomon et le bassin de Nouvelle-Irlande, enfin le bassin de Nouvelle-Irlande, compris en gros entre les îles de l'Amirauté et de la Nouvelle-Irlande. Sa largeur est de 70 km dans le "slot", décroît jusqu'à 30 km au niveau de Bougainville et atteint 100 km dans le bassin de Nouvelle-Irlande. Dans ce dernier, l'épaisseur sédimentaire peut dépasser 6.000 m. Trois à quatre discordances sont reconnues ; d'après l'histoire géologique terrestre, le remplissage sédimentaire aurait débuté à la fin de l'Oligocène ou au début du Miocène (de BROIN *et al.*, 1977).

L'autre zone d'accumulation sédimentaire borde au nord l'archipel des Salomon (KROENKE, 1972). Elle correspond à la province pacifique (COLEMAN, 1970 ; COLEMAN and HACKMAN, 1974), et elle est de même nature que la couverture du plateau d'Ontong Java (forages JOIDES 69 et 284), dont elle semble être un témoin décollé, plissé et faillé.

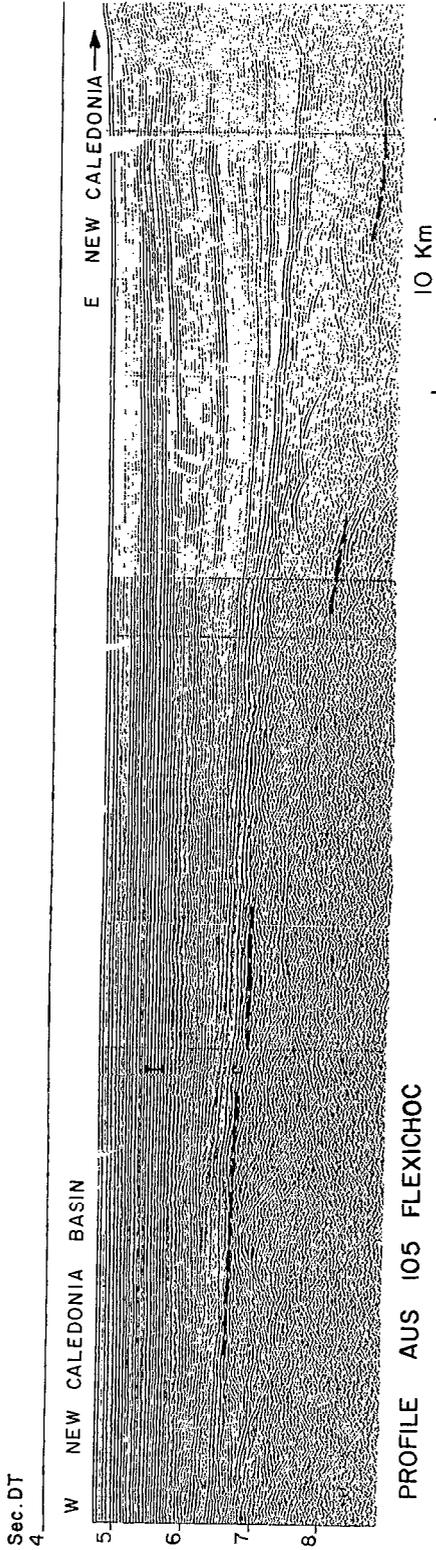


Fig. XI-7 . Profil AUS 105 dans le bassin de Nouvelle-Calédonie

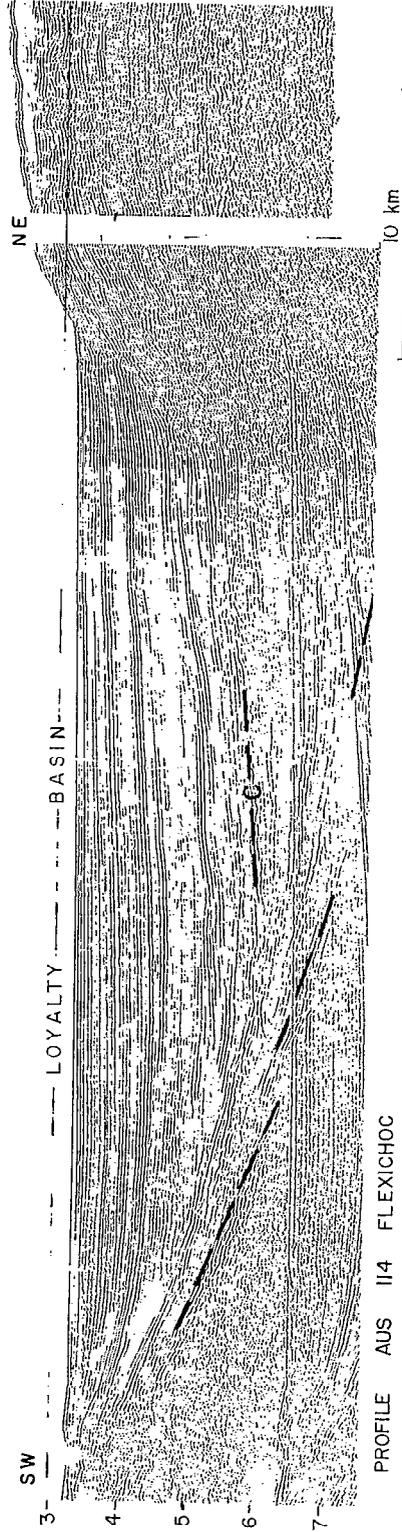


Fig. XI-8 . Profil AUS 114 dans le bassin des Loyauté. L'horizon marqué en tireté au SW du profil pourrait correspondre au toit des péridotites qui chevauchent la Nouvelle-Calédonie.

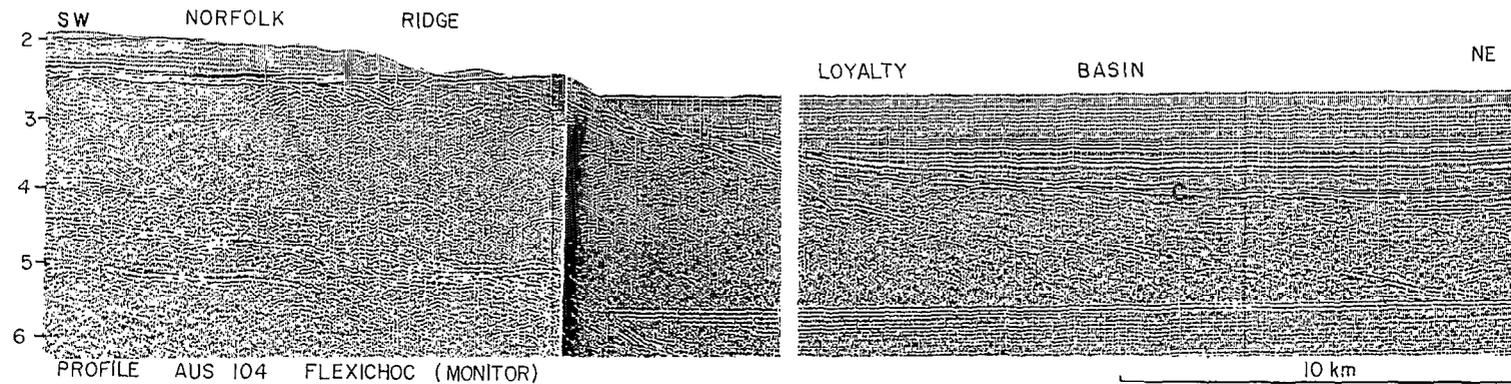
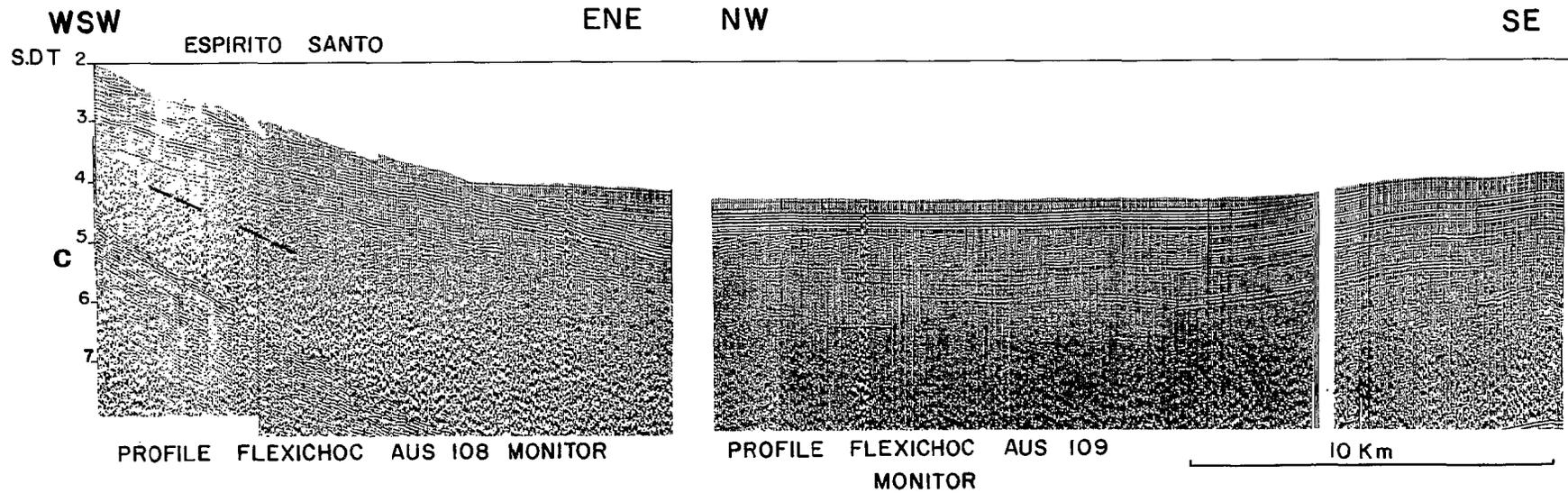
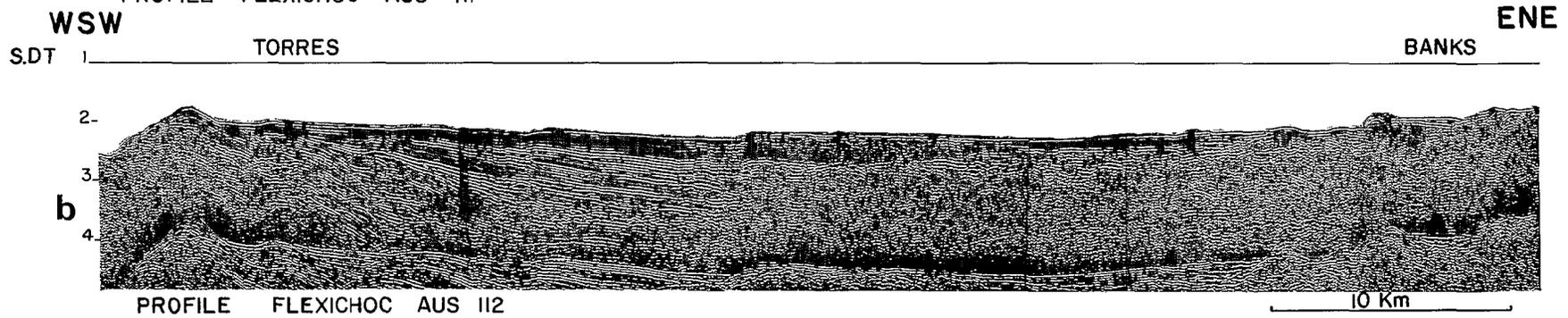
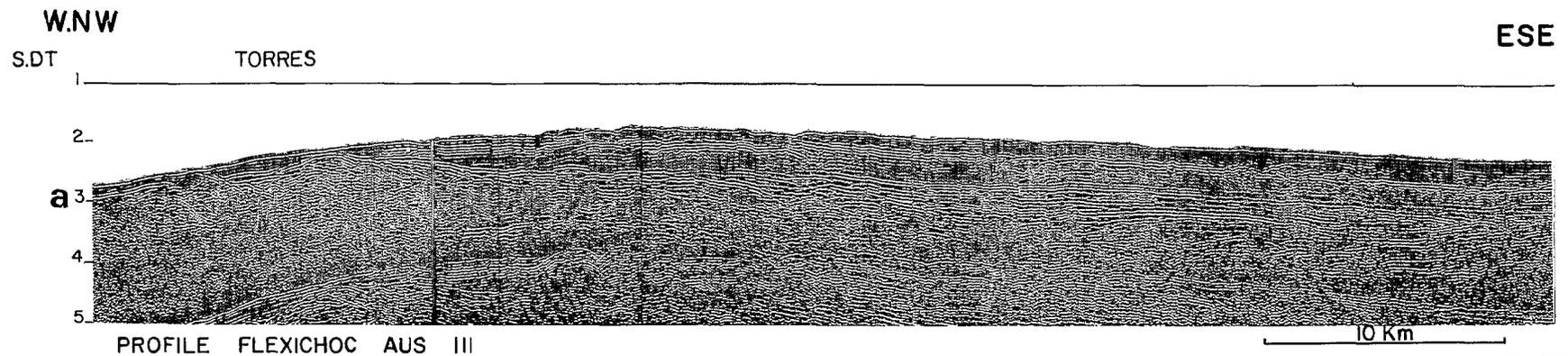


Fig. XI-9 . Profil AUS 104 dans la partie Sud du bassin des Loyauté, au contact avec la ride de Norfolk.

Fig. XI-10 . a = Profil AUS 111 au nord de l'arc des Nouvelles-Hébrides montrant l'arc frontal à l'ouest et le bassin sédimentaire médian. b = Profil AUS 112 au nord de l'arc des Nouvelles-Hébrides montrant l'arc frontal à l'ouest et le bassin sédimentaire médian. Noter la disparition assez brutale des horizons dans le bassin sédimentaire médian. Cette disparition correspond à la zone de montée magmatique. c = Profil AUS 108 dans la partie centrale du bassin des Nouvelles-Hébrides.



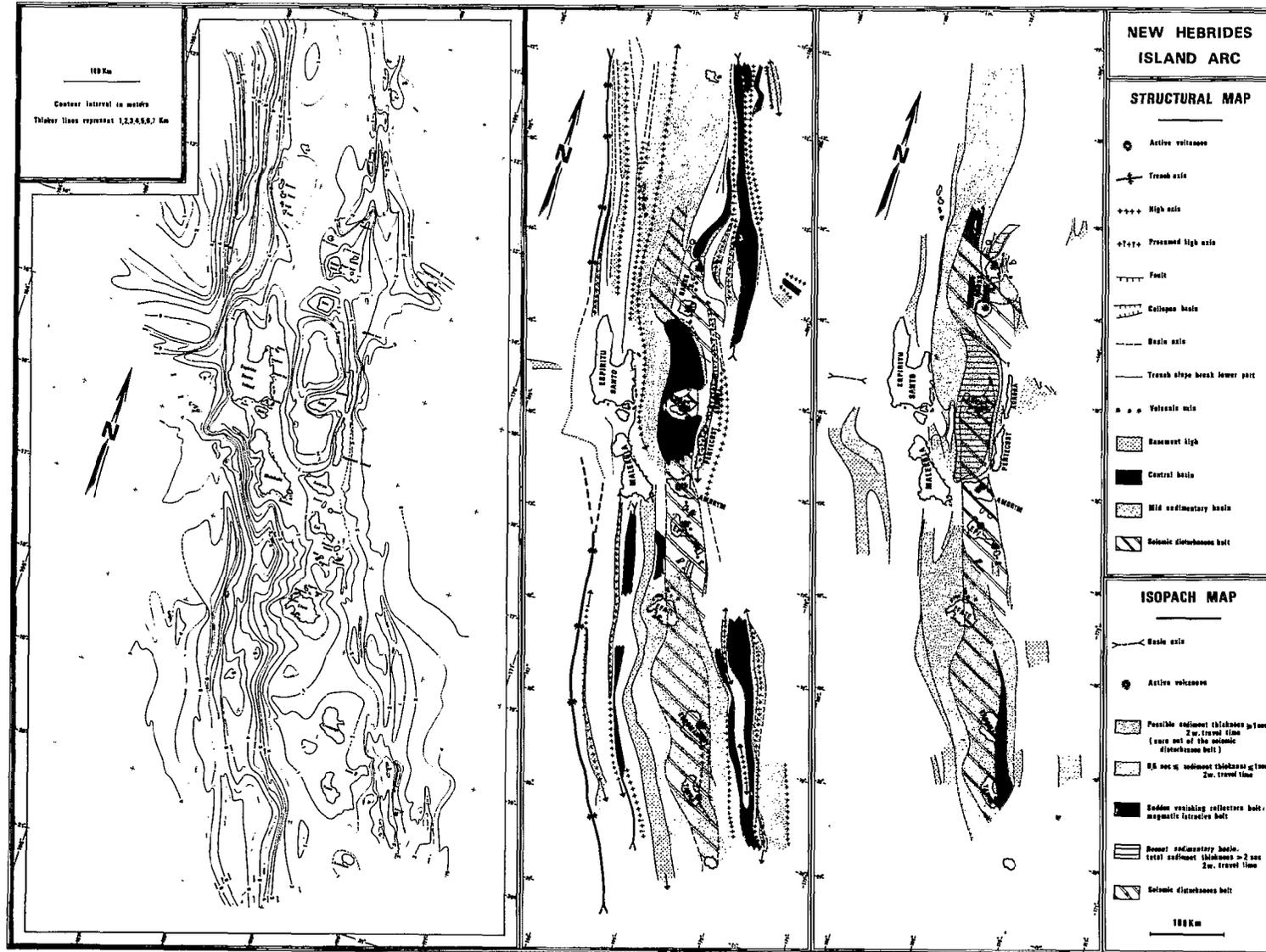


Fig. XI-11 . Cartes bathymétrique, structurale et isopaque de l'arc des Nouvelles-Hébrides. Les accidents transversaux ont été volontairement supprimés de façon à souligner l'allongement des structures et le passage des éléments structuraux du flanc interne à la partie occidentale de Espiritu Santo (d'après RAVENNE *et al.*, 1977 b)

Fig. XI-12 a, b, c. Profils AUS 315, 312, 308 dans le bassin sédimentaire de la région Salomon-Nouvelle-Irlande

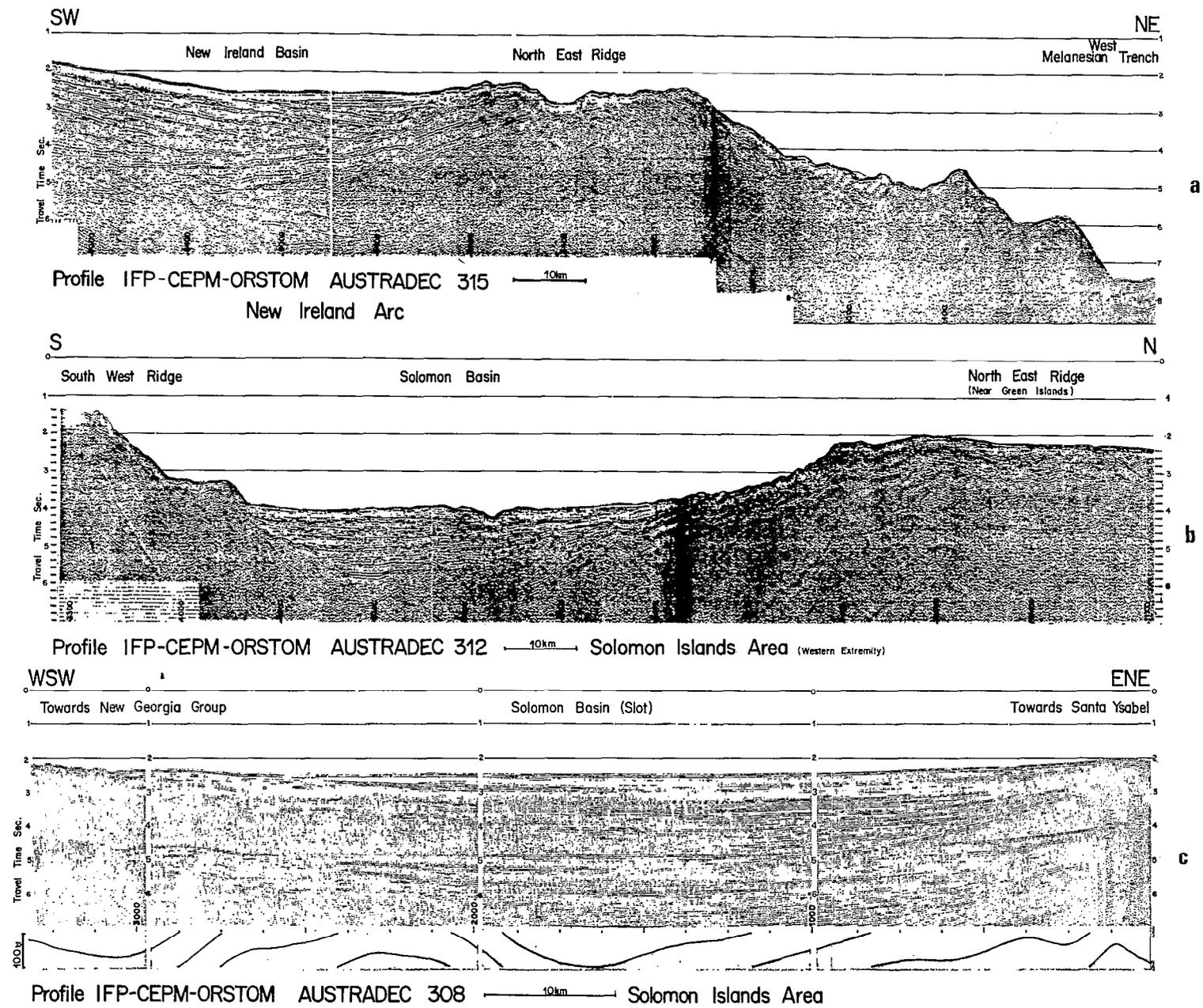
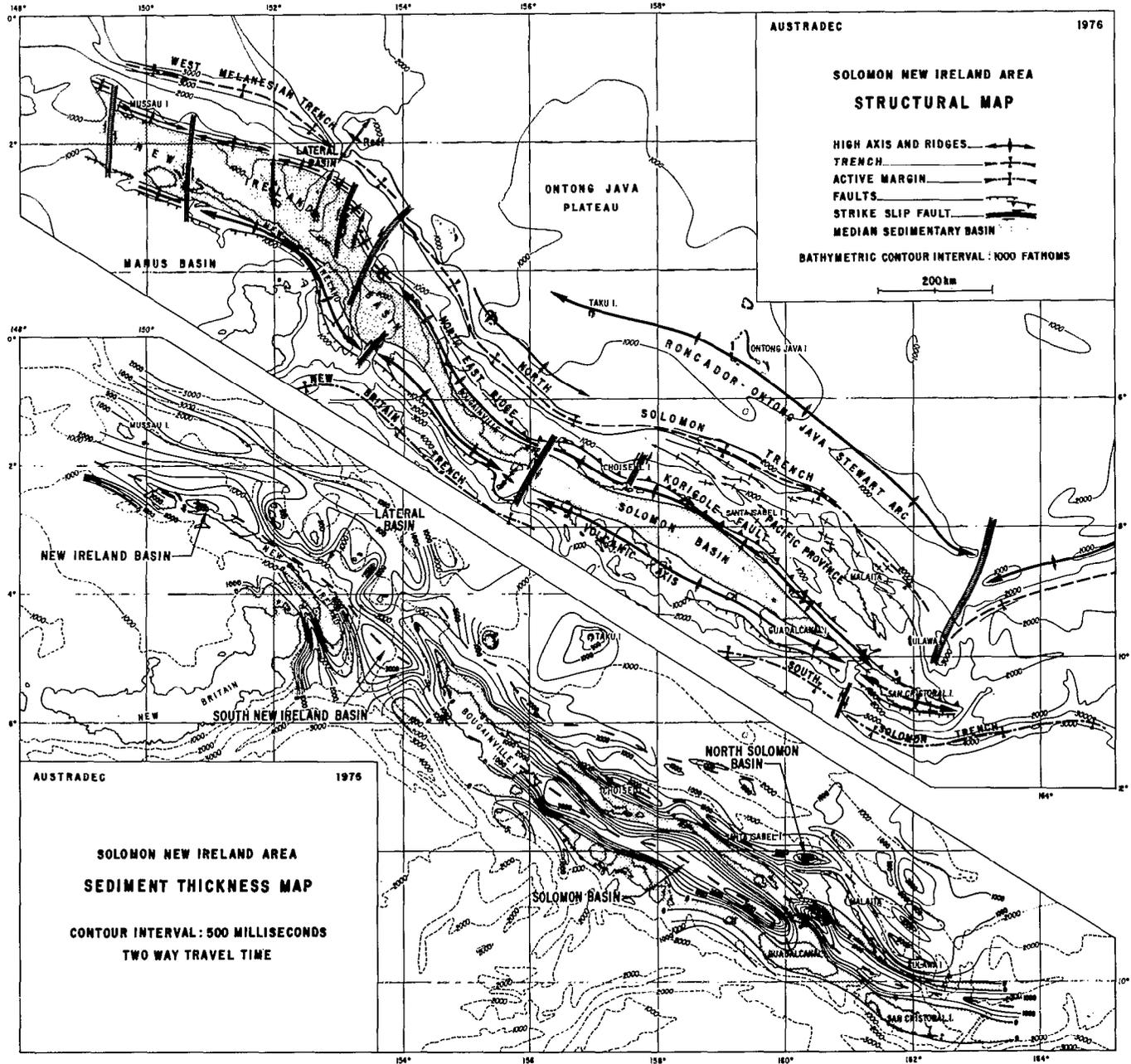


Fig. XI-13 . Cartes structurale et isopaque de la région Salomon-Nouvelle-Irlande montrant l'agencement des traits structuraux autour du bassin sédimentaire médian.



RÉGIONS POUVANT PRÉSENTER DES ÉPAISSEURS SÉDIMENTAIRES NOTABLES

Ride de Lord Howe

Les cartes isopaques que l'on a pu réaliser ne montrent qu'une faible couverture sédimentaire (Fig. XI-4). Mais le substratum acoustique pointé n'a pas de valeur stratigraphique, il représente seulement l'horizon "enveloppe" de différents phénomènes : des coulées et des pointements volcaniques, parfois le socle réel et le plus souvent une surface d'érosion très accidentée, sous laquelle on aperçoit fréquemment des réflexions témoignant de la nature sédimentaire des séries sous-jacentes (Fig. XI-14 et 15). Ce socle, quelle que soit sa nature présente un relief très accentué et on peut observer tout le long de la ride une série de poches sédimentaires, petits bassins d'étendue limitée (quelques dizaines de kilomètres) où le remplissage sédimentaire peut dépasser 3.000 m (LAUNAY *et al.*, 1977). En dehors de ces bassins, la couverture moyenne est peu importante, de l'ordre de 1.000m, en tenant compte toutefois qu'il peut exister un ensemble de séries, d'âge et de nature inconnus dont il faudrait chercher l'équivalent sur la bordure orientale du continent australien.

Ride de Norfolk - Nouvelle-Calédonie

La ride de Norfolk s'allonge sur près de 1.500 km entre la pointe NW de la Nouvelle-Zélande et la Nouvelle-Calédonie. Les études de deux d'entre nous (RAVENNE et de BROIN, 1975) montrent le rattachement de la ride de Norfolk à l'extrémité NW de la Nouvelle-Zélande par la zone de fracture de Venning Meinesz.

Au nord, elle se poursuit par la Nouvelle-Calédonie. La géologie de celle-ci est assez bien connue, mais tous les travaux ont eu une optique minière ou structurale ; une seule étude a eu un objectif pétrolier ou du moins sédimentaire, celle de TISSOT et NOESMOEN (1958), et encore était-elle limitée aux bassins de Nouméa et de Bourail. Le substratum de l'île et son prolongement nord (300 km) sont peu connus. La présence de réflexions organisées dans le Grand Passage au nord de la Nouvelle-Calédonie suggère l'existence de bassins bien individualisés sous une faible profondeur d'eau.

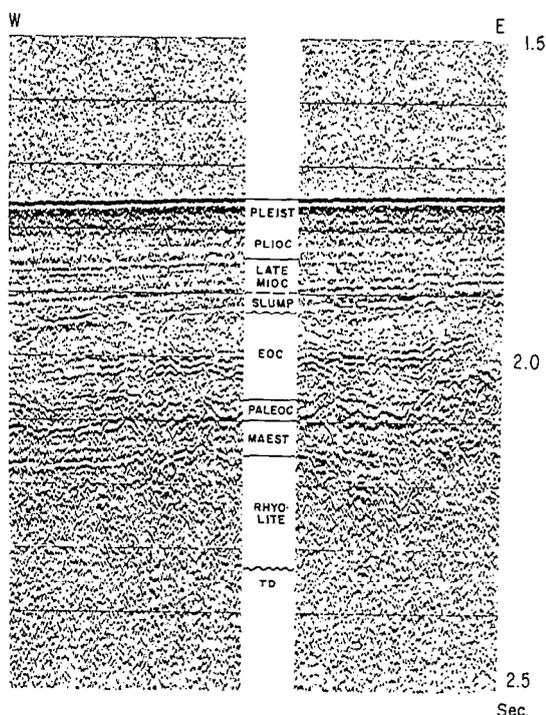


Fig. XI-14. Calage des horizons sismiques du profil Mobil 108 par le forage JOIDES 207 sur la ride de Lord Howe (BENTZ, 1974)

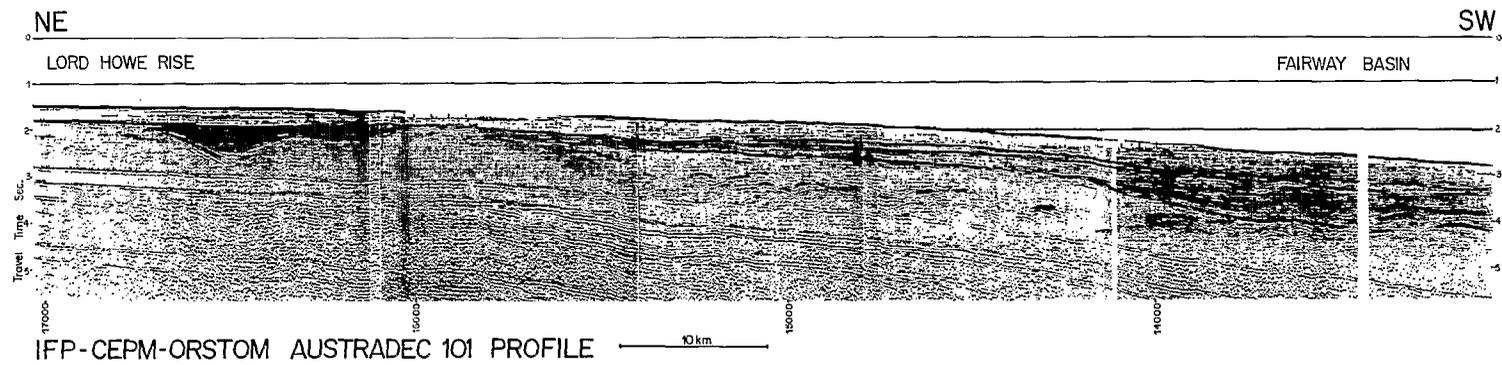


Fig. XI-15. Profil AUS 101 montrant des réflexions sous la forte discordance de la ride de Lord Howe témoignant de la nature sédimentaire des séries sous-jacentes.

Au sud de la Nouvelle-Calédonie, la ride de Norfolk montre de nombreuses réflexions organisées sous ce que l'on qualifiait auparavant de "socle acoustique". La définition des horizons s'altère progressivement vers le bas, altération sans doute liée, outre la perte d'énergie en profondeur, à la nature volcanoclastique des sédiments. On ne peut pas ainsi définir de socle réel.

Les couches sédimentaires constituant la ride apparaissent sous forme de synclinal présentant une nette dissymétrie vers l'est ; en effet les séries sédimentaires sont basculées de l'ouest vers l'est et ceci semble dû, en partie, à un alignement d'intrusions volcaniques situé sur son flanc occidental. Cet alignement paraît se prolonger dans le "sillon" volcanique occidental de la Nouvelle-Calédonie (ROUTHIER, 1953 ; RAVENNE et de BROIN, 1975).

Les différentes séries sédimentaires et leur âge ont été récemment publiés par DUPONT *et al.* (1975). La position de cette ride comprise entre deux régions (Nouvelle-Calédonie et région d'Auckland) qui montrent une histoire géologique quasiment identique (LILLIE and BROTHERS, 1970) et sa série sédimentaire assez importante qu'on ne peut limiter à la base, le socle n'étant pas discernable, suggèrent que cette ride a subi la même histoire géologique que celle qui est connue en Nouvelle-Calédonie et dans la région d'Auckland.

Bassin sédimentaire médian de l'arc des Tonga

Ce bassin a été récemment étudié par KATZ (1976) à partir des profils MOBIL et de deux forages SHELL.

Ces forages se sont arrêtés à la profondeur de 1.685 m vers le sommet du Miocène inférieur, après avoir traversé 130 m de calcaires récifaux plio-pléistocènes et une série détritique à lits grossiers et fins alternés. L'épaisseur totale des sédiments est de l'ordre de 3.000 m, et probablement plus parfois. Des calcaires de la fin de l'Eocène précèdent la lacune de l'Oligocène, générale dans le Sud-Ouest Pacifique. Au Miocène, les îles volcaniques sont à l'origine de dépôts volcanoclastiques mais permettent localement, en eau peu profonde, la sédimentation des carbonates. Il y a encore une lacune partielle au Pliocène.

CONCLUSION

De nombreuses zones d'accumulation sédimentaire ont été reconnues, mais du fait de l'histoire tectonique du Sud-Ouest Pacifique, seules les zones de remplissage tertiaire sont aisément mises en évidence. Même dans ces zones et surtout dans les bassins sédimentaires médians des arcs insulaires la présence de phénomènes volcaniques interstratifiés masque l'épaisseur totale des accumulations.

Le problème principal qui demeure est celui de la couverture sédimentaire des rides de Lord Howe et de Norfolk. Il y a tout lieu de penser que ces rides furent rattachées à l'Australie et de ce fait devraient présenter des accumulations sédimentaires importantes liées à l'histoire complexe de ces rides.

Enfin, nous sommes obligés de constater que l'histoire sédimentologique de la Nouvelle-Calédonie a été peu étudiée et qu'ainsi il n'existe que peu de points de rattachement à un domaine émergé.

Remerciements

Nous remercions la Société Technip de nous avoir autorisés à reproduire certaines figures publiées dans "International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific. Nouméa (New Caledonia) 27 August — 2 September 1976. Éditions Technip. PARIS 1977".

CHAPITRE XII

**LES PÉRIDOTITES DE NOUVELLE-CALÉDONIE
DANS LEUR CONTEXTE RÉGIONAL : MISE
EN PLACE DE LA SÉRIE OPHIOLITIQUE ET
ÉVOLUTION DES STRUCTURES**

1

**PRÉSENTATION DE L'ÉTUDE DE LA MISE EN PLACE
DES PÉRIDOTITES DE NOUVELLE-CALÉDONIE DANS LEUR
CONTEXTE RÉGIONAL**

par Jacques RECY

Les séries ophiolitiques allochtones stratifiées observées à terre représentent des lambeaux de lithosphères océaniques qui sont venus recouvrir les bâtis continentaux ou sub-continentaux sur lesquels ils reposent. Ce charriage se produit lors de l'obduction d'une plaque océanique sur une autre plaque. Divers mécanismes théoriques intervenant au niveau des zones de subduction, au contact d'une zone de subduction et d'une dorsale d'expansion et le long d'une faille transformante ont certes été décrits par de nombreux auteurs et notamment DEWEY (1976), DEWEY et BIRD (1970, 1971), COLEMAN (1971, 1977) mais les reliques de ces collisions permettent rarement de déterminer avec certitude le contexte structural originel et le mécanisme impliqué. Cette reconstitution apparaît particulièrement difficile pour les séries ophiolitiques observées au sein des continents actuels, l'obduction de la plaque océanique dont témoignent ces reliques, ayant été suivie par une collision continent-continent qui a bouleversé le contexte structural initial ; ce n'est pas le cas de la Nouvelle-Calédonie.

En Nouvelle-Calédonie la superficie globale des massifs de péridotites allochtones sur le bâti néo-calédonien est supérieure à 5000 km², et il est généralement admis que les roches ultrabasiques recouvraient à l'origine la quasi-totalité de l'île (16000 km²) mais que l'érosion a démantelé cette couverture. L'assimilation de ces péridotites à une série ophiolitique classique s'est heurtée à de nombreuses difficultés, aujourd'hui surmontées, qui seront exposées dans l'article suivant.

La régularité des formations péridotitiques qui n'ont subi dans leur ensemble aucun plissement notable indique que la mise en place n'a été ni accompagnée ni suivie de phases compressives importantes, et que le contexte structural local et régional consécutif à cette mise en place a été dans ses grandes lignes conservé. La Nouvelle-Calédonie représente donc un exemple d'obduction particulièrement démonstratif. Les observations faites à terre laissent supposer que les péridotites "s'enracinent" à l'est de la côte orientale de la Nouvelle-Calédonie (CRENN, 1953 ; ROUTHIER, 1953).

Dans ce contexte, l'étude des mécanismes et des conséquences de cette mise en place ne peut donc être limitée aux formations actuellement émergées de Nouvelle-Calédonie, et la connaissance de la marge orientale du bloc néo-calédonien et des structures sous-marines adjacentes, le bassin des Loyauté et ses bordures (H.V. XII-1 et 2) apparaît indispensable à la compréhension de l'ensemble du problème. En effet les événements liés à la mise en place des péridotites en Nouvelle-Calédonie à l'Eocène supérieur (PARIS *et al.*, 1979) et consécutifs à cette mise en place ont dû jouer un rôle prédominant dans le modelé de la structure actuelle du bassin des Loyauté et de ses marges et dans son mode de remplissage ; le bassin a enregistré les conséquences des phénomènes dont la compréhension, par les seules observations faites à terre, ne peut être que partielle.

Aucune publication n'a à ce jour présenté de façon exhaustive la structure et l'histoire du bassin des Loyauté et de ses bordures à partir d'un ensemble de données de géologie et de géophysique à terre et en mer ; différents articles (DUBOIS *et al.*, 1973a ; DUBOIS *et al.*, 1974 a et b ; BAUBRON *et al.*, 1976 ; DANIEL *et al.*, 1976 ; COLLOT and MISSEGUE, 1977 a et b ; DUGAS et DEBENAY, 1978) ont certes évoqué tel ou tel aspect de cette région mais aucun document synthétique n'a été publié. Des travaux plus complets ont été réalisés mais sont restés inédits (RAVENNE *et al.*, 1973 ; RAVENNE et de BROIN, 1975). La synthèse de données anciennes publiées ou inédites et de données acquises récemment dans le cadre du programme EVA constitue l'objectif du présent chapitre.

Une étude multidisciplinaire faisant essentiellement appel aux techniques de géophysique et de géologie en mer a donc été menée sur le bassin des Loyauté et ses bordures afin de connaître la structure de la partie superficielle de la lithosphère et les séquences évènementielles qui permettent d'appréhender l'ensemble du problème posé par la mise en place des péridotites.

De nombreuses données sur le bassin des Loyauté et ses bordures ont été recueillies depuis une dizaine d'années au cours des croisières consacrées à l'étude du Sud-Ouest Pacifique. Outre les campagnes de reconnaissance à caractère pétrolier GULF (1972), MOBIL OIL (1972), AUSTRALDEC I (CFP, CNEXO, ELF-ERAP, IFP, ORSTOM, SNPA, 1972), d'autres croisières ont été organisées par des organismes scientifiques français ou étrangers, NOVA (Scripps Institution, 1965-1967), KIMBLA et CORIOLIS (ORSTOM, Université Australienne de Nouvelle-Galles du Sud, 1970 et 1971), GEORSTOM I et II (ORSTOM, IFP, 1973-1974), EVA I, II, VI et VII (ORSTOM, Université du Texas, N.O.S. - N.O.A.A. (1), 1976-1978).

Une évaluation approximative des données de géophysique en mer utilisées ou réutilisées, disponibles sur le bassin des Loyauté et ses bordures (depuis la fracture d'Entrecasteaux jusqu'à 24° S), est donnée ci-dessous à titre indicatif :

(1) National Oceanic Survey de la National Oceanic and Atmospheric Administration

- 6400 km de profils de bathymétrie, magnétisme et sismique réflexion dont un tiers en sismique multitraces (Fig. XII-11) ;
- 3000 km de profils de gravimétrie (Fig. XII-29) ;
- 3 profils de sismique réfraction à l'explosif (2 de 80 km de long et 1 de 130 km), (Fig. XII-11).

En complément de ces méthodes de géophysique, des prélèvements de roches en mer (par dragages) ou à terre (échantillonnage sur les îles Loyauté) ont fourni des renseignements sur la nature et l'âge des formations constituant les structures sous-marines. Des dragages de roches ont été effectués sur la fracture d'Entrecasteaux (cf. Chap. X) et le prolongement sud de la Nouvelle-Calédonie (Fig. XII-11) tandis que ceux implantés sur la ride des Loyauté n'ont pratiquement pas ramené d'échantillons significatifs.

Au cours de cette étude seront exposés successivement :

- un historique de l'évolution des connaissances et des hypothèses sur la mise en place des péridotites et un exposé de quelques résultats de données nouvelles de microtectonique sur le contact des péridotites avec les terrains sous-jacents ;
- une étude de la structure et de l'histoire du bassin des Loyauté et de ses bordures, essentiellement à partir de données de bathymétrie, de sismique réflexion et de dragages ;
- une présentation et une interprétation des données récentes de sismique réfraction dans le bassin des Loyauté ;
- une présentation des données de gravimétrie terrestres et marines, des modèles de distribution de densité des structures superficielles et profondes, et une discussion des réponses apportées par les faits nouveaux présentés et interprétés ci-avant.

Manuscrit remis en janvier 1981

Manuscrit révisé en mars 1981

2

APPORTS DE LA GÉOLOGIE TERRESTRE ET DONNÉES NOUVELLES DE MICROTECTONIQUE

par Alexis POUTCHKOVSKY et Jacques RECY

Dans cette partie seront présentés successivement un condensé des connaissances actuelles de l'histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie et de son complexe ultrabasique, ainsi que quelques mesures de microtectonique recueillies au contact de base de quatre massifs ultrabasiques.

ÉTAT DES CONNAISSANCES

La structure supportant les terres émergées de la Nouvelle-Calédonie constitue la partie septentrionale de la ride de Norfolk, située entre le continent australien et les arcs insulaires actifs du Sud-Ouest Pacifique. Elle est longue de 800 km environ et large en moyenne de 60 km.

Les travaux de géologie terrestre (Fig. XII-1) ont permis de reconnaître globalement, outre la nappe de péridotite, trois régions correspondant à trois ensembles structuraux :

- le Nord-Calédonien essentiellement caractérisé par un métamorphisme tertiaire,
- la Chaîne Centrale constituée principalement par le noyau le plus ancien de l'île,
- et la Côte Ouest, qui comprend la formation des basaltes et la zone des écaillés chevauchantes de la région de Nouméa.

Les terrains les plus anciens présents en Nouvelle-Calédonie sont des schistes cristallins polymétamorphiques à intercalations volcaniques dont la foliation très marquée n'affecte pas le Permien fossilifère. Selon GUERANGE *et al.* (1977), il pourrait s'agir de Dévono-Carbonifère ayant subi la phase majeure de l'orogénèse hercynienne correspondant à la "Kanimblan Orogeny" connue en Nouvelle-Zélande.

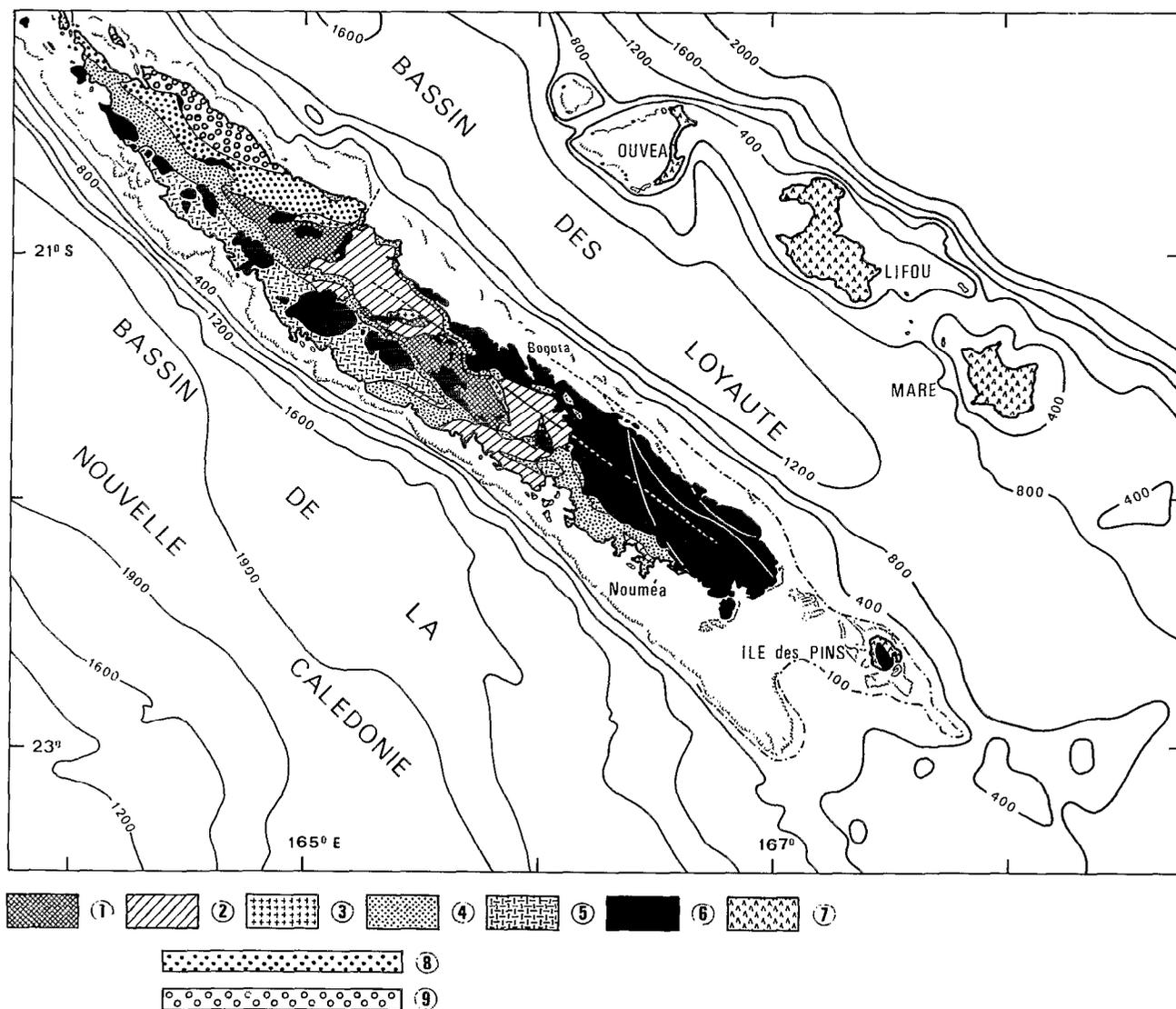


Fig. XII-1 - Esquisse géologique de la Nouvelle-Calédonie et dépendances, d'après PARIS (1981) ; bathymétrie en brasses, (Chap. XII-3). 1 : socle anté-permien ; 2 : Permien à Trias inférieur ; 3 : complexes volcaniques anté-sénoniens ; 4 : Crétacé supérieur à Eocène ; 5 : formation des basaltes ; 6 : complexe ultrabasique ; 7 : formations récifales (Néogène à Quaternaire). Métamorphisme du Nord = 8 : prisme sédimentaire indifférencié ; 9 : série métamorphique du Mont Panié.

Les tufs et le volcanisme rhyo-dacitique et andésitique (AVIAS, 1953) ainsi que la faune observés dans les formations du Permien et du Trias inférieur de la côte ouest ont permis d'y reconnaître une paléogéographie d'arc volcanique actif au voisinage d'une terre émergée occidentale (PARIS et LILLE, 1977b). Dans la chaîne centrale, la granulométrie des éléments du volcanosédimentaire indifférencié et la rareté de la faune (GUERANGE *et al.*, 1977 ; LOZES, 1975) laissent supposer que cette province se situait à cette époque à distance des centres volcaniques actifs.

La comparaison de ces premiers épisodes de l'histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie avec l'évolution de la bordure orientale du continent australien pendant le Primaire a permis de situer la Nouvelle-Calédonie, il y a 280 M.A. environ, sur la marge externe du Gondwana au N.E. du Queensland actuel (PARIS et LILLE, 1977b).

Pendant la période Trias moyen à Jurassique supérieur, trois mégaséquences s'individualisent dans la chaîne centrale et sur la côte ouest (PARIS, 1981). Elles sont essentiellement caractérisées par un mélange d'apports détritiques provenant de terres émergées et d'émissions volcaniques (GUERANGE *et al.*, 1977). Les faciès volcanosédimentaires riches en biseaux stratigraphiques, la faible épaisseur des séquences et de nombreux gîtes de fossiles situent la formation de la côte ouest sur la bordure du bassin sédimentaire. Dans la chaîne centrale, les faciès et l'épaississement des formations indiquent un net éloignement de cette bordure vers le centre du bassin. Dans ces deux provinces, les formations à charbon constituent le terme ultime des mégaséquences. L'évolution des faciès vers le nord de la chaîne centrale permet de suggérer, en tenant compte du décrochement ouest-calédonien apparu lors de l'orogénèse antésénonienne, que la zone de sédimentation pouvait se situer à cette époque au nord d'un arc volcanique et être comparable à un bassin d'avant-fosse. Dans ce contexte, la région occidentale pouvait se situer dans le prolongement de l'arc volcanique supposé (PARIS et BRADSHAW, 1977b).

Des mouvements apparaissent au Trias moyen et s'amplifient pendant le Lias. Ils annoncent la lacune du Jurassique supérieur qui sépare les séquences 2 et 3 ; cette dernière, d'âge Tithonique, résulte de la transgression marine qui a recouvert le substrat triasico-liasique.

Au Crétacé inférieur, l'orogénèse néocimmérienne ou "Rangitata Orogeny" est responsable du plissement et de l'émergence de l'ensemble du bâti néo-calédonien. Un métamorphisme de faible degré, de vastes plis N 110 déversés vers le sud-ouest, ainsi que le jeu décrochant de fractures tel l'accident ouest-calédonien, caractérisent cette orogénèse, au cours de laquelle les massifs pluto-volcaniques centraux, d'âge Permo-liasique, ont été mis en place (PARIS, 1981). Ces complexes volcaniques présentent un chimisme compatible avec celui d'un volcanisme de marge continentale active (PARIS et LILLE, 1977b).

Postérieurement, la transgression sénonienne envahit progressivement la Nouvelle-Calédonie et fossilise ces structures. Les dépôts transgressifs sont généralement détritiques terrigènes, riches en fossiles animaux et végétaux (COLLIGNON, 1977 ; FRENEIX, 1981). Dans la région de Nouméa et dans le nord de l'île, des émissions rhyo-dacitiques sont associées aux formations détritiques contenant une faune d'Inocérames. Une terre émergée occidentale ainsi que les reliefs locaux engendrés par l'orogénèse néocimmérienne constituent les zones d'alimentation sédimentaire.

La formation des basaltes (ROUTHIER, 1953 ; GUILLON, 1975), caractéristique de la côte ouest, est localement présente sur la côte est (ESPIRAT, 1963) sous forme d'écailles chevauchantes. Elle est constituée par des gabbros, des dolérites et des basaltes parfois en coussins (ROUTHIER, 1953) associés à des intercalations rhyo-andésitiques et de tufs rhyolitiques ainsi qu'à des intercalations sédimentaires ayant livré une faune d'âge Sénonien à Eocène inférieur. Les caractères chimiques de ces roches volcaniques s'apparentent tantôt à ceux des séries tholéitiques tantôt à ceux des séries calco-alcalines (PARIS, 1981). Selon PARIS et LILLE (1977b), ce chimisme pourrait situer la naissance de cette formation sur une marge continentale à proximité d'un arc insulaire. Du point de vue géodynamique, ces manifestations volcaniques sont à relier au phénomène d'expansion des bassins océaniques environnant la Nouvelle-Calédonie pendant le Sénonien.

A partir du Paléocène, une sédimentation en eau profonde, intervenant pendant une période de calme orogénique, donne naissance à la formation dite "phtanitique" (ROUTHIER, 1953), localement associée à des lentilles calcaires ayant livré une microfaune planctonique Paléocène à Eocène inférieur (PARIS et LILLE, 1977b). Des mouvements précurseurs de l'orogénèse alpine apparaissent dès la fin de l'Eocène inférieur et provoquent une émergence du socle néo-calédonien qui sera partiellement envahi lors de la transgression de l'Eocène moyen.

Cette transgression s'accompagne d'une sédimentation épicontinentale carbonatée. Quelques rares constructions récifales témoignent de l'environnement de la Nouvelle-Calédonie à cette époque (PARIS, 1981).

Sur la côte sud-ouest de l'île s'individualisent des bassins subsidents dans lesquels s'accumulent des dépôts à faciès flysch, présentant, dans la région de Nouméa, des figures caractéristiques de glissements synsédimentaires et suggérant plus au nord des conditions de dépôt plus calmes (PARIS, 1981). Cette époque est dominée, d'un point de vue tectonique, par l'orogénèse alpine dont la phase paroxysmale est marquée par l'obduction de l'ophiolite au cours de l'Eocène terminal.

La formation de l'Eocène terminal, transgressive et discordante sur les termes antérieurs, n'est présente que sur la côte ouest. Essentiellement détritique, elle développe une sédimentation de type flysch au sein de bassins subsidents. Ces dépôts remanient les basaltes de la côte ouest mais aussi des serpentines. Ils sont aussi, très localement, transgressifs sur les ultrabasites, elles-mêmes charriées en plusieurs endroits sur des terrains carbonatés datés de l'Eocène moyen à supérieur. Ces observations ont permis à PARIS *et al.* (1979) de dater en un point précis le charriage ultrabasique, qui n'atteindra sa position définitive dans le sud de l'île que postérieurement à l'Eocène terminal.

Dans la région septentrionale de la Nouvelle-Calédonie se développe un métamorphisme haute pression / basse température, contemporain de l'obduction, qui affecte les terrains d'âge compris entre le Paléozoïque et le Tertiaire (ESPIRAT, 1963 ; BROTHERS, 1974b). Ce métamorphisme d'âge Eocène supérieur à Oligocène (BLAKE *et al.*, 1977) présente une intensité croissante vers le nord-est. Les hautes pressions requises pour engendrer un tel métamorphisme pourraient être produites par l'enfouissement rapide d'environ 12 km de sédiments (BROTHERS, 1974b) dans une fosse de subduction. La complexité des déformations internes, parmi lesquelles trois phases majeures peuvent être distinguées, témoigne soit de l'existence de manifestations tectoniques du type de celles qui accompagnent les failles transformantes et les zones de convergence de plaques, soit de réajustements de pression intraplaques (BRIGGS *et al.*, 1978).

Les massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie représentent les reliques d'une nappe ophiolitique unique (COLEMAN, 1971 ; Chap. XII-5), obductée à l'Eocène supérieur (PARIS *et al.*, 1979) et charriée depuis le nord-est sur un substratum d'âge pré-Permien à Eocène supérieur (Fig. XII-2A).

Les affleurements sont constitués par des serpentinites et des harzburgites massives à texture de tectonite, où s'intercalent des niveaux dunitiques et pyroxénitiques (GUILLON, 1975 ; PARIS, 1981). Dans le nord de l'île des harzburgites, dunites et lherzolites constituent la majeure partie des massifs (MOUTTE, 1979).

Dans le Grand Massif du Sud, la masse péridotitique est localement surmontée par un ensemble dunito-gabbroïque montrant fréquemment des faciès de cumulats (MOUTTE and PARIS, 1977) (Fig. XII-2B) et des figures sédimentaires indiquant une polarité normale de l'ensemble ultrabasique (G.F.E.C., 1980). Cette série comporte de bas en haut des dunites, s'appauvrissant progressivement en chromite, des wehrilites, des pyroxénolites et des gabbros. L'ensemble de ces formations dont la puissance atteindrait 2000 à 3000 m (GUILLON, 1975) est fréquemment recoupé par des filons ultramafiques. La masse des péridotites est affectée par des déformations plastiques ayant engendré des foliations et des linéations. Ces linéations minérales, observées sur l'ensemble des massifs, présentent des directions très cohérentes et une orientation moyenne nord-sud (Fig. XII-3). Ce résultat a permis à PRINZHOFER *et al.* (1980) de suggérer que la dorsale d'expansion océanique, qui a engendré la lithosphère aujourd'hui obductée, était orientée est-ouest.

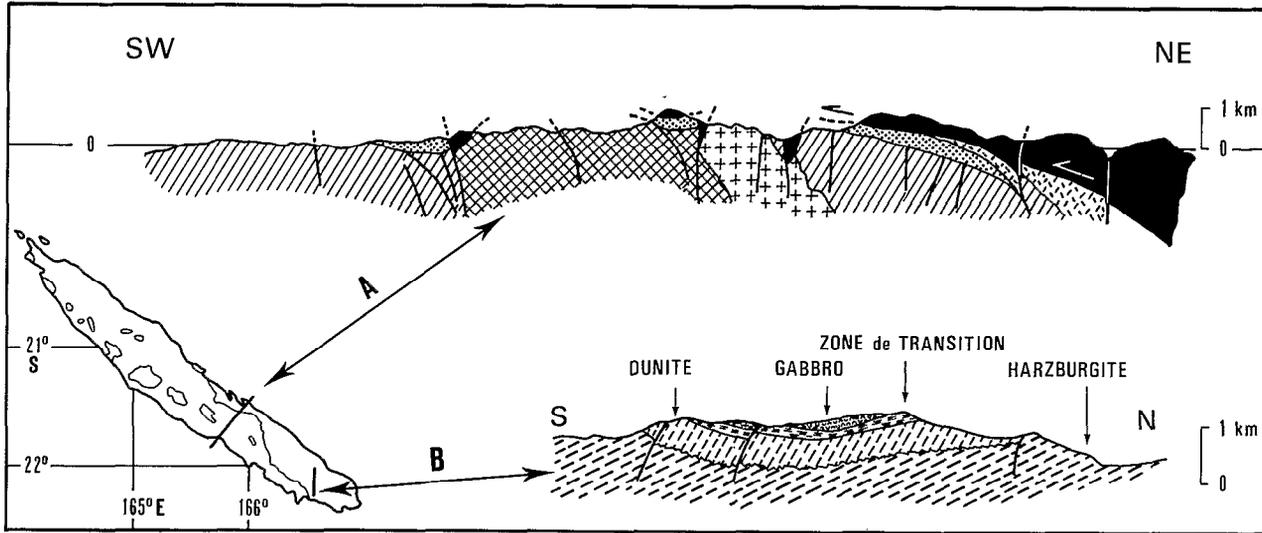


Fig. XII-2 - Coupes structurales de la Nouvelle-Calédonie, d'après PARIS (1981). A : coupe transversale ; même légende que pour la figure XII-1 ; B : coupe du complexe ultrabasique (Montagne des Sources - Grand Massif du Sud).

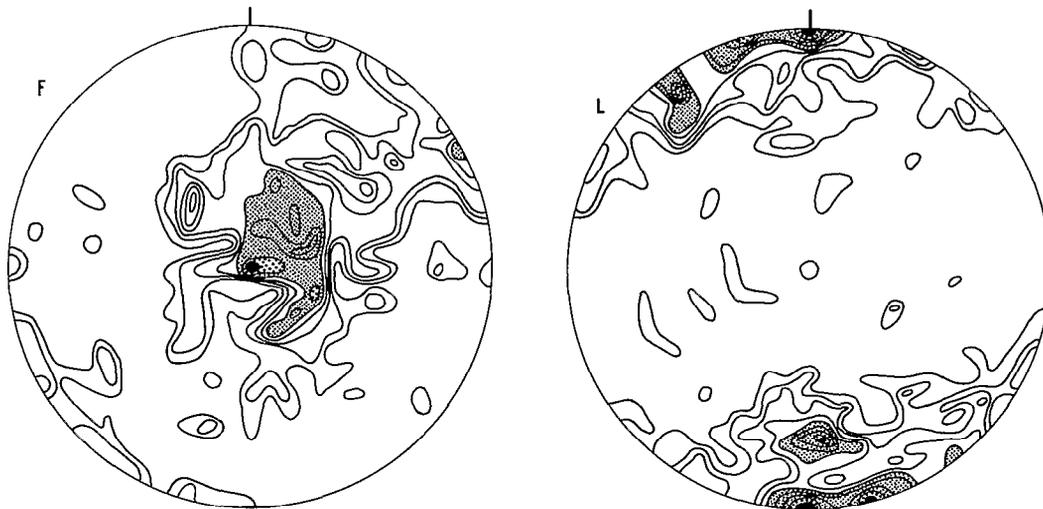


Fig. XII-3 - Formations ultrabasiques du Grand Massif du Sud : éléments structuraux (d'après PRINZHOFER *et al.*, 1980. F = foliations ; L = linéations (projection sur l'hémisphère inférieur).

L'âge de formation de l'ophiolite, au niveau de la dorsale d'expansion, reste cependant hypothétique.

Une datation effectuée par la méthode Rb/Sr sur des harzburgites aurait donné 730 M.A. (de ROE, 1964) ; d'autre part, un âge de 52 M.A. en moyenne aurait été obtenu sur des gabbros de la Montagne des Sources, par la méthode K/Ar (Université d'Auckland, non publié). Récemment BELLON et PRINZHOFER (sous presse) donnent deux séries d'âge :

- 100 à 80 M.A. obtenu par la méthode K/Ar dans le Grand Massif du Sud sur des dolérites non déformées, sur un pluton constitué de hornblendite, méladiorite et granodiorite ainsi que sur un gabbro prélevé sur la presqu'île de Bogota (côte est),

- 42 M.A. obtenu sur une dolérite et ses hornblendes prélevées dans le Grand Massif du Sud (Montagne des Sources). Selon les auteurs, ces âges caractériseraient des épisodes magmatiques antérieurs à l'obduction et postérieurs à la genèse de la lithosphère.

La mise en place des péridotites est suivie en Nouvelle-Calédonie par une série de quatre "cycles d'érosion" (DAVIS, 1925) ou quatre "phases" (ROUTHIER, 1953) qui se caractérisent par l'existence de mouvements essentiellement verticaux complexes à l'échelle de l'île (LATHAM, 1977) ; les péridotites ont été soumises à une altération intense qui a persisté jusqu'à nos jours, expliquant l'exceptionnelle richesse en nickel de leurs produits d'altération.

La période qui fait suite à la mise en place des péridotites est caractérisée par la lacune oligocène, liée à la surrection d'ensemble de la Nouvelle-Calédonie. A la fin de l'Oligocène, ou au début du Miocène, des intrusions acides (granodiorites de Koum et de Saint-Louis) scellent le charriage de la nappe ophiolitique.

Au Miocène inférieur, les dépôts marins sont transgressifs sur un substratum fortement érodé et altéré. Les formations de cet âge remanient les produits d'altération des massifs ultrabasiques ; elles montrent des dépôts de calcaires marins transgressifs et récifaux, intercalés de plusieurs niveaux pédogénétiques parfois cuirassés, qui témoignent de l'instabilité du substratum de l'île. Ces événements correspondent sensiblement à ce qui avait été appelé "cycle I" ou "phase I" par DAVIS (1925) et ROUTHIER (1953).

Des mouvements différentiels sont observés localement depuis l'extrême nord de l'île jusqu'au sud de l'île des Pins et sur les bordures du bassin des Loyauté (Chap. XII-3). Une tectonique post-obduction a provoqué le rejeu de failles anciennes ; elle a permis de conserver les péridotites et les termes dunito-gabbroïques dans le graben du sud, alors qu'ils ont été en grande partie érodés au sommet des horsts (Chap. XII-5). En Nouvelle-Calédonie même, les mouvements différentiels (phase II des cycles physiographiques précédemment évoqués) apparaissent dans l'ensemble positifs et semblent à l'origine de certains dépôts continentaux détritiques.

Le grand récif-barrière ceinturant l'île se développe ensuite pendant le Pléistocène et l'Holocène, lors d'une subsidence de l'ensemble de l'île (COUDRAY, 1977) qui correspond à la phase III des schémas physiographiques.

L'existence ou la généralisation de la phase IV de ces schémas, relative à des mouvements de surrection de 2 à 4 m soulignés par des reliques de niveaux marins surélevés, reste controversée.

Aux îles Loyauté, les premières constructions récifales qui ont colonisé les édifices volcaniques pourraient appartenir au Miocène supérieur (CHEVALIER, 1968). Elles seraient synchrones des émissions volcaniques dont les dernières manifestations datées par BAUBRON *et al.* (1976) se seraient produites il y a 11.0, 9.8 et 9.3 millions d'années.

Au cours du Pléistocène, le bombement de la lithosphère australo-indienne à l'approche de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides entraîne une surrection progressive des îles Loyauté, de l'île des Pins et des récifs bordant la côte sud-est de la Nouvelle-Calédonie (DUBOIS *et al.*, 1974a).

ÉLÉMENTS NOUVEAUX : QUELQUES DONNÉES MICROTÉCTONIQUES SUR LE CONTACT BASAL DES PÉRIDOTITES

Introduction

Le but de ce travail est d'apporter quelques éléments supplémentaires à la connaissance des directions de mise en place des masses ultrabasiques, en étudiant les déformations présentes dans le substratum, dans la semelle serpentineuse et à la base des péridotites.

Malgré la préparation faite au laboratoire, notre étude s'est heurtée à deux types de problèmes principaux :

Les problèmes d'affleurement

La limite entre deux formations de duretés différentes (péridotites et substratum sédimentaire) est le plus souvent marquée par une rupture de pente, qui constitue une zone d'accumulation d'éboulis péridotitiques et de latérites masquant le contact. Les seuls affleurements pratiquement "utilisables" sont de petites falaises dégagées par les creeks (torrents) mais qui sont soumises à un intense fauchage par gravité accentué par le gonflement des feuillets de la serpentine gorgée d'eau.

L'altération superficielle très intense sous climat tropical trouve un terrain de choix dans des formations bréchifiées, cataclasées par la mise en place des unités allochtones ; ainsi est-il très difficile de trouver un basalte "sain" au contact des péridotites ou des serpentines.

Les problèmes structuraux

Pour caractériser les déformations uniquement liées à la mise en place des péridotites, il faudrait pouvoir trouver des terrains n'ayant pas subi cette tectonique et les comparer à ceux présents à proximité du contact ; or la nappe ultrabasique a très probablement recouvert l'ensemble de la Nouvelle-Calédonie (PARIS, 1981), et donc toutes les formations antérieures à la mise en place et actuellement visibles peuvent présenter des déformations induites par cette mise en place.

La tectonique tardive a pu modifier la morphologie du contact originel en y surimposant des mouvements tangentiels et surtout verticaux. En particulier, les contacts par failles verticales ont conduit de nombreux auteurs (PIROUTET, 1917 ; ROUTHIER, 1953) à envisager un enracinement de certains massifs ultrabasiques. Les mouvements tangentiels sont certainement responsables de la dispersion des éléments structuraux observables dans la semelle serpentineuse.

Ces remarques expliquent peut-être que jusqu'à présent personne n'ait étudié de façon complète et globale la microtectonique liée à la mise en place des ultrabasites et aux mouvements postérieurs.

Ce travail, réalisé en un laps de temps relativement court, a seulement pour but d'apporter quelques éléments nouveaux utiles à la compréhension du problème posé par le charriage des ultrabasites.

Les éléments nouveaux

Présentation

Les massifs ultrabasiques (Fig. XII-4) recouvrent environ 40% de la superficie de la Nouvelle-Calédonie (PRINZHOFER *et al.*, 1980) ; ils reposent sur des basaltes ou sur des terrains sédimentaires, par l'intermédiaire d'un contact anormal majeur, subhorizontal dans le cas des massifs de la côte ouest, et incliné vers l'est sur la bordure orientale du Grand Massif du Sud. Lors de la mise en place, la nappe ultrabasique devait recouvrir toute l'île comme en témoignent les massifs dispersés et les "fils" de serpentine (ROUTHIER, 1953) pincés dans les structures du substratum.

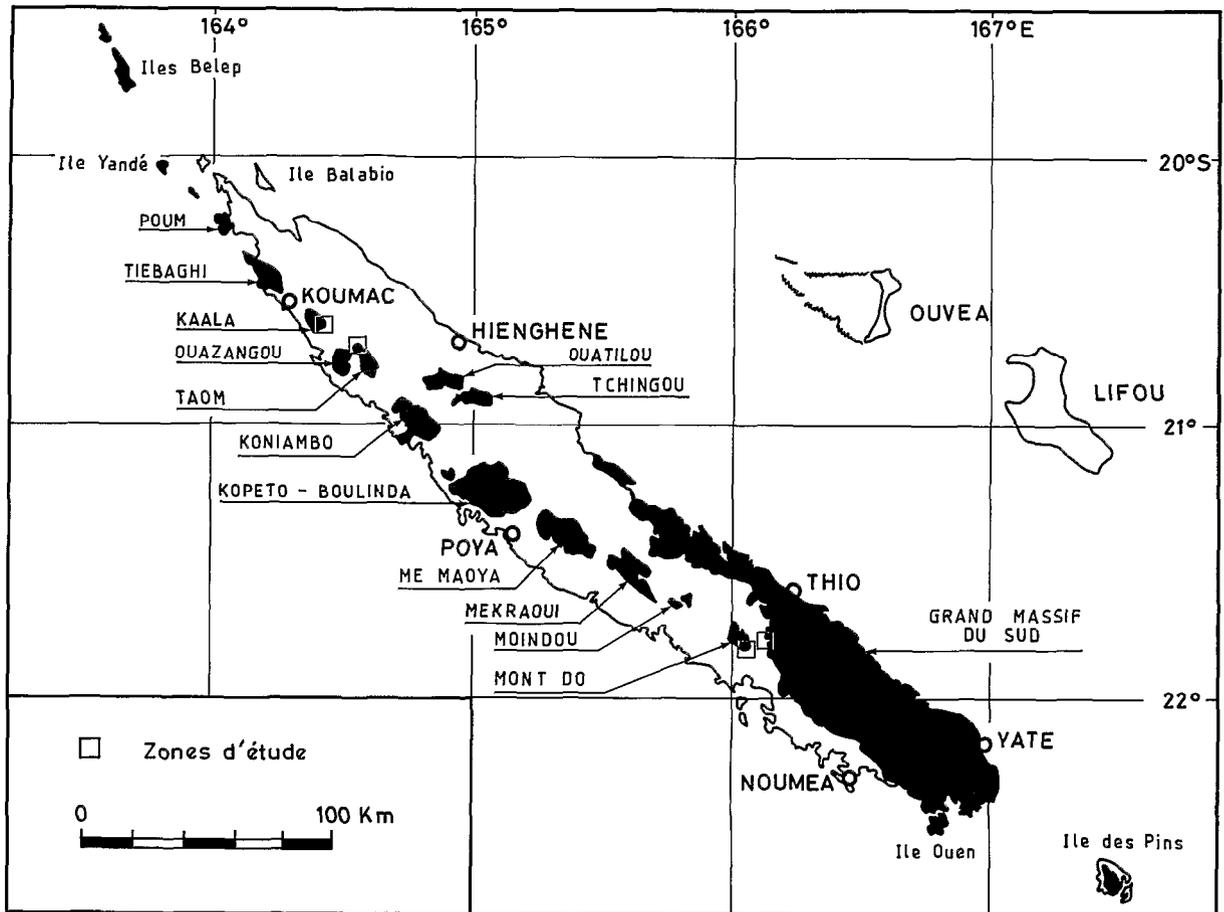


Fig. XII-4 - Les massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie.

Quatre secteurs (Fig. XII-4), où le contact péridotites / substratum paraissait le plus favorable à la réalisation d'une étude microtectonique, ont été sélectionnés à partir des cartes géologiques à l'échelle du 1/50 000e et des photos aériennes (1/40 000e et 1/20 000e). Il s'agit du nord au sud :

- de la bordure est du massif de Kaala ;
- de l'extrémité nord du massif de Ouazangou-Taom ;
- du flanc sud du massif du Mont Do ;
- de la bordure ouest du Grand Massif du Sud.

Les mesures effectuées à la boussole sont reportées sur canevas de Wulff (projection de l'hémisphère supérieur).

Une nomenclature unique sera adoptée tout au long de l'étude. Le terme unité inférieure correspondra au substratum, sédimentaire ou non, de la nappe d'ultrabasite charriée ; les termes unités médiane et supérieure correspondront respectivement à la semelle serpentinite et à la base de la masse péridotitique. Enfin un axe orienté N 150 et plongeant de 20° vers le sud sera noté N 150-20 S.

BORDURE EST DU MASSIF DE KAALA

La zone d'étude a été localisée sur les photos au 1/20000e (Fig. XII-5) ; par suite de la dénivellée très importante, c'est pratiquement la seule partie du massif où le contact de base des péridotites n'est pas recouvert par des formations superficielles. L'accès se fait par la piste qui va de Kaala-Gomen vers Konio. Une coupe NE-SW permet de rencontrer de bas en haut trois unités.

Unité inférieure

Ce sont des grésopélites à débit en plaquettes, formées d'alternances centimétriques de bancs de pélites gris-bleu, assez argileuses, et de bancs de grès fins ne dépassant pas quelques centimètres d'épaisseur. Ces grésopélites appartiennent à la "Formation phtanitique et calcaire du Ouen Toro" attribuée à l'Eocène inférieur (ROUTHIER, 1953). Malgré le manque de continuité des affleurements, une série de mesures a pu être effectuée sur les deux seuls types de déformation visible :

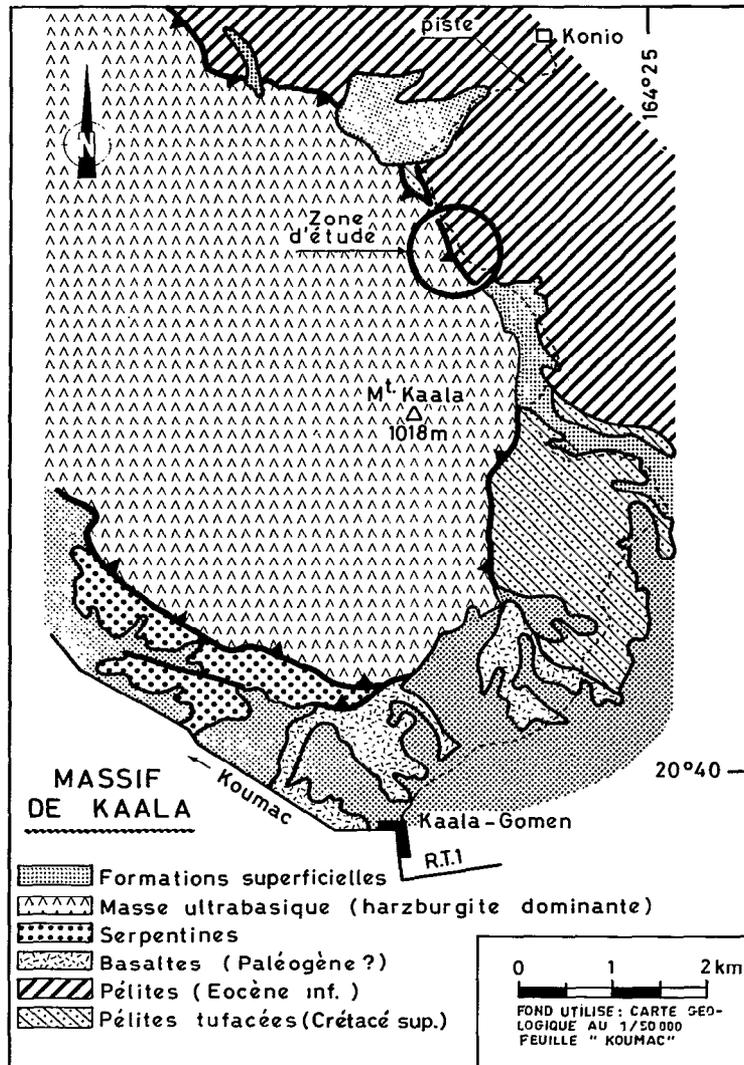


Fig. XII-5 - Localisation de la zone d'étude du massif de Kaala. Unité inférieure : pélites (Eocène inf.) ; unité médiane : serpentines ; unité supérieure : masse ultrabasique.

- *déformations souples* : ce sont des plis isopaques cylindriques déversés au NE, d'amplitude métrique et dont les axes se regroupent assez bien autour de la direction N 150-20 N (Fig. XII-6A). Les plans axiaux gardent un plongement relativement fort, 50° à 55° vers le SW ;

- *déformations cassantes* : postérieurement aux plis apparaît une phase de cataclase, marquée par un débit de la roche en plaquettes décimétriques et par un réseau de cassures subverticales dont les plans, recouverts de cristaux de calcite, sont assez régulièrement orientés WNW-ESE à E-W (Fig. XII-6A).

Le sommet de cette unité n'a nulle part pu être observé.

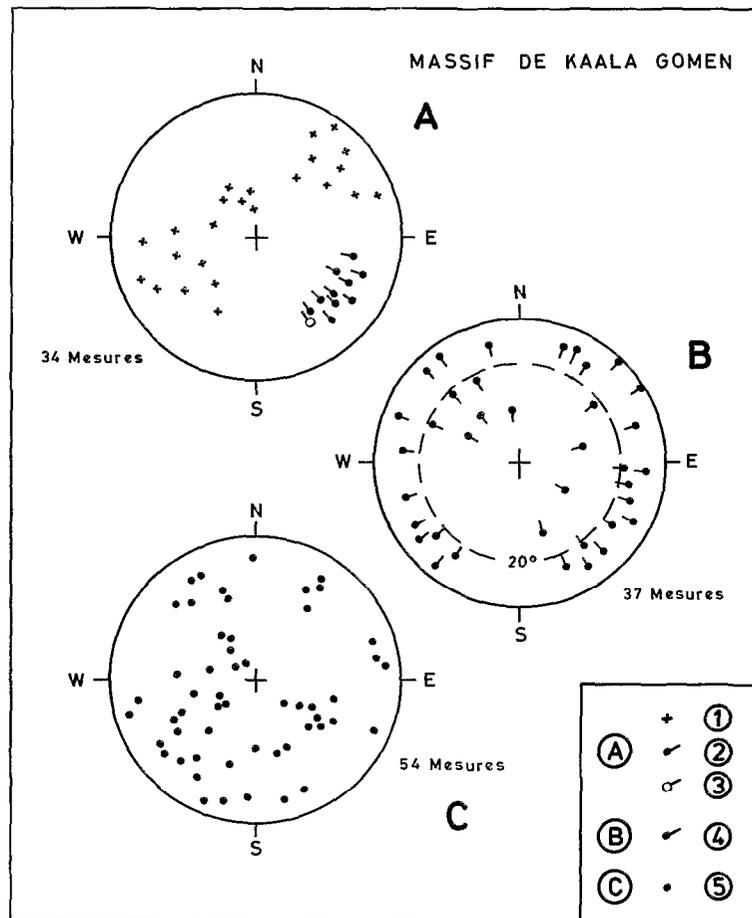


Fig. XII-6 - Résultats des mesures microtectoniques sur le massif de Kaala. A : Plis dans l'unité inférieure. 1 = Stratification ; 2 = Axes mesurés ; 3 = Axe construit. B : Axes d'allongement des enclaves dans l'unité médiane. 4 = Axes d'allongement mesurés. C : Débit principal dans l'unité médiane. 5 = Plans mesurés.

Unité médiane

C'est un ensemble peu épais à dominante serpentineuse, intensément déformé. La roche feuilletée emballée des lentilles, boules ou boudins décimétriques à décamétriques qui, dans la zone étudiée, sont uniquement constitués de roches ultrabasiques plus ou moins altérées (péridotite et serpentine massive) ; ces lentilles étirées et fracturées ne présentent pas de continuité entre elles. Il n'y a aucune régularité dans la direction de leur axe d'allongement bien que la majorité soient subhorizontaux ; cette dispersion est très probablement due aux mouvements tectoniques tardifs. La matrice serpentineuse est intensément déformée par des plis aigus centimétriques à décimétriques à charnière courbe, rappelant des plis en chevrons, et qui s'amortissent très rapidement (environ 50 cm). Ces plis ne sont accompagnés d'aucune schistosité mais simplement d'un clivage de crénulation parallèle aux plans axiaux et espacés de quelques centimètres. Il n'y a pas de cristallisation nouvelle visible à l'oeil nu (à l'exception de filonets de calcite) ; ces plans présentent seulement un aspect satiné et une surface luisante.

Toutes les directions structurales mesurées, axes et plans axiaux des plis, clivage de crénulation, débit principal, sont très dispersées et ne présentent aucune orientation préférentielle (Fig. XII-6B et XII-6C). Ceci semble indiquer l'existence d'une ou plusieurs phases tardives ayant dispersé les éléments structuraux antérieurs.

Cette unité est limitée par un contact anormal subhorizontal (pendage inférieur à 10° vers le sud ou le sud-ouest).

Unité supérieure

La masse péridotitique, formée de harzburgite massive, repose en discordance tectonique (troncature basale) sur la zone de contact ; cette troncature sectionne le litage minéral et pourrait donc être le résultat d'une phase tardive tangentielle. Les seules déformations visibles sont deux réseaux de diaclases ouvertes : la première, dominante, est orientée N 50 à N 80, et la seconde N 120 à N 160. Les deux sont subverticales, et sans signification précise.

Des observations ponctuelles sur les bords du massif permettent d'apporter quelques précisions :

- plus au nord, entre les grésopélites éocènes et la zone de contact, s'intercale une faible épaisseur de pélites tufacées de la "Formation du Pilou" attribuées au Sénonien. Bien que les contacts avec les formations sus et sous-jacentes ne soient pas visibles, il est évident que ces pélites doivent être interprétées comme une écaille tectonique ;

- plus au sud, dans une zone où les affleurements sont de très mauvaise qualité, le substratum (ou unité inférieure) est constitué de basaltes très altérés ; sur les rares affleurements, la roche apparaît injectée de filonets centimétriques de quartz, subhorizontaux, donc parallèles au contact, qui soulignent la cataclase. La zone de contact, d'une épaisseur de l'ordre de 50 m, est difficilement observable ; on y remarque cependant les restes d'une lame siliceuse, plus ou moins ferrugineuse, discontinue, dont l'épaisseur est comprise entre 50 cm et 5 m.

Conclusion

Dans ce secteur, plusieurs faits importants sont à souligner :

- entre la masse péridotitique et le substratum, il existe une "semelle" de serpentines feuilletées, déformées et non consolidées qui emballent des noyaux de péridotites ;
- de part et d'autre de cette semelle, aucun indice de métamorphisme de contact n'a été observé ;
- la mise en place des péridotites sur l'unité inférieure s'est effectuée après que cette dernière eût subi la phase tectonique responsable des plissements observés (N 150) ; en effet on n'observe aucun

plissement équivalent dans les péridotites et dans les serpentines. Le plissement du substratum a pu correspondre à une phase initiale de l'orogénèse et la mise en mouvement de la masse ultrabasique à une phase tardive.

- postérieurement, ou dans une phase terminale de la mise en place, apparaît une faille subhorizontale qui modifie la nature du contact.

EXTRÉMITÉ NORD DU MASSIF DU TAOM

La zone étudiée est facilement accessible par la piste qui emprunte la vallée de la rivière Iouanga à partir de Kaala-Gomen (hors carte).

Du NE vers le SW, vers le pic Homédéboa, une coupe permet de rencontrer les unités suivantes (Fig. XII-7).

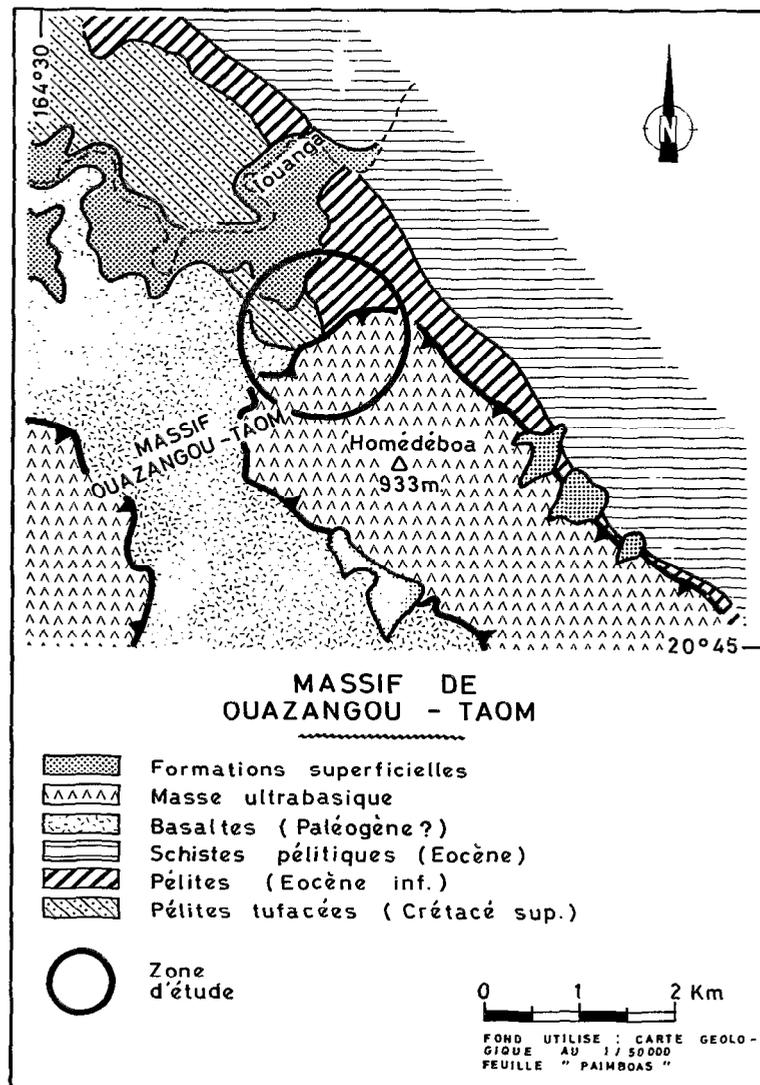


Fig. XII-7 - Localisation de la zone d'étude du massif de Ouazangou-Taom. Unité inférieure : basaltes (Paléogène ?) et pélites tufacées (Crétacé sup.); unité supérieure : masse ultrabasique.

Unité inférieure

Le substratum est, dans cette région, constitué de deux formations principales :

- au SW, les basaltes de la "Formation volcanique de Poya" qui n'offrent aucun affleurement de bonne qualité dans la zone reconnue. Ils affleurent seulement sous la forme de boules métriques à décamétriques sur les flancs de petites collines.

- au NE, les sédiments attribués au Crétacé, qui sont formés d'une alternance métrique de lits pélitiques compacts, localement riches en nodules argilo-calcaires décimétriques, et de lits à dominante tufacée.

Dans ces sédiments, aucune déformation souple n'a pu être observée ; par contre, la roche se débite en parallélépipèdes centimétriques à décimétriques, résultant de l'intersection de deux plans de clivage :

- un débit fruste orienté N 140 subvertical ou très incliné vers le SW, dont les plans sont distants de 1 à 5 cm, et qui correspond soit à la stratification originelle, soit à un premier clivage de fracture ; la distinction n'a pu être faite ;

- un clivage de fracture subhorizontal ou peu penté vers le nord (moins de 10°), dont les plans distants de 10 à 15 cm sont localement soulignés par des filonets millimétriques, non déformés, de quartz d'exsolution.

Unité médiane

Dans la zone étudiée, l'unité médiane n'a été rencontrée nulle part. Il y a donc deux possibilités :

- cette semelle serpentineuse n'existe pas sur la bordure nord du Taom, comme cela est indiqué sur la carte géologique "Paimboas", à l'échelle du 1/50 000e, l'étude des photos aériennes semble le confirmer ;

- si elle existe, elle est masquée par les éboulis descendant du mont Homédéboa ; en effet, la continuité d'affleurement entre le substratum sédimentaire et les péridotites n'a nulle part été observée ; le contact est toujours masqué par des formations superficielles. Cependant si cette semelle existe, elle est de toute façon très réduite (les péridotites affleurent déjà à une quinzaine de mètres au-dessus des sédiments crétacés) et ne comporte pas ou très peu d'enclaves qui seraient certainement visibles sous les éboulis.

Unité supérieure

Le versant NW du mont Homédéboa est formé de harzburgites dont le litage minéral régulier (N 150-45 W) est sécant sur la base subhorizontale du massif. Dans la zone reconnue, aucune déformation souple n'a pu être observée, mais on remarque deux styles de déformation cassante :

- un réseau de failles inverses à pendage très faible (N 90 à N 110 - 20 à 25 N) qui paraissent se raccorder au contact de base du massif ; ces failles ne décalent le litage des ultrabasites que de quelques mètres ;

- un réseau de diaclases ouvertes subverticales qui se regroupent en deux ensembles probablement conjugués N 60 à N 90 et N 130 à N 150. Ces diaclases recoupent les failles inverses.

Conclusion

Sur la bordure nord du massif du Taom, on remarque donc que :

- la mise en place des péridotites n'est marquée par aucune déformation souple dans le substratum ;

- la présence de failles inverses peu pentées dans les péridotites témoigne de mouvements tangentiels de surface, synchrones ou postérieurs à la mise en place de la masse ultrabasique. Cette phase compressive est suivie d'une phase "en extension" marquée par des diaclases ;

- le clivage de fracture subhorizontal, parallèle au contact des péridotites sur le substratum, est très probablement la conséquence du poids de la masse ultrabasique ;
- la semelle serpentineuse est absente ou d'épaisseur faible, soit qu'elle n'ait jamais existé, soit que des mouvements tangentiels tardifs aient conduit à son laminage.

LE FLANC SUD DU MONT DO

La zone étudiée est facilement accessible à partir du col de Nassirah, sur la route Bouloupari-Thio (hors carte). Un affluent de la rivière Ouatchoué permet l'observation d'une coupe N-S à travers le substratum sédimentaire et la base des péridotites. On y rencontre successivement les trois unités suivantes (Fig. XII-8).

Unité inférieure

Elle est constituée par des bancs décimétriques à métriques de grès fins micacés, alternant avec de rares et minces passées de pélites grises ; localement s'intercalent des lits centimétriques de tufs ferrugineux, rouges à l'affleurement et gris foncé à la cassure. Ces terrains attribués sans certitude au Trias (NOESMOEN, 1970) présentent plusieurs déformations :

- *déformation souple* : à l'échelle de l'affleurement, apparaissent des plis isopaques en genoux, ouverts, d'amplitude et de longueur d'onde plurimétrique, actuellement déversés vers le NE ; ces plis ne développent qu'un léger clivage de fracture visible principalement dans les lits pélitiques, et qui se réfracte en passant dans les bancs gréseux où il est difficilement discernable. La direction des axes, subhorizontaux, paraît constante, mais si l'on reporte leur direction sur un canevas de Wulff (Fig. XII-9A) on constate une dispersion qui pourrait correspondre à une ondulation ample, de longueur d'onde hectométrique à kilométrique et d'axe subhorizontal N 50.

- *déformation cassante* : dans la zone reconnue, le clivage subhorizontal observé dans les massifs du nord n'a pas été vu ; à l'exception du clivage de fracture parallèle au plan axial des plis de première génération, aucune déformation cassante n'est présente. Cependant on peut observer, dans les flancs des plis affectant les bancs de grès, des joints de dissolution sous pression, subhorizontaux, qui sont aussi très probablement à relier au poids de la masse ultrabasique.

Unité médiane

Contrairement à ce qui est porté sur la carte géologique au 1/50 000e, la semelle serpentineuse est présente à la base du massif du Mont Do, mais son contact avec l'unité inférieure n'a pu être observé avec précision. Cette zone, épaisse d'environ 50 m dans la partie reconnue, est formée d'une mylonite serpentineuse emballant de rares enclaves de serpentine massive à l'aspect de "fuseaux" décimétriques à métriques. Les orientations des axes d'allongement de ces enclaves (Fig. XII-9B) n'indiquent pas de direction évidente de mise en place, bien qu'un regroupement N 130 - N 150 suggère un dernier mouvement N 40 - N 60 ; les plans de débit de la serpentine qui se moule à la fois sur les enclaves et sur les irrégularités du substratum ne donnent aucune indication précise sur la direction de mise en place.

Unité supérieure

Le contact exact avec l'unité médiane n'a pas été précisément observé, mais il semble que l'on passe progressivement de la mylonite serpentineuse à la masse ultrabasique par raréfaction puis disparition de la matrice serpentineuse. Il faut cependant remarquer que des "fils" de serpentine, plus ou moins verticaux, donc sécants sur le contact et le litage minéral incliné vers le NE, pénètrent la masse ultrabasique.

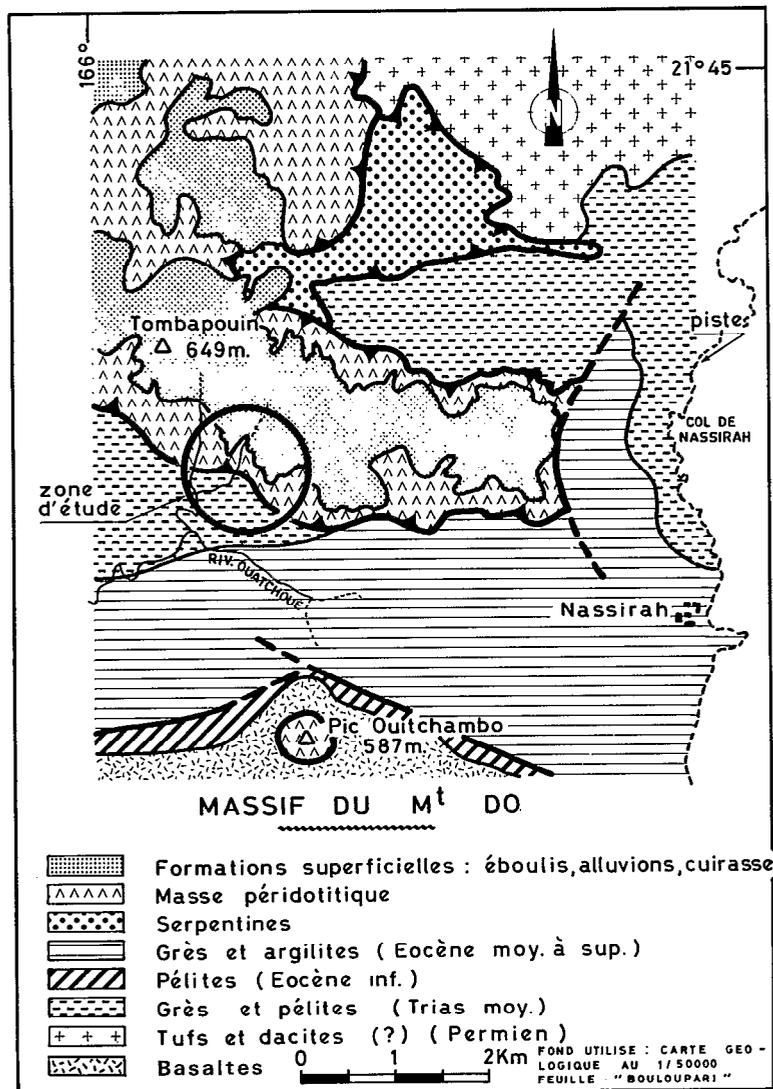


Fig. XII-8 - Localisation de la zone d'étude du massif du Mont Do. Unité inférieure : grès et pélites (Trias moy.) ; unité médiane : serpentines ; unité supérieure : masse péridotitique.

Conclusion

Dans ce secteur, nous pourrions donc remarquer les points suivants :

- si les plis observés dans le substratum sont le résultat de l'arrivée de la masse péridotitique, il faut admettre que le charriage est venu du sud-ouest ; ceci est incompatible avec l'idée actuelle que l'on a de la direction de ce charriage. Il semble logique d'admettre que ces plis existaient avant la mise en place qui ne s'est accompagnée d'aucune déformation souple de grande ampleur.

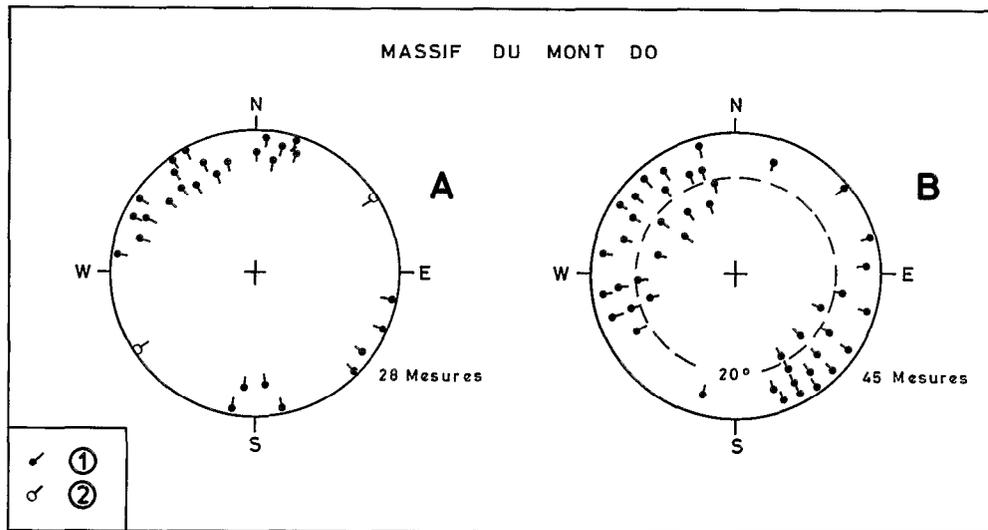


Fig. XII-9 - Résultats des mesures microtectoniques sur le massif du Mont Do. A : Axes des plis dans l'unité inférieure. 1 = Axes d'allongement mesurés. 2 = Axe construit. B : Axes d'allongement des enclaves dans l'unité médiane.

- dans la semelle serpentineuse, on n'observe aucune enclave du substratum sédimentaire actuel de la masse péridotitique ; il est donc très probable que cette semelle s'est formée dans un environnement différent ;

- la présence de joints de dissolution sous pression témoigne de la grande épaisseur originelle des péridotites au-dessus du substratum.

BORDURE OUEST DU GRAND MASSIF DU SUD

La zone reconnue est facilement accessible à partir du ruisseau Koua, après le col de Nassirah sur la route Bouloupari-Thio. Malgré le grand recouvrement latéritique, les trois unités habituelles sont visibles (Fig. XII-10).

Unité inférieure

Le substratum sédimentaire est formé d'une succession de bancs décimétriques d'épaisseur irrégulière (lentilles ou boudins d'origine sédimentaire ou tectonique) très siliceux, noirs à la cassure et d'un jaune rougeâtre à l'affleurement ; ils sont séparés par des interlits argilo-schisteux minces et localement très ferrugineux. Ces terrains ont été attribués au Paléocène et assimilés à la formation du Ouen Toro.

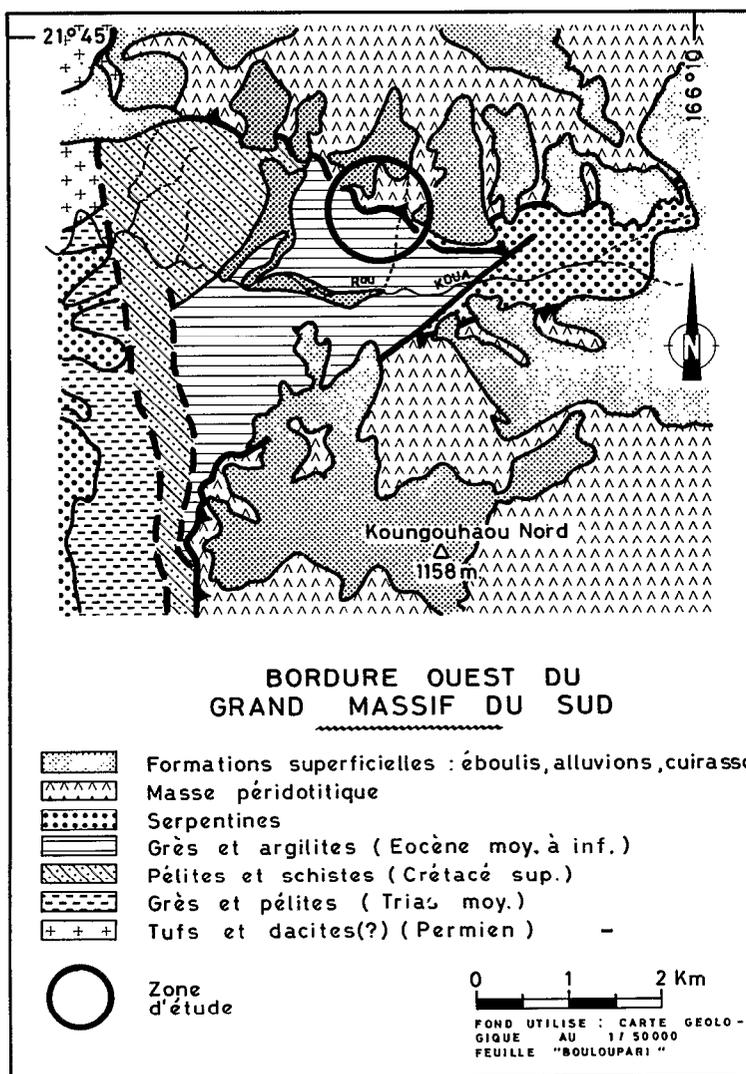


Fig. XII-10 - Localisation de la zone d'étude sur la bordure ouest du Grand Massif du Sud. Unité inférieure : grès et argilites (Eocène moy. à inf.) ; unité médiane : serpentines ; unité supérieure : masse péridotitique.

Dans ces alternances qui enregistrent très bien les déformations souples, aucun pli n'a pu être observé. Malgré l'aspect boudiné des bancs, la stratification apparaît régulière et faiblement inclinée (N 150 - 20 E). Les bancs sont simplement décalés par un réseau de failles verticales N 115, particulièrement bien visible sur les photos aériennes, mais qui n'est souligné par aucune mylonite sur le terrain.

Unité médiane

Dans la partie NE de la zone reconnue, la semelle serpentineuse n'est pas visible ; par contre, dans la moitié sud, une très grosse masse de serpentine surmonte le substratum sédimentaire. Les rapports exacts entre les deux ensembles n'ont pu être précisés ; mais l'aspect cartographique de ce contact, sinueux et grossièrement parallèle aux courbes de niveau, laisse penser qu'il est horizontal ou faiblement incliné vers le NE.

Cette masse serpentineuse est intensément tectonisée mais un seul type de déformation cohérente a pu être mis en évidence. Ce sont des crochons centimétriques à axe subvertical et plan axial orienté N 60 à N 80, témoins de failles verticales à dernier rejeu senestre. Ces plans axiaux sont souvent matérialisés par des cristallisations de quartz.

Ces serpentines sont en contact par faille subverticale avec la masse ultrabasique (péridotites indifférenciées de la carte au 1/50 000e).

Unité supérieure

Le contact des péridotites sur le substratum sédimentaire n'est pas exactement visible ; il est masqué sur une distance verticale de 10 à 15 m par des éboulis latéritiques. Cependant, étant donné cette faible hauteur d'éboulis, ce contact, qui apparaît parallèle aux courbes de niveau, correspond sans doute à une faille subhorizontale ; la semelle serpentineuse est probablement inexistante et sinon de très faible épaisseur.

Dans cette masse péridotitique, il faut noter la présence d'un réseau de failles peu pentées à l'est (N 150 - 15 E) et soulignées par une mince épaisseur (20 à 50 cm) de mylonite serpentineuse ; ces failles doivent se raccorder au contact de base principal et sont à relier soit à la mise en place originelle, soit à une phase tangentielle tardive.

Conclusion

Sur la bordure ouest du Grand Massif du Sud, il faut donc remarquer :

- comme dans les secteurs précédents, aucun fait ne permet de relier les déformations observées dans le substratum à la mise en place du feuillet ultrabasique ;
- la semelle serpentineuse n'a pas une épaisseur constante ; elle peut même être totalement absente ;
- dans la masse péridotitique, il existe un réseau de failles subhorizontales liées au contact de base actuel ; ces failles sont soit synchrones de la mise en place, soit le résultat de la phase tangentielle tardive observée dans le massif de Kaala.
- il n'y a aucune différence évidente quant à la nature du contact existant au pied du Grand Massif du Sud et des massifs de la côte ouest.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Le tableau XII-1 récapitule l'ensemble des données microtectoniques recueillies au contact basal des massifs sur les quatre sites étudiés.

Dans les secteurs reconnus, l'arrivée de la masse péridotitique sur le bâti néo-calédonien paraît ne s'être accompagnée - au niveau microtectonique - d'aucune déformation souple du substratum (unité inférieure des exemples cités dans le texte). La semelle serpentineuse (unité médiane), située à la base du complexe ultrabasique, présente une épaisseur variable ; son absence en certains points (Taom) résulte probablement de son laminage au cours du charriage. D'un point de vue chronologique, la mise en place des péridotites a été précédée d'une serpentisation intime des formations ultrabasiques ; les mylonites serpentineuses ne résultent cependant que d'un phénomène purement mécanique ultérieur (broyage et laminage des formations basales de la nappe péridotitique lors de son avancée).

Enfin, les observations microtectoniques analysées plus haut - du fait de leur caractère ponctuel et limité - ne permettent pas d'étendre les conclusions présentées dans le tableau XII-1 à l'ensemble de la nappe ultrabasique néo-calédonienne. Seule une étude statistique systématique des déformations observées, aussi bien dans le substratum qu'à la base des formations ultrabasiques, pourrait éventuellement distinguer sans ambiguïté les mouvements propres liés au charriage de la nappe péridotitique de ceux qui l'ont immédiatement précédé ou suivi.

	MASSIF DE KAALA			MASSIF DU TAOM			MASSIF DU MONT DO			GRAND MASSIF DU SUD		
	Unité Inf.	Unité Méd.	Unité Sup.	Unité Inf.	Unité Méd.	Unité Sup.	Unité Inf.	Unité Méd.	Unité Sup.	Unité Inf.	Unité Méd.	Unité Sup.
Déformation dominante	Plis N150-20N	DISPERSEE	?	Clivage vertical N140		?	Plis à axes horizontaux N100 à N10	DISPERSEE		?		?
Déformation liée à la mise en place	Clivage sub-horizontale	FAILLES HORIZONTALES	FAILLES HORIZONTALES	Clivage de fracture horizontale	A B S E N T E	Failles inverses sub-horizontales N90 à N110 20 à 25N	Joints de dissolution sous pression	?	FILS SERPENTINEUX SECANTS ?	?	CROCHONS A AXES VERTICAUX ET PLANS AXIAUX N 60 à N 80	Failles peu pentées N150 15E
Déformations tardives	Failles verticales N90 à N120			?		Diaclases sub-verticales N60 à N90 et N130 à N150	Basculement vers le SW ?	?		Failles verticales N115		
Age de l'unité inférieure	Eocène inférieur					Crétacé		Trias (?)				Paléocène

Tableau XII-1 - Récapitulation des déformations observées.

Manuscrit remis en janvier 1981
Manuscrit révisé en avril 1981

3

ORIGINE ET ÉVOLUTION DU BASSIN DES LOYAUTÉ ET DE SES BORDURES APRÈS LA MISE EN PLACE DE LA SÉRIE OPHIOLITIQUE DE NOUVELLE-CALÉDONIE

par Gilles BITOUN et Jacques RECY

GÉNÉRALITÉS

Les observations faites à terre, en Nouvelle-Calédonie, ne permettent d'appréhender qu'une partie des faits concernant la mise en place des péridotites puisqu'il apparaît établi que les péridotites sont le résultat d'un charriage en provenance du secteur NE et que les massifs s'enracinent au niveau de la côte orientale de l'île (cf. article 2 de ce chapitre). L'étude des structures sous-marines qui prolongent la Nouvelle-Calédonie ou bordent sa partie orientale s'est donc avérée indispensable. Une synthèse des données de bathymétrie, magnétisme, sismique réflexion, sismique réfraction et dragages dont le plan de situation est présenté figure XII-11, a été menée. Un tel travail revient en fait à étudier la structure et l'histoire géologique du bassin des Loyauté et de ses bordures (Fig. XII-12).

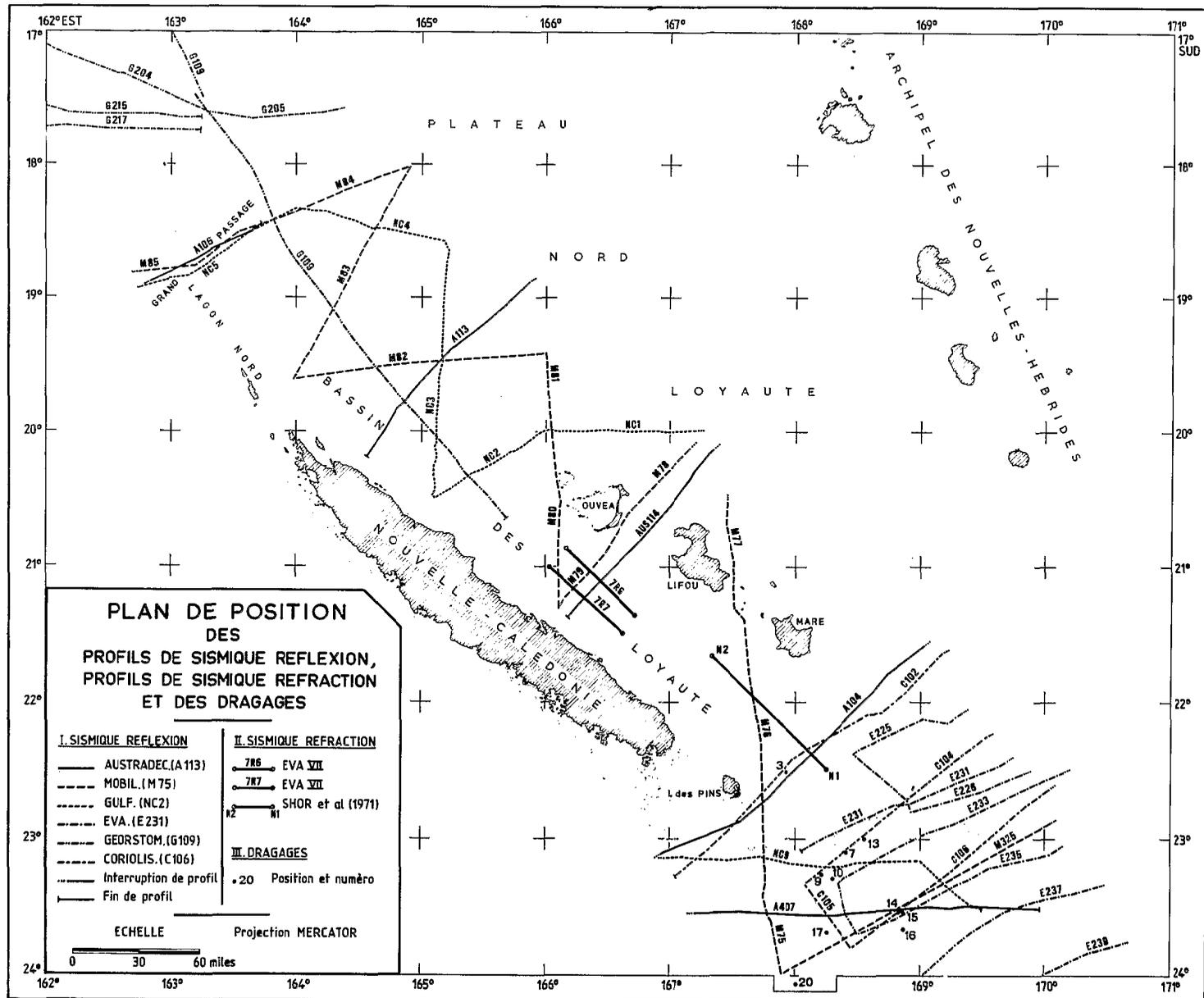


Fig. XII-11 - Localisation des profils utilisés.

Situation et morphologie générale

Le bassin sous-marin des Loyauté se présente comme une étroite cuvette longue d'environ 1300 km située entre deux rides en partie émergées, la ride de Norfolk, bâtie de la Nouvelle-Calédonie à l'ouest et la ride des Loyauté, d'où émergent les îles du même nom, à l'est (Fig. XII-12) ; cette cuvette apparaît limitée au nord par la Fracture d'Entrecasteaux et au sud par la Fracture de Cook ; elle semble être relayée vers le sud par un bassin nommé bassin de Norfolk qui se situe dans son prolongement ; l'appellation bassin des Loyauté sera donc réservée à l'unité comprise entre la Fracture d'Entrecasteaux et la Fracture de Cook.

Le bassin des Loyauté et les rides qui l'encadrent, présentent, du nord au sud, une succession de trois segments à peu près rectilignes dont les changements d'orientation apparaissent nettement marqués (Fig. XII-12). Le segment septentrional orienté NNW-SSE s'étend de la Fracture d'Entrecasteaux jusqu'à la pointe nord de la Nouvelle-Calédonie. Le second segment s'étend de la pointe nord de la Nouvelle-Calédonie jusqu'au sud de l'île des Pins au niveau de 23° S ; son orientation est NW-SE. Le troisième segment, limité au sud par la Fracture de Cook, s'allonge suivant une direction franchement N-S jusqu'à la Fracture de Cook.

Les différents segments se présentent comme des gouttières étroites dont la largeur ne dépasse pas 90 km au nord de 23° S ; la largeur du bassin augmente vers le sud pour atteindre 200 km vers la Fracture de Cook. Deux rétrécissements importants, réduisant de près de moitié la largeur du bassin, s'observent l'un au niveau du récif de l'Astrolabe (vers 20° S), l'autre au sud de l'île des Pins (vers 23° S) ; ils coïncident avec les changements de direction de l'axe du bassin et des rides adjacentes.

L'étude présentée portera plus particulièrement sur la partie du bassin située entre la Fracture d'Entrecasteaux et le sud de la Nouvelle-Calédonie au niveau de 23° S. La carte bathymétrique de cette partie du bassin des Loyauté et des régions voisines est présentée en deux coupures (H.V. XII-1 et H.V. XII-2) ; elle a été établie à partir d'une compilation des données originales disponibles et des documents cartographiques établis antérieurement tels les cartes bathymétriques de CHASE *et al.* (1968), MAMMERICKX *et al.* (1971), Equipe de Géologie-Géophysique (1971) et LAUNAY et RAVENNE (1974). Elle constitue donc pour la représentation du bassin des Loyauté et de ses bordures, le document le plus cohérent qui puisse être établi à partir des données modernes (navigation satellite) accessibles actuellement.

L'examen du profil longitudinal DEF (Fig. XII-12) permet les constatations suivantes :

- Le bassin présente trois segments à fonds à peu près plats ou en pente douce séparés par des ressauts à pente nettement plus accusée. Ces deux ressauts, situés l'un vers 20° S, l'autre vers 23° S, coïncident avec les changements d'orientation de l'axe du bassin et les rétrécissements de sa largeur évoqués précédemment.
- La profondeur du segment nord atteint 3500 m, celle du segment médian évolue de 2500 à 2000 m et celle du segment sud est d'environ 2500 m.
- Le profil longitudinal présente un bombement à grande longueur d'onde dont le sommet serait situé au niveau du seuil à 1500 m de profondeur vers 23° Sud.

Sur les profils transversaux (A,B,C, Fig. XII-12) le bassin apparaît comme une dépression à fond plat dont la profondeur est remarquablement constante sur des distances de 50 à 60 km. Cependant il existe des massifs sur le fond du bassin (coupe C, Fig. XII-12 et coupe C, Fig. XII-14).

La ride des Loyauté, qui constitue la bordure orientale du bassin, est formée dans sa partie septentrionale par deux chaînes encadrant un bassin central dont le fond est situé à la même profondeur que celui du bassin des Loyauté (coupe A, Fig. XII-12) alors qu'il est nettement surélevé plus au sud (coupe B, Fig. XII-12) ; dans sa partie méridionale la ride des Loyauté est constituée par une chaîne unique (coupe C, Fig. XII-12) dont l'importance, notamment pour les profondeurs inférieures à 1500 m (zone hachurée sur la carte de la figure XII-12), diminue vers le sud.

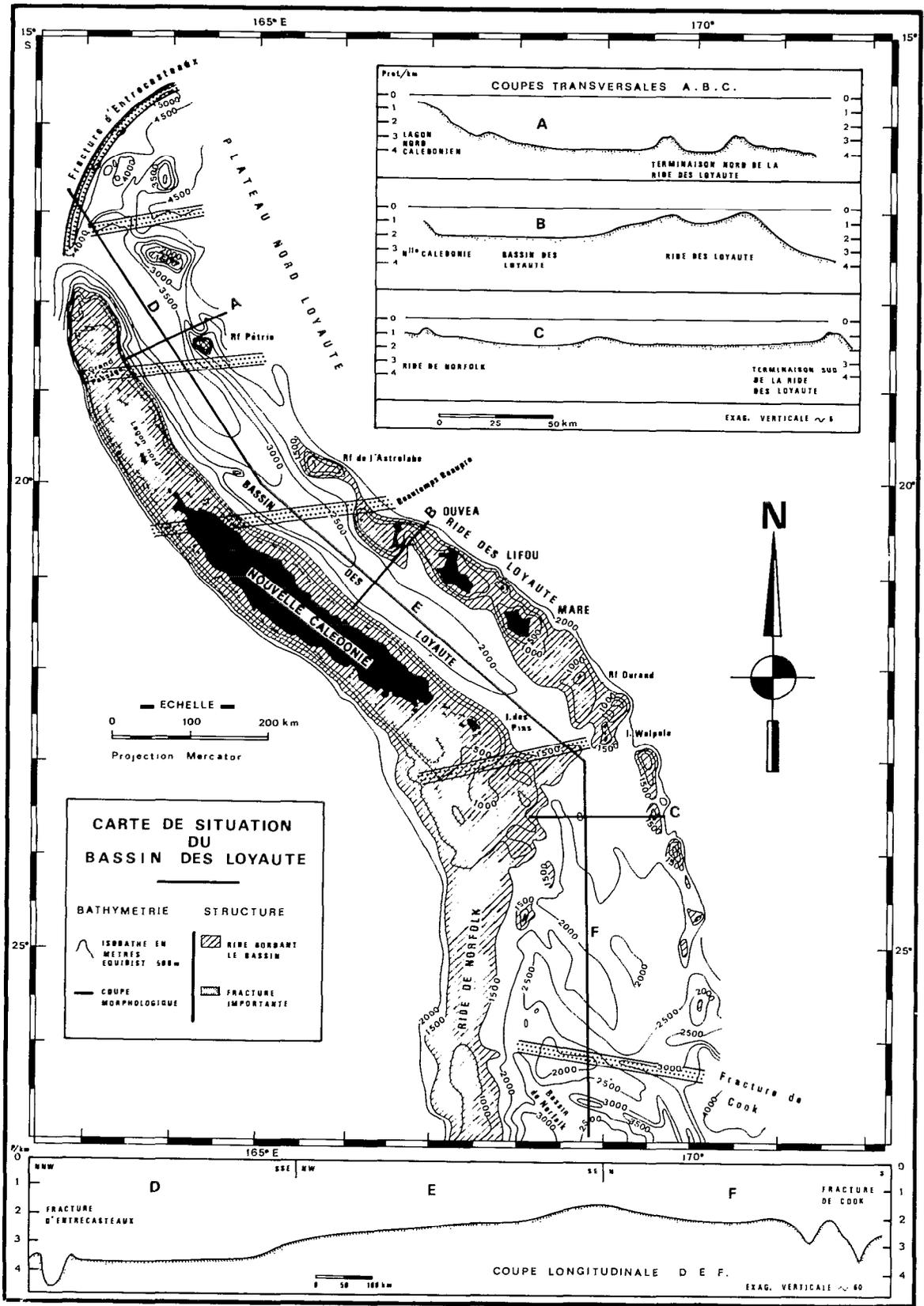


Fig. XII-12 - Carte de situation du bassin des Loyauté.

La bordure occidentale du bassin est constituée par la ride de Norfolk dont la Nouvelle-Calédonie représente la partie émergée; au niveau de l'isobathe 1500 m, cette ride garde une largeur à peu près constante de son extrémité nord jusqu'à l'île des Pins; plus au sud elle s'élargit notablement pour se rétrécir à nouveau vers 24° S. Le Grand Passage représente une passe profonde traversant le lagon nord de la Nouvelle-Calédonie et souligne la trace dans la morphologie d'une zone de fracture transverse.

Le bassin des Loyauté se présente donc comme une gouttière étroite dont les changements de direction s'effectuent au niveau de zones charnières très localisées; ces zones, caractérisées par un rétrécissement de la largeur du bassin et par des ressauts à pente nettement accusée du profil longitudinal doivent correspondre à des fractures transversales majeures.

Influence des grands ensembles sur le champ magnétique terrestre

La carte des anomalies du champ magnétique terrestre (Fig. XII-13) a été établie à partir des enregistrements effectués en mer. La disposition des anomalies concorde avec les grands traits morphologiques de la région.

Une anomalie positive dont le maximum atteint 800 γ s'allonge le long du flanc NE de la chaîne des Loyauté; sur le flanc SW le minimum de l'anomalie magnétique atteint — 500 γ . Ce système d'anomalie apparaît directement lié à la présence d'un substratum magnétique à faible profondeur sous la chaîne des Loyauté.

Les anomalies observées sur les prolongements sous-marins de la Nouvelle-Calédonie ont en général une faible amplitude et une grande longueur d'onde révélant un substratum magnétique de susceptibilité inférieure à celui de la chaîne des Loyauté et de profondeur supérieure. Une anomalie isolée de forte amplitude (— 1000 γ) et de courte longueur d'onde, résultant d'influences locales peu profondes, est située au sud de l'île des Pins.

Dans le bassin des Loyauté l'homogénéité du champ magnétique et la faible amplitude des anomalies caractérisent un substratum magnétique régulier d'autant plus profond que sa susceptibilité magnétique est forte. L'isanomale — 200 γ a une forme incurvée dont la convexité est tangente à la chaîne des Loyauté; au nord, elle se dirige franchement vers la Nouvelle-Calédonie et diverge donc nettement de la direction des grands traits morphologiques. C'est la seule anomalie d'extension importante dont la disposition n'est pas concordante avec la morphologie générale. La Fracture d'Entrecasteaux, qui constitue la limite nord du bassin, est soulignée par des anomalies dont la disposition est conforme à la morphologie. Vers le sud, les isanomales 0 gamma qui épousent étroitement la morphologie du bassin central, se resserrent au niveau du seuil morphologique vers 24° S pour s'écarter à nouveau après le changement de direction de l'axe du bassin.

ÉTUDE STRUCTURALE DU BASSIN

Données de la sismique réflexion

Les profils de sismique réflexion réalisés dans le bassin des Loyauté (Fig. XII-11) montrent l'existence d'un remplissage sédimentaire d'épaisseur variable mais constamment constitué, sur tous les profils disponibles, de la Fracture d'Entrecasteaux à 24° S, par deux formations distinctes séparées par une discordance majeure soulignée par le réflecteur C (Fig. XII-14). On appellera formation I ou formation supérieure l'ensemble des couches disposées au-dessus du réflecteur C, et formation II ou formation inférieure les couches sédimentaires comprises entre ce réflecteur et le socle acoustique D.

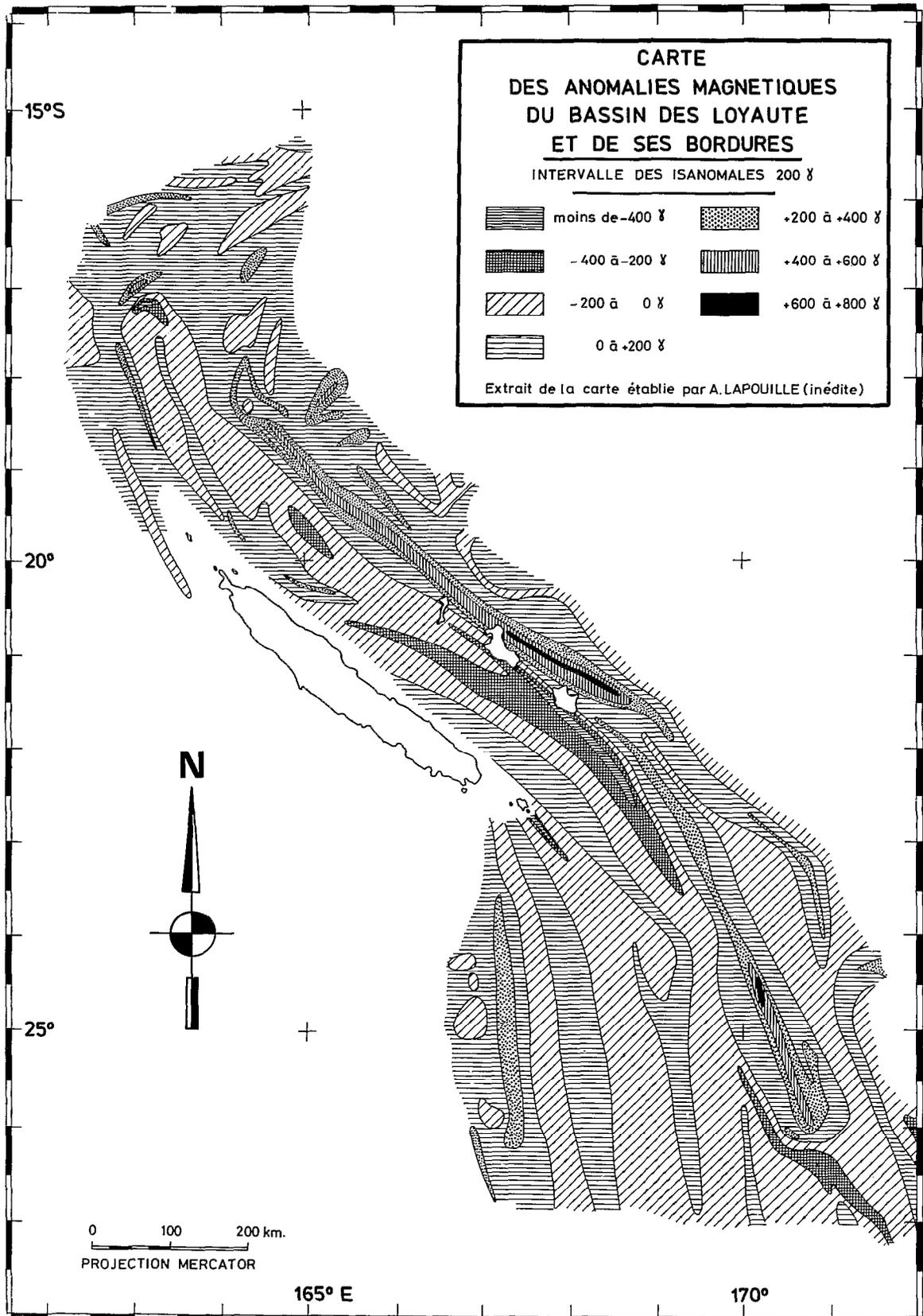


Fig. XII-13 - Carte des anomalies magnétiques du bassin des Loyauté.

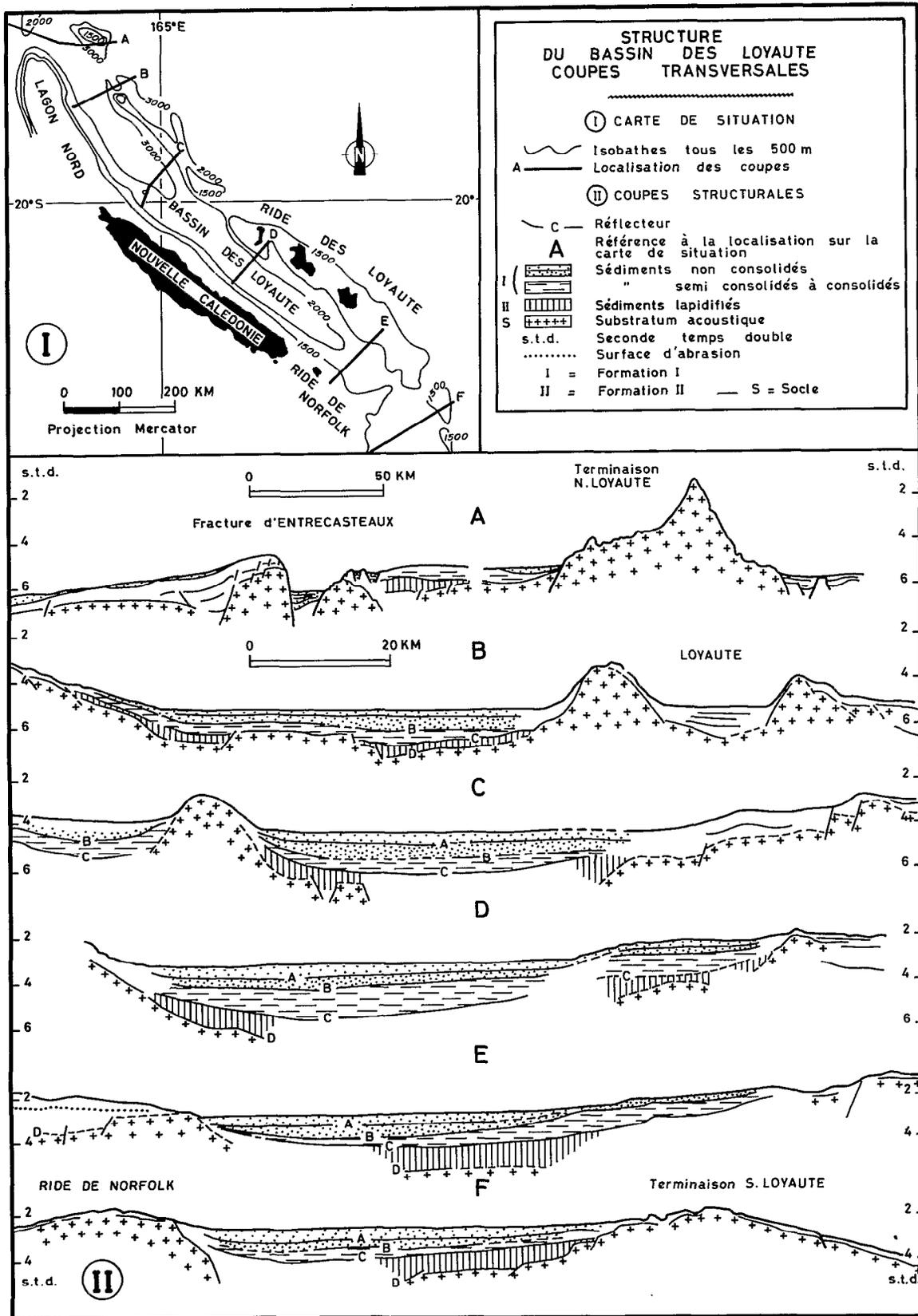


Fig. XII-14 - Structure du bassin des Loyauté - coupes transversales.

La formation I peut elle-même être subdivisée en trois formations d'épaisseur variable, plus ou moins discordantes les unes sur les autres et séparées par deux réflecteurs A et B nettement marqués sur tous les profils étudiés (Fig. XII-14). Deux exemples de coupe sismique illustrent les interprétations proposées. La première (Fig. XII-16) présente la coupe sismique 12 traces après traitement du profil AUS 114 situé au niveau de la partie médiane de la Nouvelle-Calédonie (profil D de la figure XII-14) ; la seconde (Fig. XII-18) présente une coupe monotrace du profil AUS 104 situé au sud de l'île des Pins (profil E de la figure XII-14).

Chacun des ensembles ou sous-ensembles précédemment décrits présente des couches régulièrement litées, plus ou moins incurvées et concordantes les unes avec les autres au sein de la même série. Sur les coupes de sismique réflexion où la pénétration est importante (Fig. XII-16), la base de la formation II semble constituée par une série peu épaisse de couches à peu près rectilignes, parallèles au substratum acoustique, dont la disposition apparaît différente de celle du reste de la formation II ; l'absence d'horizon particulier à la limite de ces séries a conduit à considérer cette formation, en première approximation, comme homogène.

La figure XII-15 présente une carte des isochrones du socle acoustique, établie à partir de tous les profils de sismique réflexion répertoriés entre la Fracture d'Entrecasteaux et le 24°S (Fig. XII-11). La profondeur du socle acoustique dépasse 6 secondes temps double (s.t.d.) dans la partie centrale du bassin.

Des remontées du socle acoustique séparent les différentes zones dans lesquelles la profondeur de ce socle est supérieure à 6 s.t.d. Ces remontées sont situées au niveau des ressauts bathymétriques correspondant aux changements de l'axe du bassin, évoqués dans la description morphologique (Fig. XII-12). La présence de seuils du socle acoustique (Fig. XII-15) renforce l'hypothèse que les différents segments observés dans la morphologie sont délimités par des zones de fracture transverses majeures. Une autre remontée importante se situe dans le prolongement du Grand Passage déjà interprété comme une zone de fracture (Fig. XII-11) au sein du segment septentrional du bassin. Au niveau de ces seuils le socle acoustique présente une structure en horst et graben (profils B et C, Fig. XII-14). Ces grandes zones de fracture dirigées ENE-WSW sont considérées comme aismiques. Cependant, 2 séismes de magnitude 3,5 et 3 ont été localisés récemment (1979) au sud de la Fracture Nord-Calédonie (Fig. XII-15). Ils sont significatifs de rejeux actuels mais considérés tout de même comme exceptionnels (2 séismes seulement en 5 ans à proximité de la zone considérée).

Les analyses de vitesse des enregistrements de sismique réflexion multitraces traités ne peuvent pas, étant donné la méthodologie utilisée et l'épaisseur des formations sédimentaires, fournir les caractéristiques de vitesse de transmission des ondes acoustiques de toutes les formations pénétrées, ce qui permettrait d'en calculer l'épaisseur réelle. De plus une indétermination majeure concerne le substratum acoustique (D) qui peut ne pas représenter le socle réel du bassin. Il faut donc faire appel à une technique donnant ces paramètres, en l'occurrence la sismique réfraction, pour pousser plus avant l'étude de la structure du bassin, et c'est une des raisons qui ont conduit à l'implantation de deux profils de sismique réfraction à l'explosif au niveau des profils de sismique réflexion AUS 114 et M 79 (Fig. XII-11).

Apport de la sismique réfraction et synthèse des données

Les résultats des deux profils de sismique réfraction 7 R6 et 7 R7 (Fig. XII-11) réalisés au cours de la croisière EVA 7 et l'analyse des correspondances entre les réflecteurs des trois profils de réfraction réalisés à ce jour dans le bassin (Fig. XII-11) et les réflecteurs des profils de sismique réflexion proches sont présentés dans l'article suivant (voir Chap. XII-4). Les interprétations exposées ci-après feront largement appel à ces données et les deux figures XII-16 et XII-18 sont reprises de ce même article.

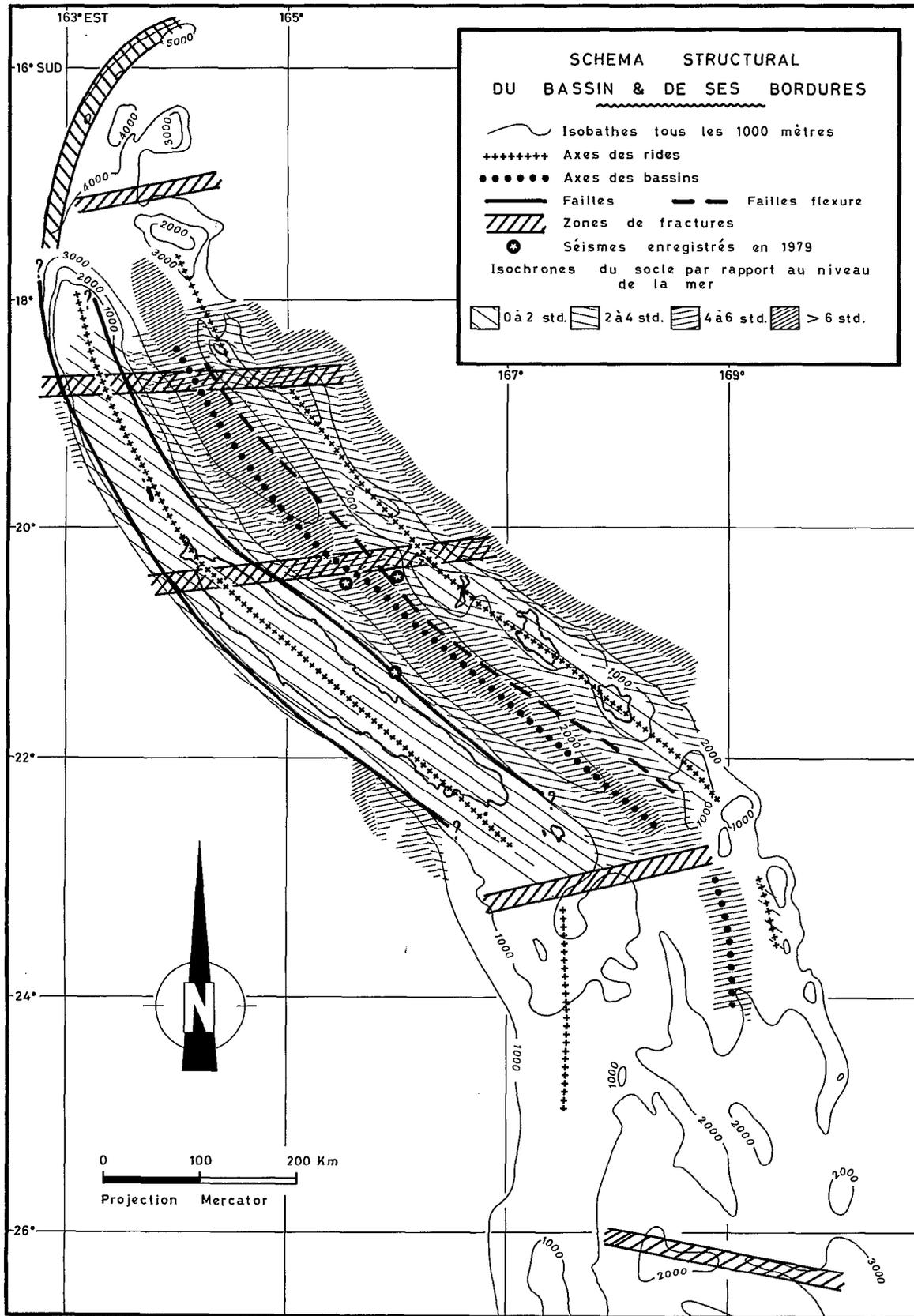


Fig. XII-15 - Schéma structural du bassin et de ses bordures.

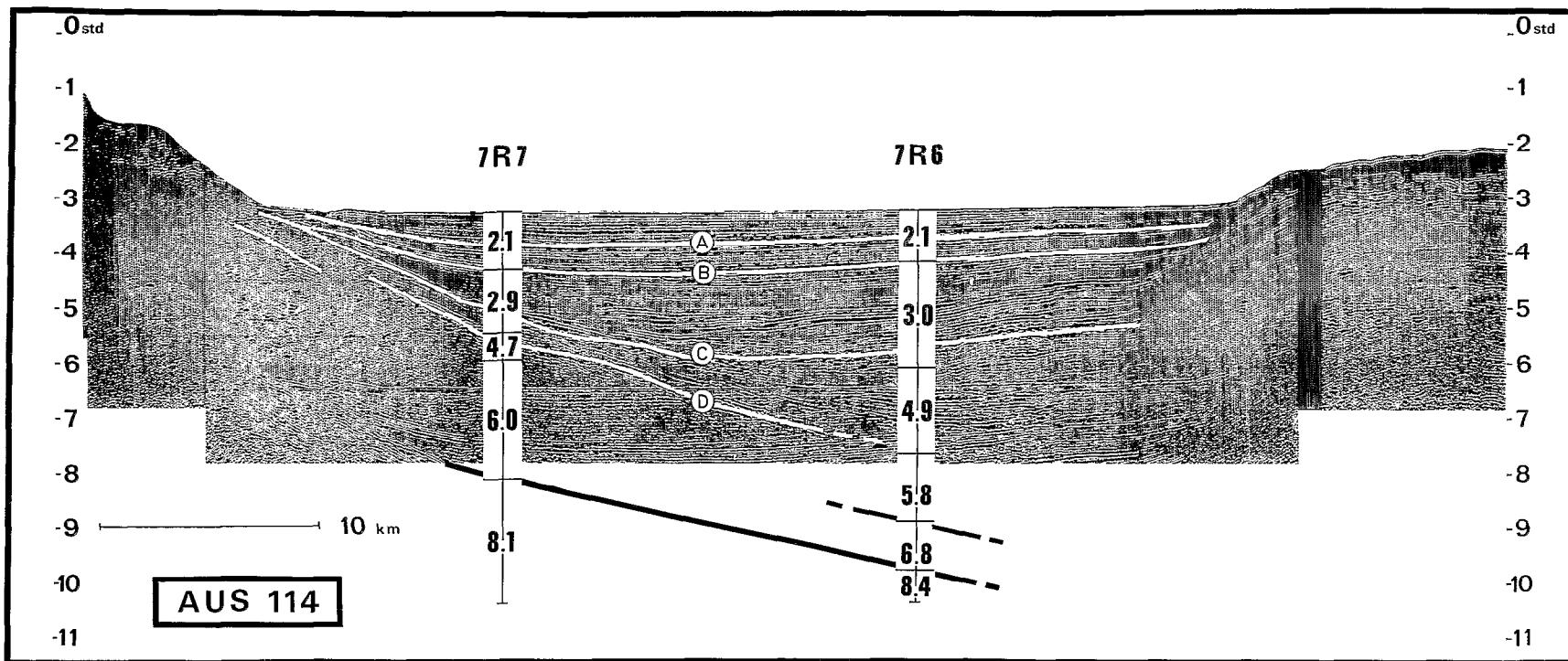


Fig. XII-16 - Enregistrement de sismique réflexion du profil AUS 114 et coupes de vitesse des profils de sismique réfraction perpendiculaires au profil. L'épaisseur des tranches de vitesse est calculée en s.t.d. et les chiffres à l'intérieur de chaque tranche indiquent la vitesse en km/s. Les principaux réflecteurs sont soulignés en blanc.

La figure XII-16 présente une superposition sur le profil de sismique réflexion AUS 114 de la coupe de vitesse obtenue sur les profils de sismique réfraction transversaux : la profondeur des réfracteurs est positionnée en secondes temps double en fonction des vitesses calculées ; les résultats des deux profils de sismique réfraction apparaissent homogènes et la correspondance entre les réfracteurs et les principaux réflecteurs évidente (cf. Chap.XII-4).

Sur la figure XII-16, la partie supérieure de la formation I, entre la surface du fond et le réflecteur B est caractérisée par des vitesses faibles (2,1 km/s) représentatives de sédiments non consolidés ; la partie inférieure de cette formation I, entre les réflecteurs B et C, présente des vitesses supérieures (2,9 à 3 km/s) correspondant à des sédiments semi-consolidés ou peut-être déjà consolidés. Le faciès en sismique réflexion de la formation II, située entre le substratum acoustique et le réflecteur C, est celui de formations sédimentaires ; cette formation semble donc devoir être assimilée à une formation sédimentaire à forte vitesse (4,7 à 4,9 km/s) constituée de sédiments lapidifiés voire métamorphisés. La vitesse de l'horizon D qui constitue le substratum acoustique des enregistrements de sismique réflexion est plus élevée que celles couramment observées dans les roches sédimentaires. A partir de l'horizon D la coupe de vitesse ressemble à celle d'une croûte océanique.

La figure XII-17 présente une coupe schématique du profil de sismique réflexion M 79 et une coupe synthétique des différentes formations dans laquelle les épaisseurs ont été calculées en kilomètres à partir des résultats de vitesse des profils de sismique réfraction. Le profil M 79 est pratiquement identique au profil AUS 114 mais présente l'avantage sur ce dernier d'être accompagné d'un enregistrement du champ magnétique. La partie supérieure de la formation I constituée de sédiments peu consolidés ne dépasse pas 1, 2 km d'épaisseur tandis que sa partie inférieure constituée de sédiments consolidés atteint près de 3 km. L'épaisseur de la formation II constituée de sédiments lapidifiés atteint près de 4 km. L'épaisseur cumulée des formations dépasse 8 km mais il faut noter que les maxima d'épaisseur de chaque formation ne coïncident pas (Fig. XII-16), c'est-à-dire que les centres de dépôts se sont déplacés au cours du temps.

La figure XII-18 montre que le remplissage sédimentaire présente au niveau du profil AUS 104 des caractères différents de ceux précédemment exposés. La formation I entre la surface du fond et l'horizon C apparaît constituée par des sédiments non consolidés à vitesse moyenne faible (2,15 km/s). La formation II, entre les réflecteurs C et D, se subdivise en deux ensembles présentant des vitesses nettement différenciées alors même qu'aucun horizon particulier n'est observable, sur l'enregistrement de sismique réflexion, au niveau de la séparation entre ces deux ensembles. L'ensemble supérieur (vitesse 3,48 km/s) peut correspondre à des sédiments consolidés voire lapidifiés ou en voie de l'être ; l'ensemble inférieur (vitesse 5,16 km/s) est constitué de roches régulièrement litées, certainement sédimentaires, complètement lapidifiées voire métamorphisées. L'épaisseur maximale de la formation I ne dépasse pas 1,3 km alors que celle de l'ensemble de la formation II atteint toujours 4 km environ. Sous le réflecteur D la coupe de vitesse est celle d'une croûte océanique.

La comparaison des résultats et observations précédemment exposés sur les profils de sismique réflexion et réfraction ne conduit pas à des correspondances évidentes. Sur le profil AUS 114 (Fig. XII-16) le réflecteur B correspond à une discontinuité marquée des caractères de vitesse des couches de la formation I alors qu'au niveau du profil AUS 104 (Fig. XII-18) la formation I, moins épaisse, apparaît homogène sur le plan des caractères de vitesse. La formation II homogène du point de vue des caractères de vitesse sur le profil nord (AUS 114) est constituée de deux couches à vitesses nettement différentes sur le profil sud (AUS 104) sans qu'un réflecteur particulier apparaisse sur les enregistrements de sismique réflexion.

De telles observations posent le problème de la signification des réflecteurs A,B,C, observés sur tous les enregistrements de sismique réflexion réalisés dans le bassin ; ces réflecteurs constituent des horizons délimitant des ensembles ou sous-ensembles plus ou moins discordants les uns par rapport aux autres. Ces horizons A,B,C soulignent donc l'existence d'évènements qui se sont traduits, dans tout le bassin, par des modifications du mode de remplissage ; ils peuvent, de ce fait, être respectivement considérés comme pratiquement synchrones sur tous les profils où ils sont observés bien que leurs caractéristiques de vitesse, données par la sismique réfraction, puissent varier en fonction du faciès et de l'épaisseur des formations.

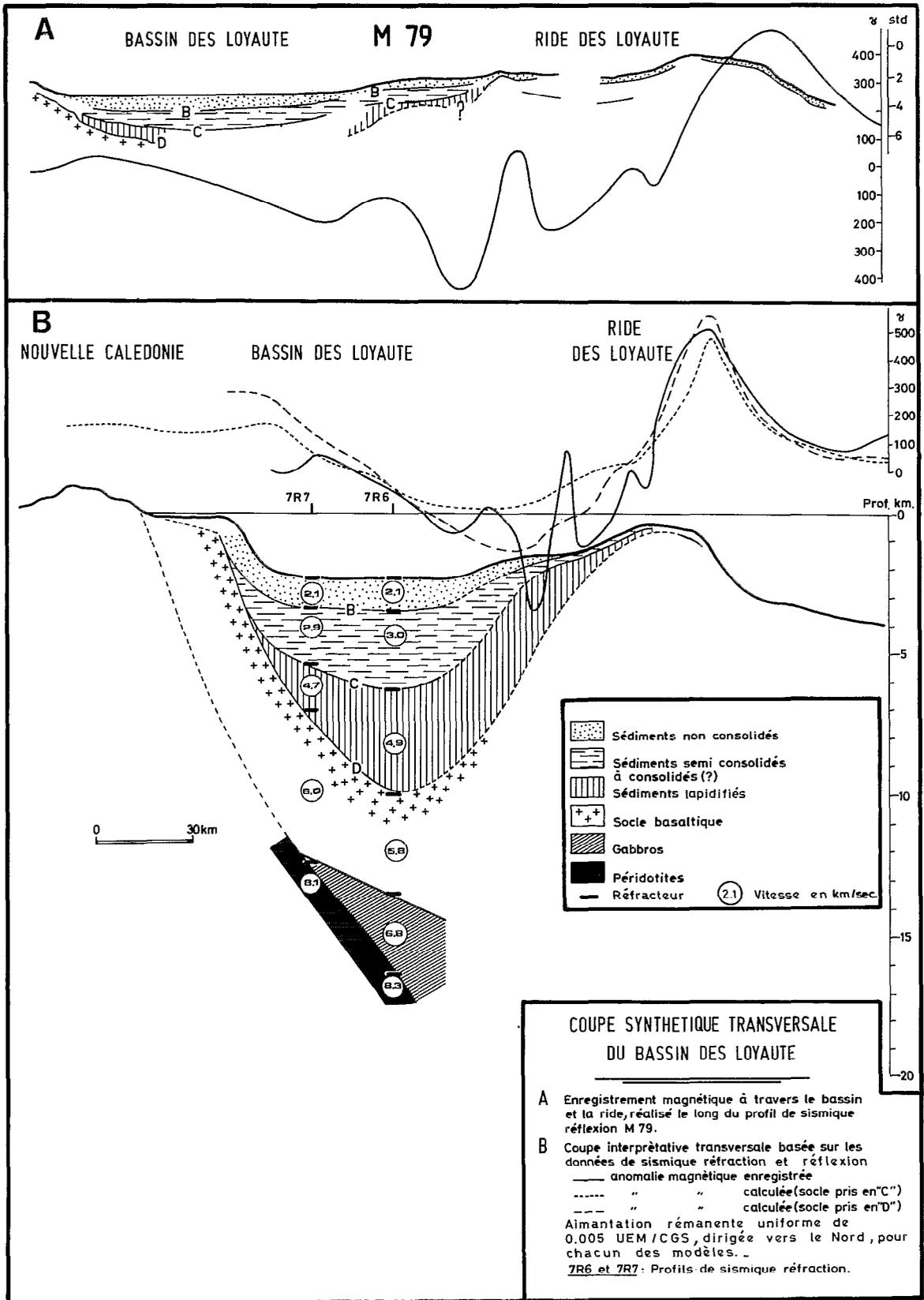


Fig. XII-17 - Coupe synthétique transversale du bassin des Loyauté.

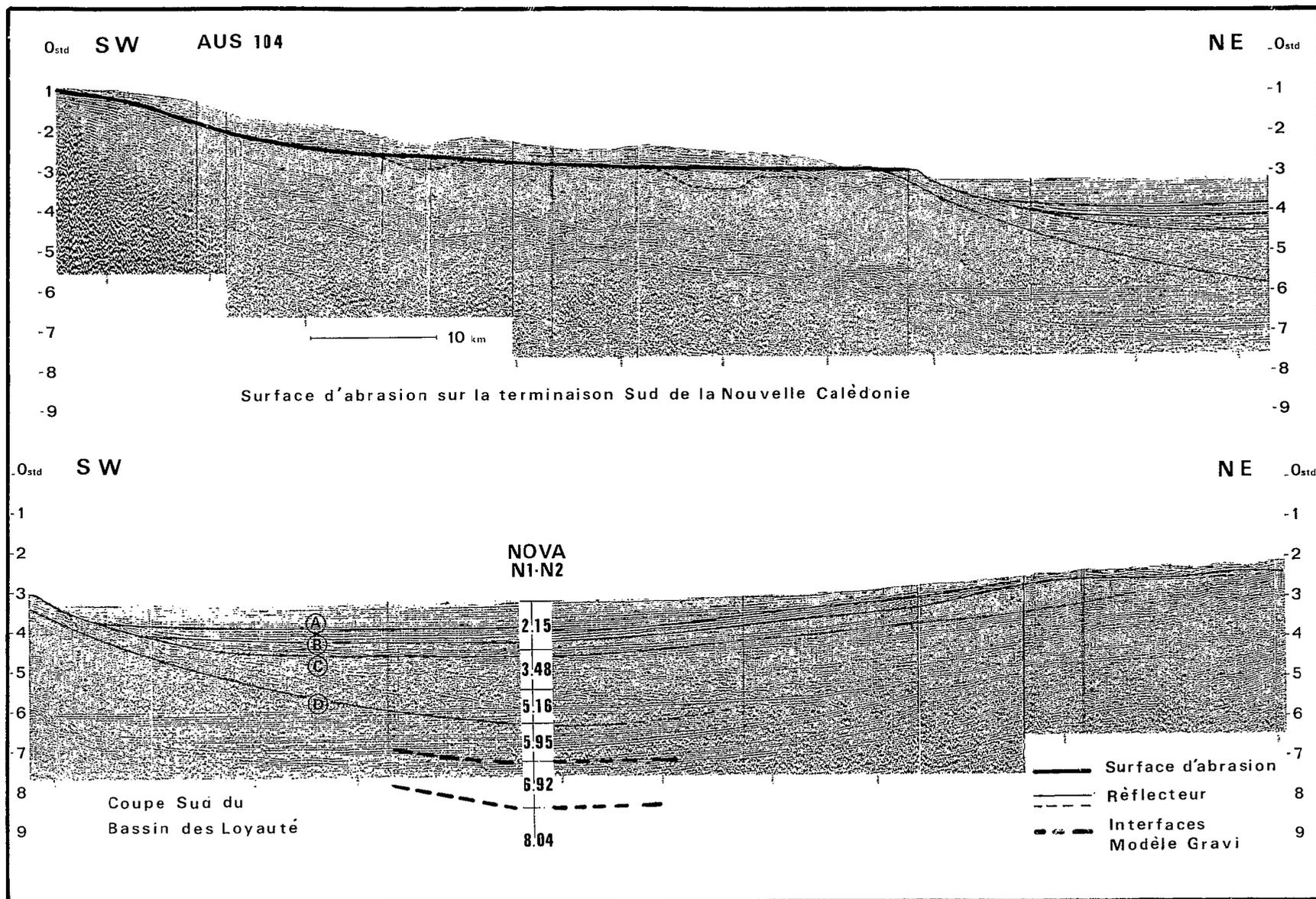


Fig. XII-18 - Enregistrement de sismique réflexion AUS 104 et coupe de vitesse du profil de sismique réfraction perpendiculaire. L'épaisseur des tranches de vitesse est calculée en s.t.d. et le chiffre à l'intérieur de chaque tranche indique la vitesse en km/s. Les principaux réflecteurs sont soulignés en noir.

La correspondance entre le réflecteur D, substratum acoustique des enregistrements de sismique réflexion, et le réflecteur situé au sommet d'une couche à vitesse 5,8 à 6 km/s, socle du remplissage du bassin, est bonne sur les profils disponibles. Une telle vitesse exclut pratiquement une nature sédimentaire du socle.

L'analyse des anomalies magnétiques apporte des éléments complémentaires pour la détermination de la nature du socle. Le bassin est marqué par une anomalie négative qui atteint une amplitude de 400 γ et dont la demi-longueur d'onde est égale à la largeur (Fig. XII-17 A). Ces caractères indiquent l'existence d'un socle magnétique profond. Le dipôle magnétique lié à la chaîne des Loyauté vient se juxtaposer voire se surimposer en partie à cette anomalie. Une anomalie de faible longueur d'onde et de forte amplitude vient s'intercaler entre les deux anomalies de grande longueur d'onde décrites ci-avant (Fig. XII-17 A) ; sa cause est à rechercher dans un pointement du substratum de la chaîne des Loyauté visible sur la coupe de sismique réflexion. Deux modèles de l'anomalie théorique induite dans le bassin par un substratum magnétique qui coïnciderait avec les horizons C et D ont été calculés par LAPOUILLE (Fig. XII-17 B). Une aimantation rémanente uniforme dirigée vers le nord égale à 5.10^{-3} u.e.m.c.g.s. a été adoptée. Une bonne concordance est observée entre l'anomalie enregistrée et l'anomalie calculée pour un substratum magnétique dont le toit est situé en D alors que l'autre modèle ne convient pas, ce qui est conforme aux données de sismique réflexion et réfraction. Le réflecteur D coïncide avec le toit d'une couche à forte vitesse constituée de roches fortement magnétiques probablement basaltiques. Ces considérations renforcent l'hypothèse avancée sur la nature du socle à partir de la ressemblance des coupes de vitesse de ce socle avec celles d'une croûte océanique. L'horizon D sur lequel repose le remplissage sédimentaire du bassin représenterait le toit de la couche basaltique ou couche 2 d'une croûte océanique. La couche 3 constituée de gabbros reposerait sur les péridotites du manteau supérieur, l'interface entre ces deux formations représentant la discontinuité de Mohorovicic ou Moho caractérisée par des vitesses fortes (Fig. XII-17 B).

L'horizon D présente un pendage de 10° vers le NE concordant avec celui qu'on observe au niveau du Moho entre les profils 7 R6 et 7 R7 (Fig. XII-17 B). Il semble donc que ce soit l'ensemble de la croûte qui présente cette inclinaison. L'extrapolation de ce pendage vers l'ouest implique une remontée du Moho, interface péridotites - couche gabbroïque, jusqu'au niveau de la côte est de Nouvelle-Calédonie où affleurent des péridotites. Ces observations seront commentées plus longuement dans la suite de cet article et dans les articles ultérieurs.

La coupe synthétique le long de l'axe longitudinal du bassin (Fig. XII-19) a été réalisée à partir des données de sismique réflexion (profils longitudinal et transversaux) et de sismique réfraction projetées sur l'axe de la coupe.

Le substratum acoustique D, toit du socle basaltique présente quatre seuils situés au niveau des zones de fractures précédemment évoquées (Fig. XII-12 et 15), qui sont :

- La zone de Fracture d'Entrecasteaux où ce socle basaltique est affleurant ; un dragage réalisé vers le bord sud du fossé d'Entrecasteaux a permis de prélever des échantillons de basaltes tholéitiques caractéristiques d'une croûte océanique, datés de 36,5 millions d'années par la méthode des traces de fission (voir Chap. X). Cet âge est plus récent que ceux fournis par des échantillons équivalents prélevés sur la même structure plus à l'est ; il est peut être erroné par défaut.

- La zone de fracture ENE-WSW située dans le prolongement du Grand Passage du lagon nord-calédonien. Le socle forme des horsts très prononcés mais n'affleure pas (entre B et C sur la coupe de la figure XII-19).

- Le seuil existant au droit de la partie nord de la Nouvelle-Calédonie. Un net décrochement du socle apparaît sur le profil de sismique réflexion longitudinal entre les profils transversaux E et F de la figure XII-19 ; l'insuffisance de la pénétration sur le profil longitudinal de sismique réflexion n'a pas permis de suivre l'horizon D, aussi son tracé sur la coupe ne représente-t-il qu'une des interprétations possibles de la morphologie du socle.

- Le seuil situé au niveau de 24° Sud qui représente la limite sud du segment central du bassin des Loyauté (Fig. XII-12 et 15).

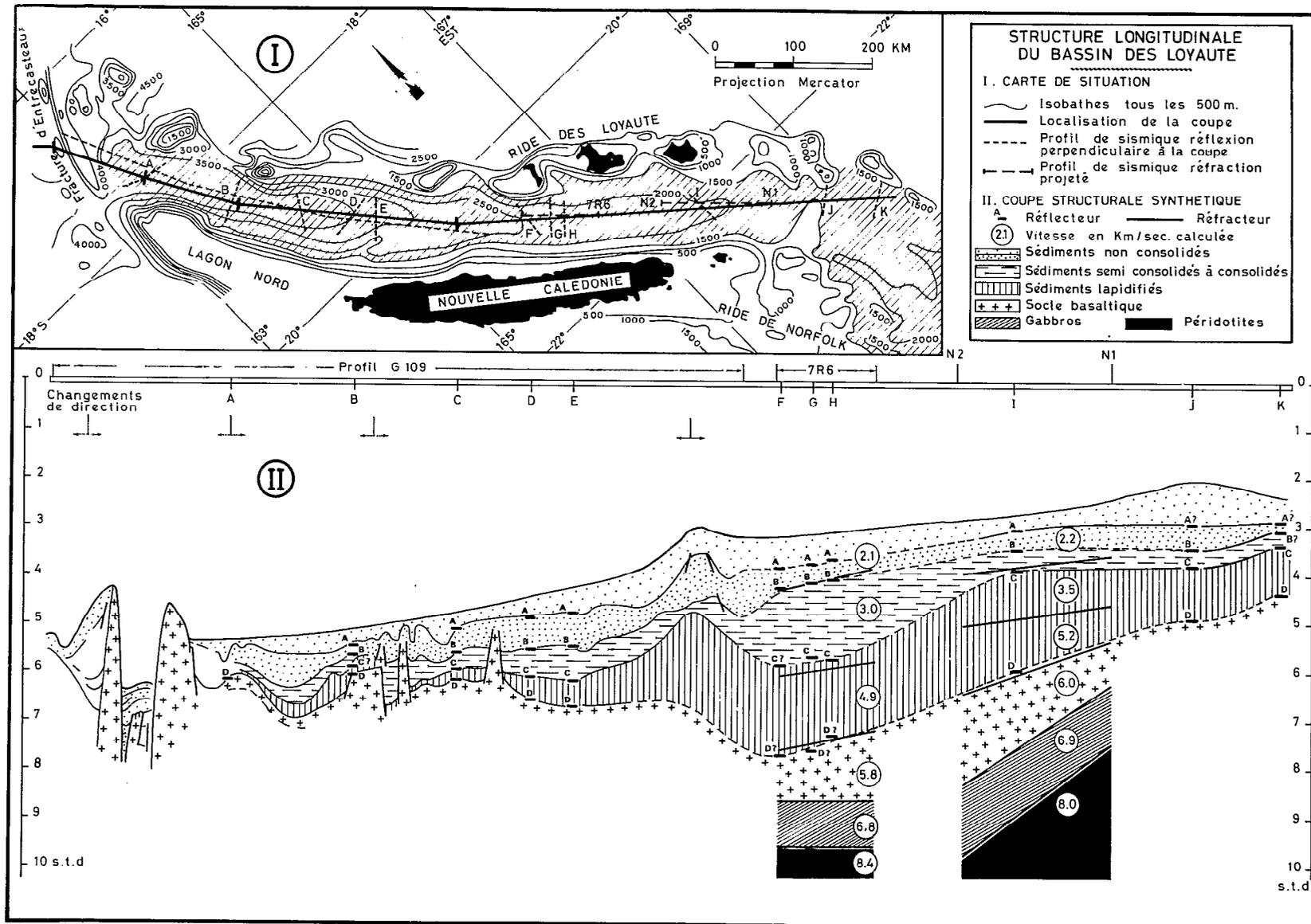


Fig. XII-19 - Structure longitudinale du bassin des Loyauté.

La formation II comprise entre les horizons C et D est particulièrement épaisse dans le segment central du bassin des Loyauté au niveau des parties émergées de la Nouvelle-Calédonie et des îles Loyauté ; vers le sud son épaisseur reste importante jusqu'au seuil situé vers 24° S où elle dépasse encore 1 s.t.d. alors que vers le nord elle diminue très rapidement.

La partie inférieure de la formation I comprise entre l'horizon C et l'horizon B s'épaissit fortement au niveau du segment central du bassin, comme la formation inférieure ; par contre elle se biseaute plus rapidement vers le sud alors que son épaisseur devient, vers le nord, supérieure à celle de la formation II.

La partie supérieure de la formation I au-dessus de l'horizon B apparaît constituée par deux couches, séparées par l'horizon A, dont les variations d'épaisseur apparaissent soumises à des causes plus locales sans qu'il se dégage une tendance à une variation générale du nord au sud du bassin.

Les formations sédimentaires s'amincissent sur les seuils du substratum et l'amplitude du rejet des failles observées dans ces formations est négligeable en regard de celle des seuils. Ceux-ci apparaissent donc déjà préexistants aux dépôts de sédiments et les fractures les ayant initiés n'ont probablement que faiblement ou lentement rejoué.

Données géologiques et interprétation

La mise en place des péridotites à l'Eocène supérieur a constitué la dernière phase orogénique tangentielle importante en Nouvelle-Calédonie (cf. XII-2) ; or les couches sédimentaires du bassin des Loyauté n'apparaissent pas avoir subi de telles contraintes, et leur disposition générale est conforme, dans ses grandes lignes, à la morphologie actuelle du bassin. Le remplissage du bassin est donc pour l'essentiel post-éocène supérieur à l'exception des couches inclinées de la base de la formation II, peu discernables sur la plupart des enregistrements de sismique réflexion et non différenciées par la sismique réfraction. Ces couches inclinées, parallèles au substratum du bassin, représenteraient la couverture sédimentaire existant avant le remplissage du bassin proprement dit.

Le basculement de la croûte océanique qui constitue le substratum du bassin est antérieur au remplissage sédimentaire puisque celui-ci est constitué au-dessus de ces couches de base à pendage E (Fig. XII-16), de couches sub-horizontales relativement peu discordantes les unes par rapport aux autres. Ce basculement apparaît donc essentiellement lié à la mise en place des péridotites et non à une subsidence progressive synchrone du remplissage.

Le forage 206 du leg 21 du Deep Sea Drilling Project, foré dans les formations pélagiques du bassin néo-calédonien très au sud de la Nouvelle-Calédonie (32° 00' 75 S - 165° 27' 15 E) révèle que ces dépôts n'ont atteint qu'une épaisseur de 700 m depuis l'Oligocène moyen. Les autres forages de la région indiquent des vitesses de sédimentation encore inférieures pour les formations pélagiques. Les fortes épaisseurs des formations I et II du bassin des Loyauté ne peuvent donc être la conséquence d'un processus de sédimentation pélagique mais celle d'apports détritiques provenant de reliefs avoisinants, en l'occurrence la Nouvelle-Calédonie et les îles Loyauté.

Les dépôts dans le bassin des Loyauté ont donc dû commencer à partir de l'Eocène supérieur dès le début de l'érosion des reliefs érigés lors de la mise en place des péridotites ; en effet l'observation en Nouvelle-Calédonie d'éléments de chromite et de serpentine dans des formations de l'Eocène supérieur (PARIS *et al.*, 1979) met en évidence que l'érosion de la nappe d'ultrabasites a débuté peu après sa mise en place.

La formation II doit probablement son épaisseur, au sud de la Nouvelle-Calédonie, à l'érosion de reliefs émergés qui s'étendaient, à l'époque du dépôt, bien plus au sud que les reliefs actuels. L'amin-cissement vers le sud de la partie supérieure de la formation I entre les horizons C et B (Fig. XII-19)

souligne l'affaiblissement des apports en provenance des reliefs sud néo-calédoniens qui avaient précédemment alimenté la formation II soit que ces reliefs aient été considérablement aplanis, soit qu'une phase de subsidence ait conduit à une réduction importante de leur superficie émergée. Les variations d'épaisseur plus modérées et plus localisées des séquences de la partie supérieure de la formation I entre les réflecteurs B, A et la surface du fond ne permettent pas de conclusions sur la disposition générale des reliefs ; l'influence de la Nouvelle-Calédonie actuelle n'est pas particulièrement marquée. Des prélèvements par dragages et carottages indiquent que la sédimentation actuelle est essentiellement pélagique au centre du bassin des Loyauté, et détritico coralligène sur ses bordures, ce qui est en accord avec la mise en évidence en Nouvelle-Calédonie d'une érosion actuelle des péridotites essentiellement chimique (BALTZER et TRESQUES, 1971 a et b). Mais il apparaît difficile d'extrapoler à toute la partie supérieure de la formation I, relativement épaisse, les résultats sur les conditions pélagiques actuelles de la sédimentation.

L'existence de quatre séquences de sédimentation soulignées par trois horizons (A,B,C) qui marquent les discordances de ces séquences entre elles, et le déplacement les uns par rapport aux autres des axes de sédimentation maximum de chacune de ces séquences (Fig. XII-14) soulignent l'influence de mouvements tectoniques verticaux et de variations dans le mode de sédimentation pendant le remplissage du bassin des Loyauté. Quelle qu'ait été l'amplitude des mouvements verticaux de l'ensemble du bassin, celui-ci a été peu déformé. On peut remarquer qu'il a dû subir dans sa partie sud, postérieurement aux dépôts de la partie inférieure de la formation I, entre les horizons B et C, un léger basculement vers l'est (coupes E et F, Fig. XII-14) qui n'est pas sensible au niveau de sa partie centrale ou septentrionale.

ÉTUDE DE LA BORDURE ORIENTALE DU BASSIN DES LOYAUTÉ

Elle est constituée par la ride sous-marine des Loyauté soulignée par les îles et îlots de l'archipel des Loyauté, Beautemps-Beaupré, Ouvéa, Lifou, Maré, Walpole et les récifs Durand, de Pétrie et de l'Astrolabe (Fig. XII-20 et 21). Cette ride s'allonge suivant une direction qui, du nord au sud, passe du NNW-SSE au NW-SE puis au N-S (Fig. XII-20) ; elle est située à une centaine de kilomètres à l'est de la Nouvelle-Calédonie - ride de Norfolk et sa direction évolue parallèlement à celle de cette structure depuis la Fracture d'Entrecasteaux jusque vers 25°30' de latitude Sud (Fig. XII-11). Les terres émergées ou récifs affleurants sont localisés entre 18° S et 22° 30'S (Fig. XII-20 et 21) ; la ride des Loyauté s'ennoie progressivement à chacune de ses extrémités (Fig. XII-20-I).

La ride des Loyauté joue le rôle de frontière morphologique entre le bassin sédimentaire des Loyauté et le plateau Nord-Loyauté, bassin océanique recouvert d'épaisseurs de sédiments relativement faibles.

Les îles Loyauté

Il s'agit de récifs ou atolls coralliens surélevés installés sur les sommets de la chaîne des Loyauté ; les îles principales, Maré et Lifou, ont subi les surrections les plus fortes qui ont amené le sommet de leur couronne récifale à une altitude de 140 et 100 m. Le substratum de ces îles coralliennes est constitué de roches volcaniques et volcanoclastiques qui n'affleurent qu'à Maré ; on y observe trois pointements basaltiques de faible relief perçant le fond du lagon fossile de l'atoll ; ces basaltes alcalins, riches en titane, sont représentatifs d'un magmatisme proche du magmatisme intra-océanique ou de celui d'un arc insulaire d'âge avancé ; l'âge d'émission de ces basaltes est compris entre 9 et 11 millions d'années (BAUBRON *et al.*, 1976). L'appareil récifal surélevé repose sur ces formations sommitales volcaniques et volcanoclastiques ; les parties les plus anciennes observables de ces formations coralliennes ont fourni une faune pliocène (CHEVALIER, 1968). La surrection des atolls au cours du Quaternaire est la conséquence du bombement de la plaque Australienne avant son plongement sous la plaque Pacifique au niveau de la fosse des Nouvelles-Hébrides. Au cours de la migration de cette plaque vers l'ENE, la partie centrale de la chaîne des Loyauté de direction NW-SE est entrée progressivement pendant le

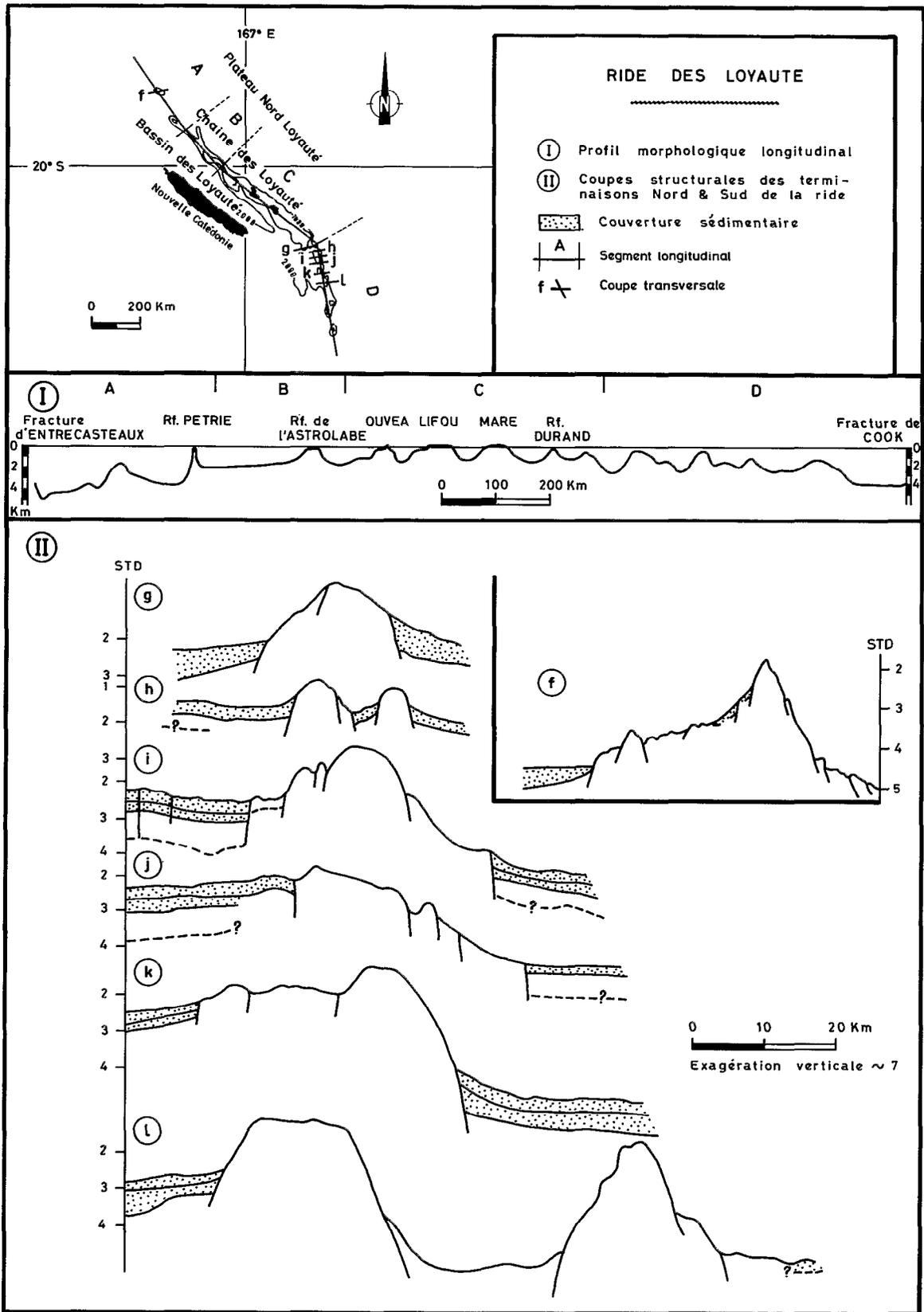


Fig. XII-20 - Ride des Loyauté - Situation et structure.

Quaternaire dans la zone d'influence de ce bombement lithosphérique dont l'axe, de direction NNW-SSW parallèle à la fosse des Nouvelles-Hébrides, se situe à proximité de la position actuelle de l'île Maré. Dès le début du Quaternaire, les atolls les plus proches de l'axe du bombement ont commencé leur surrection ; l'amplitude du mouvement global de surrection atteint 140 m environ pour Maré, 100 m pour Lifou et 46 m pour Ouvéa (DUBOIS *et al.*, 1973 a, 1974 a).

Morphologie de la chaîne des Loyauté

Les changements de direction de l'axe de la ride des Loyauté se situent au niveau des grandes fractures qui affectent également le bassin des Loyauté (Fig. XII-15 et 20). Une coupe longitudinale (Fig. XII-20), réalisée dans l'axe de la ride depuis la fracture d'Entrecasteaux au nord jusqu'à la fracture de Cook au sud, permet un certain nombre d'observations :

Les parties sommitales de la ride se disposent régulièrement selon un bombement de grande longueur d'onde ; la chaîne, émergée ou subaffleurante dans sa partie centrale, est à 1500 m de profondeur à ses extrémités.

Sur le segment C de la coupe, les principaux sommets, correspondant probablement comme on l'a vu à des appareils volcaniques, sont séparés les uns des autres par des dépressions dépassant 1000 m de profondeur. Depuis Ouvéa jusqu'au récif Durand chaque sommet est séparé des autres par un intervalle à peu près constant d'environ 100 km.

Les modifications apportées à la carte bathymétrique (H. V. XII-1 et 2) mettent en relief la division en deux chaînes de la ride des Loyauté à la hauteur du récif Pétrie (coupes a et b, Fig. XII-21). Une série de coupes transversales dans la partie médiane de la ride (Fig. XII-21) montre que sa largeur diminue du nord au sud.

La morphologie générale semble être celle d'une ride sur laquelle se dispose une chaîne d'appareils volcaniques de 1000 à 1500 m de hauteur.

Structure

Le socle acoustique étant généralement proche de la surface du fond (0,2 à 0,6 s.t.d.) l'analyse des coupes de sismique réflexion (Fig. XII-21) apporte peu d'indications sur la constitution et la structure profonde de la chaîne des Loyauté.

La forte anomalie magnétique observée (Fig. XII-13) sur la chaîne et les observations géologiques faites sur les rares pointements émergés conduisent à penser que les formations volcaniques de type basaltique représentent une part importante de la constitution de la chaîne.

Sur la partie sommitale de la chaîne, le socle acoustique représente probablement le toit de l'édifice volcanique. Il est recouvert par de faibles épaisseurs de sédiments (0,2 à 0,6 s.t.d.) sauf dans le bassin compris entre les deux branches de la chaîne, dans la partie septentrionale de la ride, où les formations sédimentaires atteignent 1,2 s.t.d. (Fig. XII-21).

La bordure occidentale de la chaîne présente un front irrégulièrement fracturé laissant apparaître sur certaines coupes une structure en horst du substratum acoustique. La formation II limitée par l'horizon C et le substratum acoustique semble se biseauter sur la bordure occidentale des Loyauté (coupes f et g, Fig. XII-21) ce qui impliquerait l'existence d'une ride ancienne, préexistante au début du remplissage du bassin, et antérieure à l'édification de la chaîne volcanique miocène. Les émissions volcaniques responsables de l'édification des parties sommitales de la chaîne, datées de 9 à 11 millions d'années, semblent donc représenter une phase tardi-volcanique beaucoup plus récente que celles

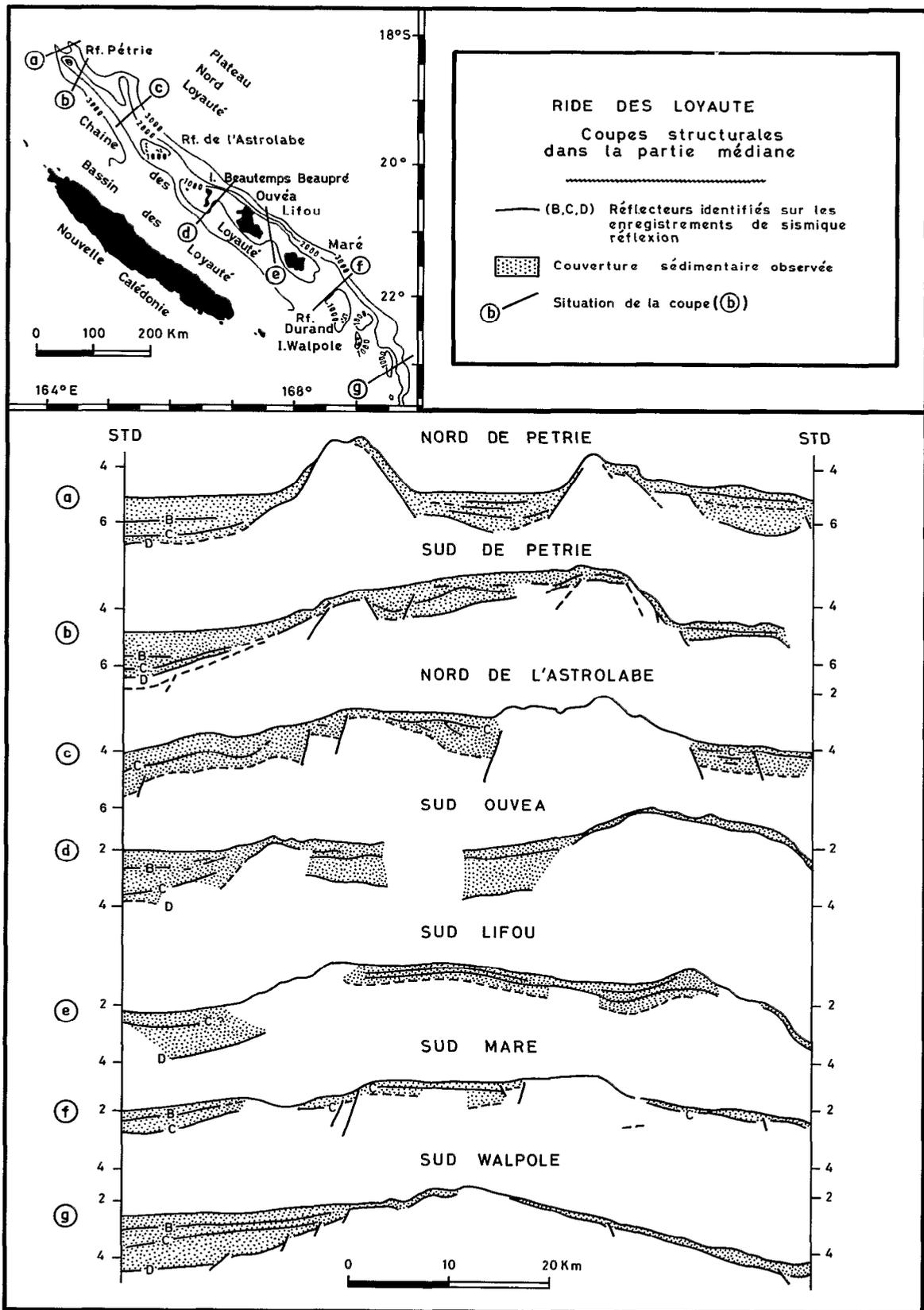


Fig. XII-21 - Ride des Loyauté - Coupes structurales.

responsables de la construction du substratum de la base de la ride. Une croisière de dragage a été spécialement exécutée en 1976 pour tenter de prélever des échantillons représentatifs de cette ride ancienne ; la présence d'encroûtements polymétalliques en profondeur n'a pas permis de prélèvements d'échantillons significatifs du substratum de la chaîne. La vérification de l'interprétation proposée n'a donc pu être faite.

ÉTUDE DE LA BORDURE OCCIDENTALE DU BASSIN DES LOYAUTÉ

Elle est constituée par le prolongement nord de la ride de Norfolk ; la Nouvelle-Calédonie et le lagon nord en représentent les témoins subaffleurants ou émergés (Fig. XII-12).

Morphologie

La pente de la bordure orientale de la Nouvelle-Calédonie varie généralement entre 7 et 15 % à l'exception de certains talus au niveau du lagon nord où elle atteint 40 %. Une succession de profils bathymétriques perpendiculaires à la pente dont certains pénètrent dans les passes du lagon ont permis de dresser le bloc diagramme présenté sur la figure XII-22.

Le premier talus à pente forte en partant de la côte correspond au complexe du récif barrière jusqu'à sa base, vers 400 m de profondeur. Au niveau du Grand Passage du lagon nord, la morphologie générale de la pente est différente et le talus aboutit à un horst.

Un second talus remarquable apparaît continu ; dans le sud il se situe entre 500 et 1000 m et relie le plateau sous-marin qui borde l'île des Pins à une pente uniforme qui descend jusqu'à 1800 m ; sa profondeur augmente vers le nord puis rediminue et il prend plus nettement l'aspect d'une fracture qui borde le bord oriental du horst situé au niveau du Grand Passage (Fig. XII-22).

Le dernier talus est situé au niveau du bord supérieur du bassin proprement dit et se termine au niveau du remplissage sédimentaire. La profondeur de la limite supérieure de ce talus varie tout au long de la bordure de Nouvelle-Calédonie.

Structure

La bordure du lagon nord

La ride immergée qui constitue le prolongement nord de la Nouvelle-Calédonie est bordée jusqu'à son extrémité par un récif barrière qui délimite un lagon dont la profondeur ne dépasse pas quelques dizaines de mètres. La seule passe traversant le récif barrière et entaillant profondément la ride immergée est le Grand Passage dans lequel les fonds atteignent 1500 m de profondeur, ce qui permet la réalisation de profils de sismique réflexion à travers la ride néo-calédonienne ; ces profils (Fig. XII-23) étant situés sur une zone de fracture EW comme exposé précédemment, les résultats doivent en être interprétés avec prudence.

La pente occidentale du lagon nord est soulignée par une grande fracture (Fig. XII-23) qui longe l'édifice néo-calédonien et sur laquelle viennent buter les formations sédimentaires du bassin de Nouvelle-Calédonie (Fig. XII-23A). Il s'agit probablement d'une fracture majeure marquant la limite du bloc néo-calédonien avec le plancher océanique du bassin néo-calédonien (TISSEAU, 1979).

La pente orientale présente une série de fractures délimitant des compartiments dont l'un constitue un véritable horst décrit précédemment. La ride elle-même apparaît très fracturée par des failles perpendiculaires à la direction des profils qui délimitent une succession de horsts et grabens dans le substratum acoustique. Le relief et la tectonique sont plus accusés dans le sud du Grand Passage que dans sa partie nord (Fig. XII-23).

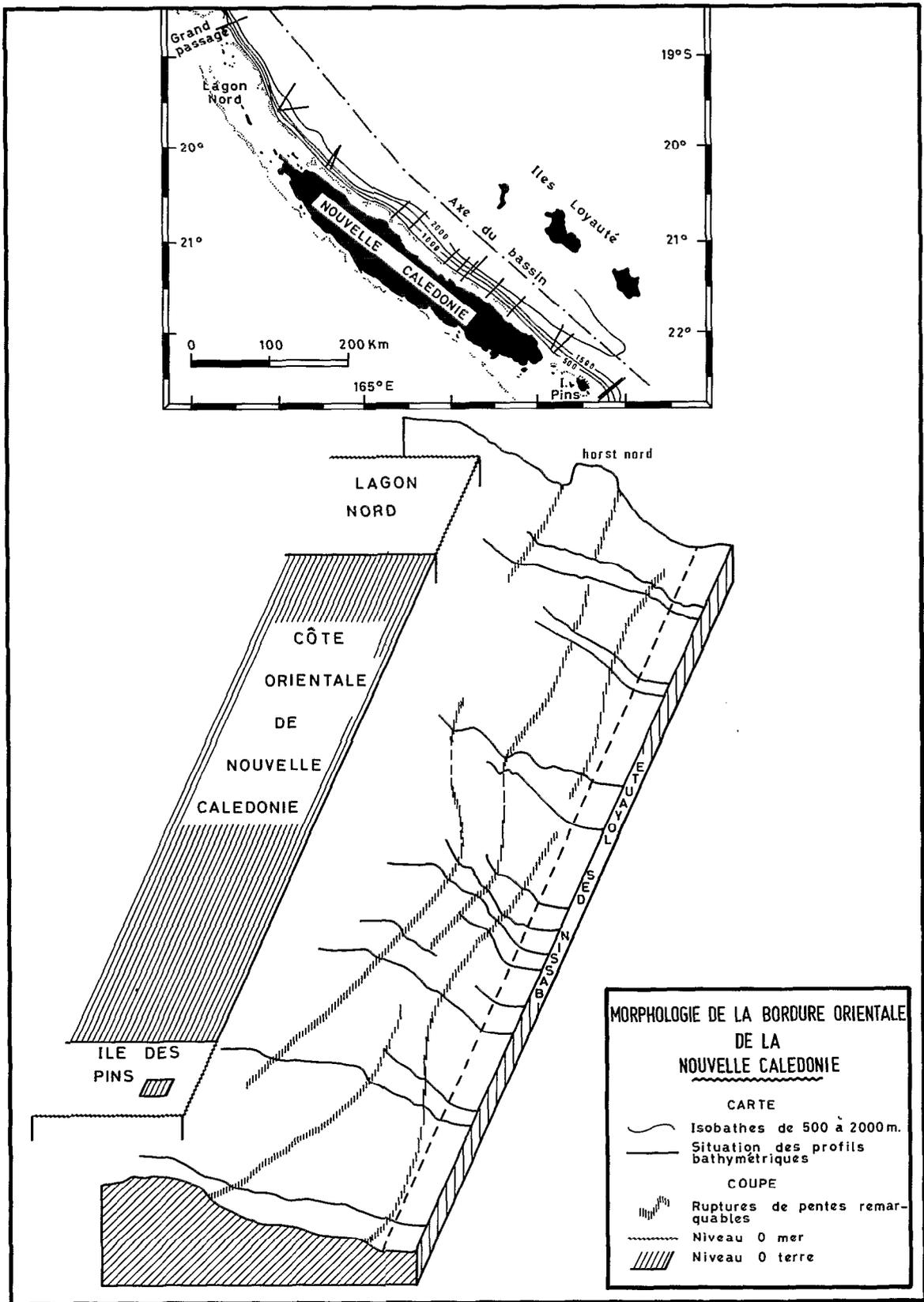


Fig. XII-22 - Morphologie de la bordure orientale de la Nouvelle-Calédonie.

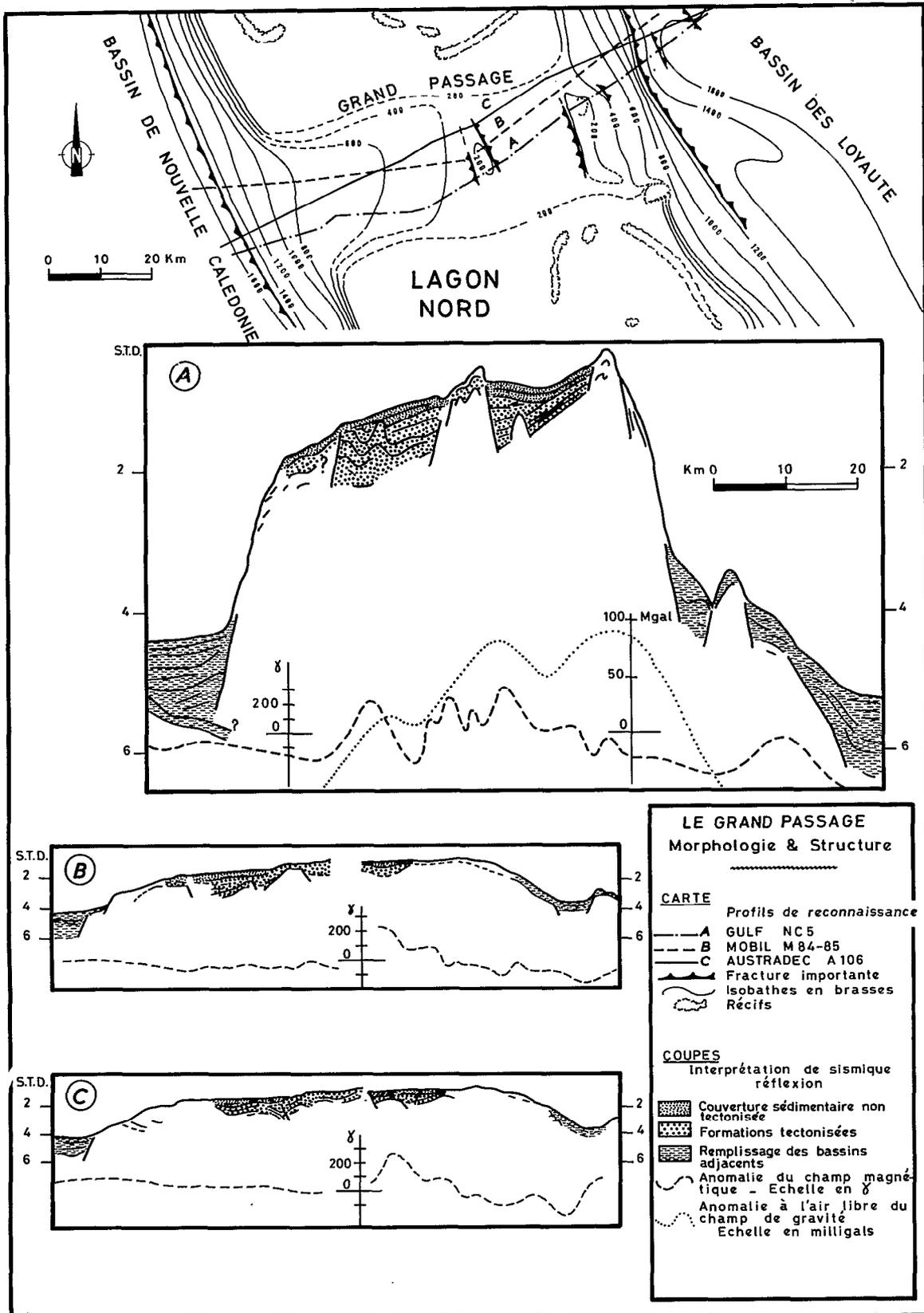


Fig. XII-23 - Le Grand Passage. Morphologie et structure.

Les grabens sont remplis par deux formations sédimentaires régulièrement litées distinctes sur certains profils (Fig. XII-23 A). Les horsts et le mur du remplissage sédimentaire des grabens sont probablement constitués de formations sédimentaires plus anciennes qui forment un substratum acoustique opaque là où elles sont fortement tectonisées mais conservent leur litage là où l'action de la tectonique tangentielle a été moins brutale (cf. le substratum constitué de formations tectonisées du graben W de la coupe A de la figure XII-23). L'absence d'anomalie magnétique de forte amplitude sur les pointements des horsts conforte cette interprétation. La phase de tectonique plicative peut être rapportée à la phase orogénique Eocène supérieur de Nouvelle-Calédonie (PARIS *et al.*, 1979). La phase de tectonique verticale responsable des horsts et grabens a dû débiter avant le dépôt des formations sédimentaires non tectonisées mais s'est certainement poursuivie pendant le remplissage sédimentaire. Les formations I et II du bassin des Loyauté s'amincissent sur les premiers contreforts de la bordure du lagon nord. Le substratum acoustique de la pente, très fracturé, est recouvert de sédiments qui paraissent prolonger les extrémités des formations du bassin sans qu'une relation précise avec chacune des formations du bassin puisse être établie (coupe A, Fig. XII-23). Les dépôts de la pente, plus épais dans les dépressions, semblent postérieurs, en partie au moins, à la phase tectonique responsable des horsts et grabens du substratum acoustique.

En l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible d'aller plus loin dans l'interprétation.

La bordure de la Nouvelle-Calédonie

L'amincissement des formations I et II du bassin (Fig. XII-24) à l'abord de la bordure néocalédonienne est net et confirme que les dépôts se sont produits après les événements orogéniques de l'Eocène supérieur qui ont modelé les grandes lignes structurales du bassin des Loyauté.

Le substratum acoustique de la partie inférieure de la pente apparaît moins fracturé que dans le nord. La partie supérieure de la pente n'est pas représentée sur les coupes D et E de la figure XII-24, les profils de sismique réflexion ayant été interrompus ; elle présente comme on l'a vu précédemment (Fig. XII-22) des ressauts significatifs de la présence de fractures. Sur le profil E, la couverture sédimentaire de la partie inférieure de la pente repose sur un réflecteur plan, constituant une plate-forme particulièrement bien marquée, interprétée comme une ancienne surface d'abrasion dont la nature et la signification sont discutées au paragraphe suivant.

Le versant oriental de la ride de Norfolk au sud de l'île des Pins

- Données de sismique réflexion

Sur la coupe F (Fig. XII-24) les formations I (entre les horizons D et C) et II (entre l'horizon C et la surface du remplissage) s'amincissent à l'abord de la ride de Norfolk. Un trait important est la présence sur la bordure de la ride d'un fort réflecteur plan qui paraît intersecter les couches de la formation II entre le substratum et le réflecteur C, et constitue à 2000 m de profondeur environ une plate-forme sur laquelle reposent des dépôts irréguliers de bas de pente. Une telle plate-forme avait déjà été observée sur le profil E de la bordure de la Nouvelle-Calédonie.

Sur la coupe G (Fig. XII-24) on observe une remontée du substratum acoustique sur laquelle viennent se biseauter toutes les formations du bassin. La plate-forme décrite précédemment se poursuit vers l'ouest en remontant à peu près régulièrement jusqu'au sommet (à moins de 200 m de profondeur et non représenté sur la figure) de ce qui constitue le prolongement immergé de la Nouvelle-Calédonie. La figure XII-18 montre l'aspect de cette surface sur le profil de sismique réflexion AUS 104 qui a servi à établir la coupe G.

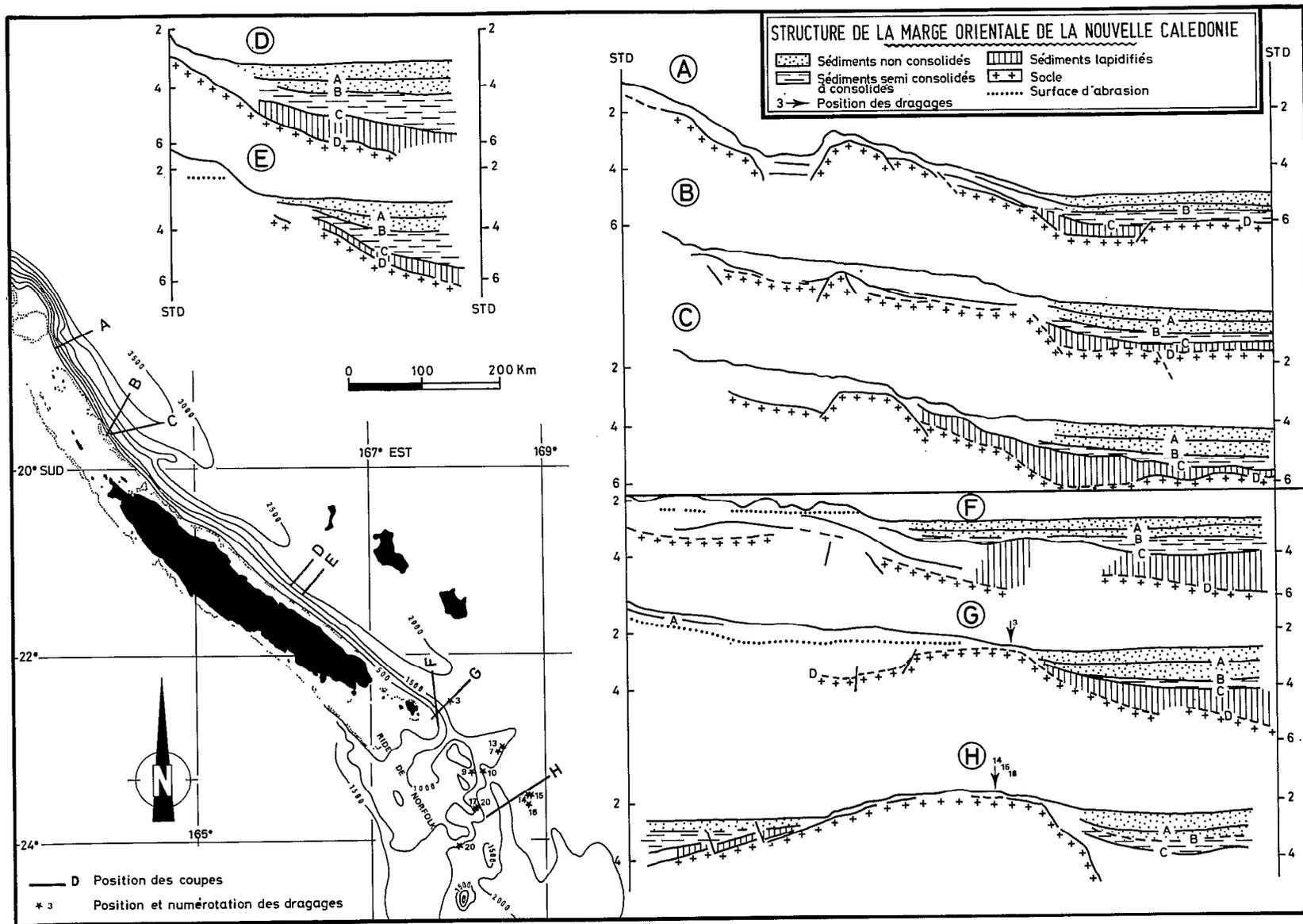


Fig. XII-24 - Structure de la marge orientale de la Nouvelle-Calédonie.

Plus au sud (coupe H, Fig. XII-24), la remontée du substratum déjà amorcée sur la coupe G est plus nette ; elle forme un "horst" entre le bassin des Loyauté proprement dit à l'est et la gouttière située avant la ride de Norfolk proprement dite à l'ouest. La plate-forme observée au nord n'existe pas sur ce "horst".

La plate-forme et son prolongement visibles sur les coupes E, F, G (Fig. XII-24) représentent probablement une surface d'abrasion consécutive à une période d'érosion intense. L'établissement de cette surface d'abrasion semble postérieur aux dépôts de la formation inférieure du bassin des Loyauté qu'elle recoupe (coupe F) et antérieur aux dépôts de la formation supérieure. La forte épaisseur du remplissage sédimentaire de la formation inférieure du bassin des Loyauté renforce l'hypothèse d'une abrasion de reliefs émergés au sud de la Nouvelle-Calédonie probablement suivie d'une forte subsidence ayant conduit à l'immersion de tous les reliefs résiduels et donc de la surface d'abrasion.

- Nature et âge des formations draguées et signification

Les données proviennent d'une série de dragages dont les résultats analytiques ont déjà été publiés (DANIEL *et al.*, 1976). Un certain nombre d'observations complémentaires sont exposées qui permettront une interprétation plus complète des résultats de certains de ces dragages. La position des dragages étudiés est indiquée sur les cartes des figures XII-1 et XII-24.

En schématisant, on peut considérer que deux types d'échantillons ont été dragués. L'un est constitué par tous les prélèvements qui contiennent des éléments de roches endogènes en place ou remaniés nettement déterminables. L'autre est constitué par les roches sédimentaires dans lesquelles les apports détritiques quand ils existent, sont sous forme de minéraux isolés.

Les observations, analyses et datations diverses relatives aux échantillons récoltés dans chacun des dragages sont présentées en annexe à la fin de cet article.

Un certain nombre de résultats synthétiques se dégagent des observations faites sur les différents dragages et sont présentés ci-après.

Des basaltes tholéitiques sous forme de galets ou de micro-galets enrobés dans un conglomérat (voir annexe : dragages 3, 13, 14 et 16), de galets libres (dragages 14, 15 et 16) ou d'échantillons sub in place (dragages 10 et 17) constituent l'essentiel des prélèvements de roches magmatiques effectués ; ils sont accompagnés par de rares galets libres de gabbros (dragages 14 et 15) ; quelques témoins de pyroxénites sont observables sous forme de micro-galets dans le ciment des conglomérats (dragage 13) ou de bloc sub in place (dragage 20) ; enfin des micro-éléments de serpentine ont aussi été observés dans le ciment des conglomérats (dragages 13 et 16). On retrouve tous les termes d'une série ophiolitique classique à l'exception des péridotites (dunites et hartzburgites) dont l'absence de témoin résulte probablement de leur grande altérabilité.

En Nouvelle-Calédonie, les formations de basaltes tholéitiques de la côte ouest, d'âge supposé Crétacé supérieur à Eocène moyen, n'auraient pas de relations avec la nappe ophiolitique (PARIS et LILLE, 1977b ; PARIS, 1981) mise en place à l'Eocène supérieur dont seuls les termes inférieurs péridotitiques et gabbroïques ont été conservés par suite de l'érosion des termes supérieurs de la série. Cette nappe ophiolitique se poursuivrait donc au sud de la Nouvelle-Calédonie au moins jusqu'aux sites des dragages effectués (Fig. XII-24) ; ses témoins actuellement sous-marins sont pour la plupart représentés par les produits de son érosion aérienne ayant subi un transport faible jusqu'à leur lieu de dépôt. Dans cette interprétation nouvelle, les galets de basalte tholéitique recueillis n'auraient aucune relation avec les basaltes tholéitiques de la côte ouest de Nouvelle-Calédonie mais témoigneraient de l'érosion des termes supérieurs de la série ophiolitique après sa mise en place à l'Eocène supérieur. Cette érosion aurait débuté à l'Eocène supérieur mais les échantillons recueillis jusqu'ici en mer n'ont pas révélé un âge aussi ancien que celui observé par PARIS *et al.* (1979) sur certaines formations émergées. La microfaune de la matrice de certains échantillons de conglomérats dragués (voir annexe : dragages 3 et 14), est d'âge Oligocène supérieur à Miocène tout à fait inférieur.

La phase d'émission aérienne de laves de la série alcaline, datée de 19 millions d'années (DANIEL *et al.*, 1976), dont les témoins n'ont été rencontrés qu'en un site (voir annexe : dragages 14 et 16), n'a pas d'équivalent connu en Nouvelle-Calédonie. La présence de galets libres de cette série alcaline mêlés à des galets de taille identique de basaltes tholéitiques et de gabbros de la série ophiolitique laisse supposer que les phases d'érosion aérienne intense se sont poursuivies jusqu'au Miocène inférieur au moins. La forte épaisseur de la formation sédimentaire inférieure (formation II) du bassin des Loyauté, au niveau du prolongement sud de la Nouvelle-Calédonie, s'explique probablement par l'importance de cette érosion de reliefs aujourd'hui immergés.

Après cette période d'érosion, le prolongement sud de la Nouvelle-Calédonie a subi à partir du Miocène inférieur, une subsidence qui s'est poursuivie jusqu'à la submersion de tous les reliefs existants (voir annexe : dragages 14 et 16). L'approfondissement des conditions de dépôts des formations organogènes en fonction de leur jeunesse relative est un caractère constant des échantillons prélevés sur les reliefs (voir annexe : dragages 7, 9 et 19).

L'horizon appelé surface d'abrasion observable sur certains profils de sismique réflexion (Fig. XII-18 et profils E,F,G, Fig. XII-24) apparaît d'origine complexe. Au sud de l'île des Pins il constitue la surface du substratum acoustique affleurant ou subaffleurant ; il s'ennevoie plus à l'est et est recouvert de formations sédimentaires peu épaisses. Il semble que cet horizon souligne un profil d'équilibre consécutif à une phase d'érosion intense ; sa partie sommitale correspondrait à une ancienne surface d'abrasion aérienne tandis que vers l'est il présenterait une surface d'induration sous-marine consécutive à l'épandage des matériaux érodés en amont (coupe G, Fig. XII-24). Le dragage, au niveau de cet horizon de conglomérats (voir annexe : dragages 3 et 14) à galets de roches de la série ophiolitique, enrobés dans un ciment à microfaune d'âge Oligocène à Miocène tout à fait inférieur, conforte cette hypothèse. Ce profil d'équilibre pourrait représenter l'équivalent de la pénéplaine miocène observée en Nouvelle-Calédonie qui marque la fin de la phase I de pénéplation aérienne (voir l'article XII-2) décrite par DAVIS (1925) et ROUTHIER (1953) ; cette pénéplaine aurait ensuite été soulevée en Nouvelle-Calédonie au cours de la phase II de surrection décrite par ces mêmes auteurs. Par contre la partie orientale de la surface d'équilibre fait partie d'un compartiment qui se serait effondré jusqu'à 1800 m de profondeur (profil E, Fig. XII-24) grâce à un jeu de failles qui ont constitué la "pente continentale" orientale de la Nouvelle-Calédonie actuelle (Fig. XII-22). Plus au sud c'est l'ensemble de la ride de Norfolk qui se serait effondré immergeant la surface d'abrasion correspondant à la pénéplaine néo-calédonienne ; la subsidence du compartiment oriental, plus prononcée (profils F et G, Fig. XII-24) apparaît comparable à celle observée plus au nord (profil E).

Au niveau du lagon nord le faible remplissage du bassin des Loyauté, déjà évoqué dans cet article (Fig. XII-19) indique que l'érosion, donc la surrection du bloc médian, a été plus modérée qu'en Nouvelle-Calédonie ; la bordure orientale de ce bloc a subi elle aussi, une subsidence importante.

La "pente continentale" orientale actuelle de la Nouvelle-Calédonie qui se poursuit continûment au long de l'île et de ses prolongements sous-marins nord et sud (Fig. XII-22), représente la transition entre le bloc central et le bloc latéral oriental ; cette pente serait le résultat d'un jeu de failles qui se seraient développées au cours des mouvements différentiels de ces deux blocs après la phase d'érosion qui a suivi la mise en place de la série ophiolitique à l'Eocène supérieur.

INTERPRÉTATION GÉNÉRALE DES RÉSULTATS

Les grandes lignes morphologiques du bassin des Loyauté ont été établies après l'obduction, à l'Eocène supérieur, d'une nappe ophiolitique sur la ride de Norfolk. Le substratum du bassin est constitué par une croûte océanique dont la limite inférieure semble remonter vers la côte est de la Nouvelle-Calédonie où s'ennevoient les termes ultrabasiques résiduels de la nappe ophiolitique originelle, ce qui implique la continuité à l'origine entre la nappe ophiolitique et le substratum du bassin.

Après la mise en place de la série ophiolitique, le bassin des Loyauté était bordé, à l'ouest, par la partie nord de la ride de Norfolk représentée par la Nouvelle-Calédonie et ses prolongements aujourd'hui immergés et à l'est, par la ride primitive des Loyauté déjà constituée avant l'érection de la chaîne miocène (Fig. XII-12). Les fortes épaisseurs de remplissage sédimentaire du bassin, témoins de l'érosion intense de bordures plus largement émergées qu'aujourd'hui, sont comprises entre la fracture d'Entrecasteaux qui constitue la limite nord du bassin et un seuil situé vers 24° de latitude Sud (Fig. XII-15).

L'érosion des unités supérieures de la série ophiolitique a pu débiter dès leur mise en place datée de l'Eocène supérieur (PARIS *et al.*, 1979). Des témoins de cette série, représentés essentiellement par des galets de basaltes tholéitiques, de rares galets ou micro-galets de gabbros, de serpentine ou de pyroxénite et de très rares blocs sub en place de basaltes tholéitiques et de pyroxénites, ont été dragués au sud-ouest et au sud de la terminaison méridionale de la Nouvelle-Calédonie. De tels témoins tendent à prouver, d'une part que les péridotites de Nouvelle-Calédonie constituent bien les reliques d'une série ophiolitique dont les termes supérieurs (à l'exception des gabbros de la Montagne des Sources) ont été érodés, d'autre part que cette nappe se prolonge au moins jusque vers 23°30 de latitude Sud. Cette phase d'érosion se serait poursuivie jusqu'au Miocène inférieur au moins puisqu'elle affecte, au sud de la Nouvelle-Calédonie, des laves de la série alcaline émises il y a 19 millions d'années ; elle pourrait correspondre à la phase I de pénéplation décrite en Nouvelle-Calédonie par DAVIS (1925) et ROUTHIER (1953) ; elle serait à l'origine des apports qui constituent la formation sédimentaire inférieure du bassin des Loyauté, appelée formation II, d'âge probable Eocène supérieur à Miocène inférieur (voir annexe : dragages 3 et 14) ; cette formation est particulièrement épaisse (Fig. XII-14 et 19) au niveau et au sud de la Nouvelle-Calédonie dont les bordures lagonaires et le prolongement méridional actuellement immergés devaient constituer des secteurs largement émergés où l'érosion était intense. La faible épaisseur relative de cette formation II dans la partie nord du bassin révèle la faible intensité de l'érosion donc la modération des reliefs émergés à l'époque au niveau de l'actuel lagon nord (Fig. XII-19).

A partir du Miocène inférieur une subsidence continue de 1500 m de l'ensemble du bassin des Loyauté entraîne dans son mouvement toute la bordure orientale de la ride de Norfolk qui s'est désolidarisée de sa partie axiale par l'intermédiaire d'une série de failles qui ont constitué la "pente continentale" actuelle de la Nouvelle-Calédonie et de ses prolongements aujourd'hui sous-marins (Fig. XII-12). Le comportement tectonique de la partie axiale de cette ride à l'ouest de ce réseau de failles n'a, par contre, pas été homogène ; les différences se traduisent dans le remplissage du bassin par des variations d'épaisseur de la partie inférieure de la formation I entre les horizons C et B (Fig. XII-14 et 19) :

- au niveau de la Nouvelle-Calédonie le bloc axial a subi une surrection correspondant à la phase II de surrection décrite par DAVIS (1925) et ROUTHIER (1953) ; l'érosion intense qui a accompagné cette surrection est responsable de la forte épaisseur de la partie inférieure de la formation I entre les horizons C et B (Fig. XII-19) au niveau de la Nouvelle-Calédonie entre les limites nord et sud actuelles de l'île ;

- au sud de la Nouvelle-Calédonie la partie axiale de la ride de Norfolk a subi, à partir du Miocène inférieur, une subsidence d'amplitude inférieure à celle du bassin mais suffisante pour soustraire progressivement à l'érosion la majeure partie des reliefs puisque l'épaisseur de la partie inférieure de la formation I se réduit considérablement à ce niveau ;

- au nord de la Nouvelle-Calédonie l'épaisseur de cette même formation est du même ordre qu'au sud ; le prolongement nord de la Nouvelle-Calédonie n'a pas alimenté des apports importants dans le bassin, ce qui implique qu'il n'a pas été affecté par la phase de surrection observée en Nouvelle-Calédonie.

La partie supérieure de la formation I se subdivise en deux couches dont l'une, entre les réflecteurs B et A (Fig. XII-14 et 19), s'épaissit dans le nord du bassin tandis que l'autre, entre le réflecteur A et la surface du remplissage, montre une tendance inverse. La partie supérieure de cette formation I ne

présente plus, au niveau de la Nouvelle-Calédonie, l'épaississement marqué en relation avec les apports terrigènes qui caractérisait sa partie inférieure ; la Nouvelle-Calédonie et probablement toute la bordure occidentale du bassin ne jouent donc plus, vraisemblablement à la fin du Miocène moyen, le rôle de source d'apports. L'affaiblissement de l'érosion mécanique en Nouvelle-Calédonie et l'installation du récif barrière se conjuguent pour limiter les apports terrigènes dans le bassin. Ces conditions prévalent jusqu'à l'époque actuelle, mais l'épaisseur relativement forte des couches, entre l'horizon B et la surface du bassin, est incompatible avec une origine uniquement pélagique de la sédimentation telle qu'elle peut être observée actuellement. La chaîne des Loyauté a dû jouer, pendant la durée de l'activité volcanique à l'origine des édifices de la chaîne, au Miocène terminal et peut-être déjà auparavant, un rôle relativement important au niveau des apports dans le bassin.

Le rôle de la ride des Loyauté apparaît plus difficile à interpréter. L'hypothèse retenue est celle de l'existence d'une ride volcanique d'origine indéterminée, déjà constituée dès le début du remplissage du bassin à l'Eocène supérieur. Les massifs volcaniques dont certains servent de substratum aux îles coralliennes actuelles sont isolés les uns par rapport aux autres ; ils auraient été édifiés sur cette ride ancienne au cours de phases volcaniques dont les émissions terminales, responsables des épanchements des parties sommitales, ont été datées de 9 à 11 millions d'années sur l'île de Maré.

On observe que l'épaisseur de la formation I entre les horizons C et B augmente considérablement à l'abord de la chaîne sur certaines coupes et notamment sur celles réalisées dans la partie sud du bassin (coupes D et E, Fig. XII-14) ; cette disposition serait la conséquence de la raréfaction des apports détritiques en provenance du prolongement sud du bloc néo-calédonien, du fait de sa subsidence à partir du Miocène inférieur, et de l'importance des apports de matériau en relation avec le début du volcanisme, sans doute au Miocène moyen, de la chaîne des Loyauté. Une telle interprétation est compatible avec celle présentée précédemment et la complète.

Après les dernières émissions volcaniques il y a dix millions d'années environ, la quantité d'apports volcaniques ou volcanoclastiques en provenance de la chaîne décroît d'autant qu'à partir du Miocène supérieur ou du Pliocène inférieur, une subsidence soustrait à l'érosion les parties sommitales de la chaîne sur lesquelles s'édifient des atolls coralliens ; une sédimentation essentiellement pélagique, telle qu'elle existe actuellement, s'instaure progressivement dans le bassin. L'amplitude de cette subsidence et ses variations éventuelles tout au long de la chaîne restent inconnues : on peut simplement remarquer que dans la partie nord du bassin des Loyauté, les formations se disposent horizontalement et se biseautent sur les flancs de la chaîne des Loyauté, ce qui plaide pour un comportement identique du bassin et de la chaîne. Au niveau des îles principales (Ouvéa, Lifou, Maré) une "faille flexure" affecte le long de la chaîne le remplissage sédimentaire du bassin à l'exception des couches superficielles les plus récentes (profils C et surtout D de la figure XII-14 et Fig. XII-16), ce qui semble indiquer un mouvement différentiel ; dans le segment sud du bassin, les horizons A, B, C présentent un plongement régulier vers l'ouest depuis la chaîne des Loyauté ; ce basculement semble résulter d'une subsidence dont l'amplitude a régulièrement augmenté vers l'ouest.

En résumé, la formation II, à l'exclusion de sa partie tout à fait inférieure dont le dépôt pourrait être antérieur au remplissage proprement dit du bassin, est d'âge probable Eocène supérieur à Miocène tout à fait inférieur. La partie inférieure de la formation I, entre les réflecteurs C et B, serait d'âge Miocène inférieur à moyen. La partie supérieure de cette formation entre le réflecteur B et la surface du fond serait d'âge Miocène supérieur à actuel. A partir de la fin du Miocène supérieur s'instaure une sédimentation de plus en plus pélagique qui n'est pas différenciée de la précédente sur les enregistrements de sismique réflexion.

Ainsi, après la mise en place de la série ophiolitique, le bassin des Loyauté a enregistré les conséquences de l'activité tectonique ou volcanique des rides qui l'entourent ; il est donc possible, en utilisant les repères chronologiques offerts par les formations émergées et les rares échantillons dragués sur ses bordures, d'une part de connaître la stratigraphie du remplissage du bassin, d'autre part de compléter l'histoire géologique de l'ensemble de cette région après la mise en place de la série ophiolitique. Les articles suivants de ce chapitre XII auront pour objectifs de présenter des modèles de la structure profonde de la région, construits à partir des observations géologiques et des données géophysiques récemment acquises.

Remerciements

Les auteurs remercient MM. G.W. HUGHES pour la détermination de certaines microfaunes et P. ANDRIEFF pour la détermination des microfaunes et les fructueux échanges de correspondance concernant leurs significations.

Ils remercient également M.P. MAILLET, qui les a aidés à réinterpréter les données de pétrographie des roches endogènes, M.C. LEFEVRE, qui a bien voulu corriger la nomenclature utilisée et M.A. LAPOUILLE qui a calculé les modèles du substratum magnétique du bassin des Loyauté (Fig. XII-17).

Manuscrit remis en février 1981
Manuscrit révisé en avril 1981

A N N E X E

Cette annexe présente les observations, analyses chimiques, mesures d'âge radiométrique et déterminations micro-paléontologiques relatives aux échantillons récoltés dans chacun des dragages effectués au sud de la Nouvelle-Calédonie. La position de chacun des dragages est repérée sur la carte de la figure XII-11 et sur la carte et certaines coupes de la figure XII-24. La première partie de cette annexe sera consacrée aux roches magmatiques et aux produits de leur érosion tandis que la deuxième partie traitera des roches organogènes.

LES ROCHES MAGMATIQUES ET LES PRODUITS DE LEUR ÉROSION

Dragage n° 3 - Position : 22°34 S - 167°57.5 E - Profondeur : 2100 - 1950 m.

Le prélèvement a été effectué sur la remontée du substratum bordant le bassin des Loyauté (Fig. XII-24, carte et coupe G), à proximité de la surface d'abrasion qui, sur un profil situé plus au nord (Fig. XII-24, coupe F), semble recouper les couches de la formation II du bassin ; les roches prélevées sont des conglomérats à ciment calcaire et galets de roches volcaniques. Ces galets hétérométriques, de forme arrondie pour les plus petits et ellipsoïdale pour les plus gros, ont une taille qui varie entre 1 et 8 cm ; ils sont constitués par des basaltes généralement altérés de la série tholéitique présentant fréquemment des textures de trempe caractéristiques des émissions sous-marines. Le ciment est constitué par une biomicrorite glauconieuse, ferrugineuse, à quartz et feldspaths fréquents ;

cette biomicrite présente une très riche microfaune (1) planctonique de *Globigerina* s.sp. *Globorotalia* s.sp. indéterminables en lame mince, à l'exception d'un *Turborotalia* que l'on peut attribuer à *T. gr. siakensis-mayeri*; *Orbulina* et *Globorotalia* s.s. sont absents, de même, apparemment, que les globigérinoidés typiques. On observe quelques sections attribuables à *Globoquadrina* gr. *dehiscens* et de *Catapsydrax*. Cette faune dans laquelle est absent tout genre ou espèce typique de l'Eocène supérieur et dans laquelle la présence du genre *Globigerinoides* qui apparaît au Miocène inférieur n'a pas été reconnue avec certitude, peut être attribuée à l'Oligocène supérieur, voire au Miocène tout à fait inférieur.

Cette formation conglomératique au sein de laquelle la position stratigraphique des échantillons prélevés reste inconnue, résulte de l'érosion d'une série tholéitique émergée dont le démantèlement a pu débuter avant l'Oligocène. Les conditions de dépôts indiquées par le ciment apparaissent relativement profondes mais la taille des galets qui exclut un transport en mer important et la présence proche de la surface d'abrasion (Fig. XII-24, coupe G), à la même cote que les échantillons prélevés, semblent indiquer qu'il s'agit à l'origine de dépôts de galets à faible profondeur.

Dragage n° 13 - Position : 23°00 S - 168°33 E - Profondeur : 1600 - 1420 m.

Les échantillons prélevés sont constitués par un conglomérat à ciment calcaire et à galets de basaltes de la série tholéitique, présentant des textures de trempe. Un fait important est la présence dans la matrice de micro-galets de pyroxénites et de rares éléments de serpentine ; cette matrice est constituée par une biomicrite contenant deux microfaciès (1) distincts : l'un est constitué par une biomicrite rougeâtre à microfaune benthique abondante de *Lepidocyclina*, *Miogyssina*, *Amphistegina*, Pénéroplidés (cf. *Sorites*), Nodosariidés, Bolivinitidés, fréquents Bryozoaires et Echinodermes, et à microfaune planctonique minoritaire comme *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerinoides* gr. *ruber*, *Globigerina* s.sp., *Turborotalia* sp. et sans Orbulines ni de *Globorotalia* carénées ; l'autre est constitué par une biomicrite grise à microfaune pélagique identique mais relativement plus abondante et rares benthiques. Ces deux faciès de même âge Miocène inférieur sont significatifs de remaniements syngénétiques de dépôts littoraux dans des dépôts plus profonds. Le contexte morphologique exclut aussi que les galets aient subi un transport important. Ils proviennent probablement de l'érosion ancienne de reliefs proches aujourd'hui immergés (cf. H.V. XII-1 et Fig. XII-24). La présence d'éléments de pyroxénites et de serpentine qui sont des constituants de la nappe d'ultrabasites observée en Nouvelle-Calédonie peut être interprétée comme une extension vers le sud de cette nappe jusqu'à proximité des lieux de dépôts des galets.

Dragage n° 14 - Position : 23°31.7 S - 168°50.4 E - Profondeur : 1480 - 1200 m. (Fig. XII-24, coupe H)

Deux types d'échantillons ont été prélevés.

Le premier est un conglomérat à ciment calcaire et galets de basalte en tous points identiques à celui décrit dans le dragage n° 3 et présentant les mêmes associations faunistiques.

Le second est représenté par de nombreux gros galets libres de forme arrondie dont le diamètre peut atteindre une vingtaine de centimètres ; tous ces galets sont entourés par une croûte polymétallique ferro-manganésifère dont l'épaisseur atteint 1 à 3 cm. La plus grande partie de ces galets est constituée par des basaltes à texture de trempe de la série tholéitique ; on note la présence de rares galets de véritables gabbros (analyse chimique 14 D 18 du tableau XII-2). Une autre partie de ces galets isolés est constituée par des roches de la série alcaline (14 D 5 et 14 D 6, Tabl. XII-2) riches en plagioclases, à texture microlitique et ne présentant pas de caractère de trempe ; ces roches alcalines résultent donc d'émissions aériennes dont l'âge de 19 millions d'années (14 D 5 et 14 D 6, Tabl. XII-3) ne correspond à aucune phase d'émission volcanique connue en Nouvelle-Calédonie ou aux îles Loyauté.

Dragage n° 15 - Position : 23°32 S - 168°50.4 E - Profondeur : 1525 - 1250 m. (Fig. XII-24, coupe H)

Ce dragage a permis de récolter des échantillons identiques à ceux du précédent mais sans témoin de la série alcaline. Il faut noter là encore la présence de galets de gabbros.

Dragage n° 16 - Position : 23°38.9 S - 168°51.3 E - Profondeur : 1250 - 1210 m. (Fig. XII-24, coupe H)

Deux types d'échantillons ont été récoltés. Le premier est représenté par des blocs de conglomérats à galets de basalte tholéitique (voir 16 D 3, Tabl. XII-2 et 3). Le ciment calcaire renferme des micro-galets de basaltes tholéitiques et de nombreux fragments de serpentine.

Le second est représenté par de gros galets libres enrobés par une gangue ferro-manganésifère et constitués de basaltes tholéitiques à texture de trempe nette, de basaltes et de roches intermédiaires de la série alcaline probablement émis à l'air libre (voir dans les tableaux XII-2 et 3, les analyses 16 D 4 et 16 D 10).

Les dragages 14, 15 et 16 ont été effectués vers la partie sommitale d'une remontée du substratum située entre le bassin des Loyauté à l'est, et une gouttière remplie de sédiment à l'ouest, séparant cette remontée de la ride de Norfolk proprement dite (coupe H, Fig. XII-24). Les galets proviennent donc de l'érosion aérienne des reliefs environnants dont la profondeur actuelle n'est pas inférieure à 1000 m. Il apparaît donc, qu'après les phases d'érosion dont la dernière affecte des laves datées de 19 millions d'années et serait Miocène inférieur ou plus récente, une subsidence importante de 1000 m au moins, ait affecté la région considérée.

	Termes basiques et intermédiaires de la série alcaline				Basalte tholéi- tique	Gabbro
	14 D 5	14 D 6	16 D 4	16 D 10	16 D 3	14 D 18
SiO ₂	53,50	53,20	57,70	48,00	49,00	50,20
Al ₂ O ₃	20,15	18,90	17,20	17,05	14,00	12,30
Fe ₂ O ₃	3,00	3,80	2,25	9,00	2,95	5,30
FeO	1,30	3,80	4,60	0,95	8,30	2,15
TiO ₂	1,63	1,63	1,20	2,16	1,38	0,23
MnO	0,06	0,14	0,13	0,09	0,22	0,17
CaO	8,75	6,85	5,40	7,50	10,10	14,15
MgO	1,05	2,95	3,25	1,40	9,55	13,40
Na ₂ O	4,50	4,90	4,20	5,95	2,80	1,00
K ₂ O	2,50	1,30	2,05	2,95	0,20	0,05
P ₂ O ₅	1,62	0,39	0,37	2,50	0,14	0,04
H ₂ O-	0,45	1,15	0,40	0,50	0,05	0,05
H ₂ O+	1,10	1,15	1,30	1,70	1,00	1,00
Total	99,61	100,16	100,05	99,75	99,69	100,14
Qz	3,00	2,32	8,33			2,76
Or	14,79	7,69	12,13	17,45	1,18	0,30
Ab	38,03	41,41	35,50	36,61	23,66	8,45
An	27,35	25,70	21,98	11,07	25,01	28,89
Neph				7,41		
Di	4,79	4,76	2,15	6,21	19,61	31,95
Hy	0,41	6,53	11,92		13,23	18,71
Ol				0,44	8,74	
Ma		5,51	3,26		4,28	6,82
Hm	3,00			9,00		0,60
Ilm	2,87	3,10	2,28	2,20	2,62	0,44
Per				1,71		
Sph	0,29					
Ap	3,54	0,85	0,81	5,46	0,31	0,09
Total	98,06	97,86	98,35	97,55	98,64	98,99

Tabl. XII-2 - Analyses chimiques d'échantillons des dragages 14 et 16. Ces roches se rapprochent du type Hawaïte (14 D5) et Mugéarite (14 D6 et 16 D4) d'après les définitions de MACDONALD et KATSURA (1964). La composition de 16 D10 pose un problème et une "altération" n'est pas à exclure. Les analyses ont été réalisées par le BRGM - Orléans.

Echantillons	K %	^{40}Ar "rad" moles 10^{-11} g^{-1} TPN	^{40}Ar "rad" ^{40}Ar total $\times 100$	T 10^6 ans	$^{40}\text{Ar}^*$ moles 10^{-11} g^{-1} TPN	$^{36}\text{Ar}^*$ moles 10^{-14} g^{-1} TPN
14 D 5	2,45	8,307	81	19,0	9,983	6,07
14 D 6	1,26	4,270	65	18,9	6,316	7,43
14 D 13	2,16	7,343	58	19,0	12,462	18,50
14 D 18	0,029	0,502	22	94,8	2,015	5,51
14 D 20	0,256	1,383	26	30,1	5,071	13,40
16 D 3	0,139	1,035	31	41,4	3,069	7,40
16 D 4	1,88	6,292	54	18,7	11,457	18,68
16 D 10	2,48	8,223	73	18,5	11,004	10,06

"rad" : corrigé des pollutions (atmosphérique + bruit de fond de la ligne d'extraction + diluant).
* : corrigé du diluant et du bruit de fond de la ligne d'extraction.

Tabl. XII-3 - Déterminations d'âge d'échantillons des dragages 14 et 16 par la méthode K/Ar. L'erreur maximale relative est de l'ordre de 3% hormis pour les échantillons de basaltes tholéitiques ou de gabbros (14 D18, 14 D20, 16 D3) dont la teneur en potassium est trop faible pour que la précision de la mesure soit satisfaisante. De plus, ces basaltes proviennent d'épanchements sous-marins susceptibles de renfermer de l'argon excédentaire. Les mesures ont été effectuées par J.C. BAUBRON - BRGM - Orléans.

Dragage n° 10 - Position : 23°17.6 S - 168°17.7 E - Profondeur : 1380 m - 1210 m.

Un bloc irrégulier de basalte tholéitique à texture de trempe a été prélevé. Ce bloc n'a pas pu subir un transport aérien important et son déplacement sous-marin le long d'une pente est sans doute resté limité. Il doit être considéré comme étant sub en place.

Dragage n° 17 - Position : 23°41.1 S - 168°13.7 E - Profondeur : 1250 - 610 m.

L'échantillon le plus intéressant est un morceau de hyaloclastite constituée par une matrice de gros cristaux de calcite enrobant des éléments anguleux de basaltes tholéitiques dont les pyroxènes présentent une texture "en peigne" caractéristique d'une trempe.

L'échantillon n'étant pas un galet mais un bloc anguleux on peut supposer que son transport a été faible ou inexistant.

Dragage n° 20 - Position : 24°04.6 S - 168° 00.5 E - Profondeur : 1275 - 1265 m.

L'échantillon est constitué par un bloc anguleux de pyroxénite altérée dont le lieu d'origine pourrait être proche.

Ces trois derniers dragages ont été réalisés sur la ride de Norfolk proprement dite et n'ont pas ramené de galets ou de conglomérats (Fig. XII-24).

LES ROCHES ORGANOGÈNES

Dragage n° 7 - Position : 23°02.8 S - 168°30.3 E - Profondeur : 1610 - 1575 m.

Les échantillons recueillis sont constitués par une biomicrite à algues et foraminifères benthiques et pélagiques dans laquelle ont été observés *Amphistegina radiata*, *Nodosaria* sp., *Lepidocyclina* sp., *Globigerina* sp., *Globigerinoides* sp., *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Pulleniatina obliqueloculata*, *Orbulina universa* (2).

L'âge probable indiqué par cette microfaune est Miocène inférieur à moyen. Le milieu de dépôt est du type para-récifal peu profond alors que la profondeur du prélèvement est d'environ 1600 m. Mais la présence de reliefs aujourd'hui encore subaffleurements à proximité ne permet pas d'exclure l'éventualité de remaniements importants des échantillons récoltés et interdit donc toute conclusion formelle sur une éventuelle subsidence depuis le dépôt originel de cette formation.

Dragage n° 9 - Position : 23°16.1 S - 168°12.4 E - Profondeur : 820 - 430 m.

Ce dragage a ramené plusieurs échantillons de biomicrite dont le faciès évoluait avec l'âge (1).

- L'échantillon 9 D1 est constitué par une biomicrite à foraminifères planctoniques fréquents :

Globorotalia truncatulinoides, *G. tenuitheca*, *G. tumida*, *Globigerinoides sacculiferus*, *G. ruber*, *Pulleniatina obliqueloculata*, *Orbulina universa* et rares foraminifères benthiques : Nodosariidés (*Lenticulina*, *Planularia*). On observe quelques fragments d'Echinodermes, et de fréquentes *Lepidocyclina* remaniées du Miocène.

L'âge est Pléistocène, vraisemblablement inférieur (0,7 à 1,6 M.A.). Il s'agit d'un sédiment de haute mer, à hydrodynamisme faible, de type dépôt de talus continental. Les remaniements de faunes récifales miocènes (*Lépidocyclines*) sont sans doute dus à des écoulements boueux le long du talus.

- L'échantillon 9 D2 est constitué par une biomicrite à foraminifères et algues.

Le rapport foraminifères planctoniques/foraminifères benthiques s'inverse ; ces derniers sont ici nettement majoritaires : fréquentes *Amphistegina*, *Heterostegina*, quelques Rotalidés, rares Miliolidés rubéfiés. Les foraminifères planctoniques sont représentés par *Globorotalia pseudomiocenica*, *G. menardii*, *Globoquadria altispira*, *G. dehiscens*, *Sphaeroidinellopsis subdehiscens*, *Orbulina universa*. Les algues Mélobésiées sont fréquentes, les Bryozoaires communs, les fragments d'Echinodermes rares.

L'âge est Miocène supérieur (5 à 10 M.A. environ). Le milieu de dépôt est du type "fore reef", peu profond (inférieur à 50 m). L'hydrodynamisme est faible.

- L'échantillon 9 D3 est constitué par une biomicrite à foraminifères et algues.

Les fréquents grands foraminifères benthiques sont apparemment en place : *Lepidocyclina*, *Amphistegina*, *Heterostegina*, Rupertiidés, Miliolidés, Textulariidés. Les planctoniques : *Globigerinoides* sp., *Sphaeroidinellopsis seminula*. *Orbulina universa* sont rares. Les algues Mélobésiées sont très fréquentes, les Bryozoaires fréquents, les Echinodermes rares ; les fragments de Polypiers extrêmement rares.

L'âge est Miocène moyen (10 à 15 M.A. environ). Le milieu de dépôt, semblable à 9 D2 est du type "fore reef" abrité à hydrodynamisme faible.

Les échantillons les plus anciens sont donc datés par une microfaune de grands foraminifères benthiques du Miocène moyen accompagnés d'algues caractéristiques de conditions para-récifales. Dans les échantillons du Miocène supérieur une microfaune benthique et pélagique indique des profondeurs de dépôts probablement plus importantes. Les échantillons datés du Pléistocène inférieur contiennent une microfaune essentiellement pélagique. Bien que l'influence d'éventuels remaniements ne puisse être écartée, une évolution aussi systématique indique un approfondissement de dépôt probablement lié à une subsidence.

Dragage n° 19 - Position : 23°41.5 S - 168°14.5 E - Profondeur : 450 - 440 m.

Un échantillon paraît particulièrement intéressant, il présente deux microfaciès bien distincts. L'un de ces faciès est représenté par une biomicrite à grands foraminifères benthiques (*Lepidocyclina*, *Heterostegina*, *Amphistegina*, Elphidiidés, Miliolidés) et débris d'algues (Mélobésiées) et de Polypiers supposés être du Miocène moyen par analogie avec le faciès correspondant du dragage n° 9. Une telle association est caractéristique d'un milieu para-récifal. L'autre faciès du même échantillon séparé du précédent par une surface rubéfiée très nette est constitué par une biomicrite à microfaune pélagique de *Globorotalia* gr. *tosaensis-crassaformis*, *Globorotalia tenuitheca*, *Globorotalia truncatulinoides*, *Globorotalia tumida*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerinoides sacculiferus*, *Pulleniatina obliqueloculata*, *Sphaeroidinella dehiscens*, *Orbulina universa* du Pléistocène inférieur probable. (1)

La juxtaposition de ces faciès, sans remaniement du plus ancien dans le plus récent, pourrait indiquer qu'après le dépôt du faciès para-récifal (peut-être suivi par une émergence de ces formations) les conditions de dépôt ont radicalement changé probablement à la suite d'une subsidence.

- (1) Détermination P. ANDRIEFF, B.R.G.M. Orléans.
- (2) Détermination G.W. HUGHES, Geological Survey, Honiara.

4

SISMIQUE RÉFRACTION DANS LE BASSIN DES LOYAUTÉ : RÉSULTATS ET DISCUSSION

par Bernard PONTOISE, Jean-Yves COLLOT,

François MISSEGUE et Gary LATHAM

PRÉSENTATION DES DONNÉES - INTERPRÉTATION

Dans le but de préciser la structure profonde du bassin des Loyauté, deux profils de sismique réfraction ont été réalisés au cours de la campagne EVA VII. Un profil, le 7 R6, se situe au centre du bassin et l'autre, le 7 R7 sur la bordure occidentale. La figure XII-11 montre l'implantation géographique de ces deux profils. Les sources utilisées ont été des tirs à la dynamite (cadence 1 tir toutes les 10 minutes) alternés avec des tirs au canon à air de 15 litres. La ligne de tir est sans débordement (profil type 3 ; voir Annexe I : Réfraction marine).

Les figures XII-25 et 26 représentent les hodochrones en temps réduit (vitesse de réduction 6 km/s) de ces deux profils pour chacune des stations. Les modèles correspondant à ces deux profils sont tracés sous leurs hodochrones. La topographie du fond du bassin est parfaitement plane le long des deux lignes de tir. Les modèles indiqués HN et HS sont, pour chaque station, les modèles en couches horizontales homogènes. Pour chaque profil, le modèle en couches homogènes inclinées est figuré entre les stations. Les pendages des couches sont indiqués en degrés. Les vitesses apparentes des couches superficielles se corréllent très bien dans le modèle à couches inclinées bien que les rais correspondants n'aient pas de partie commune entre les stations nord et sud. Ceci indique la grande homogénéité de ces structures superficielles. L'énergie des ondes réfractées par ces couches superficielles est proportionnellement plus grande que dans la plupart des autres régions étudiées (Nouvelles-Hébrides, plateau Nord-Fidjien et Tonga). Bien que qualitative, cette remarque est l'indication d'un important compactage des sédiments. Les vitesses vraies des couches profondes sont, elles, réellement inversées.

Sur le profil 7 R 6, la vitesse 6.8 km/s, bien qu'observée en deuxième arrivée, est correctement définie. Sur le profil 7 R 7, rien n'indique qu'elle soit présente.

DISCUSSION

Les données des sondages 7 R 6 et 7 R 7 projetées sur la coupe de sismique réflexion AUS 114 (Fig. XII-27) ainsi que les données du sondage N1-N2 (SHOR *et al.*, 1971) projetées sur la coupe sismique AUS 104 (Fig. XII-28) sont utilisées dans cette discussion. Sur la figure XII-27 (AUS 114), des couches de vitesse similaire, situées à des profondeurs différentes, se retrouvent d'un profil à l'autre. Les coupes sismiques AUS 114 et AUS 104 indiquent la présence d'un fort remplissage sédimentaire dans lequel quatre réflecteurs majeurs (A, B, C, D) peuvent être reconnus. Les séries sédimentaires comprises entre ces réflecteurs semblent s'être déposées, en grande partie, après la phase tectonique majeure qui serait partiellement responsable de la morphologie du bassin sédimentaire.

Les vitesses obtenues permettent de scinder la partie supérieure de la lithosphère en 3 unités principales :

- . la 1ère est caractérisée par des vitesses comprises entre 2.0 et 5.2 km/s,
- . la 2ème est caractérisée par des vitesses allant de 5.2 à 6.9 km/s,
- . la 3ème est caractérisée par des vitesses supérieures à 8.0 km/s.

La première unité s'identifie au remplissage sédimentaire, comme le montre la coupe sismique (Fig. XII-27). Elle correspond aux formations I et II décrites dans l'exposé consacré à l'étude morphostructurale du bassin. Nous rappellerons que la formation I correspond aux séries situées au-dessus du réflecteur C et la formation II, aux séries comprises entre C et D. Si le réflecteur A n'a pu être mis en évidence par suite de la technique utilisée, le réflecteur B coïncide parfaitement avec le 1^{er} réflecteur obtenu sous le fond, et délimitant la couche à vitesse 2.1 km/s. Le 2^{ème} réflecteur souligne la base du bassin sédimentaire le plus récent (réflecteur C). La série comprise entre le fond de la mer et le réflecteur C s'épaissit longitudinalement vers le nord sur le sondage 7 R 7, alors qu'elle garde une épaisseur constante suivant la même direction sur le profil 7 R6 (Fig. XII-25 et 26). Bien que les réflecteurs délimitant la couche de vitesse à 4.7 km/s sur le profil 7 R7, soient légèrement décalés vers le bas par rapport aux réflecteurs, on pourra l'identifier à la série de même épaisseur comprise entre les réflecteurs C et D. Le faciès sismique de cette couche, ainsi que sa vitesse relativement élevée, indiquent qu'il s'agit d'une série sédimentaire consolidée. Son épaisseur varie de 3.5 km environ sur 7 R6 à 1.5 km sur 7 R7. Longitudinalement cette série s'amincit vers le nord sur le sondage 7 R7 alors qu'elle s'épaissit sur 7 R 6. Le socle acoustique, représenté en sismique réflexion par l'horizon D, est caractérisé par une inclinaison de 10° vers le N-E identique à celle obtenue par la réfraction.

Dans la partie sud du bassin (Fig. XII-28), les réflecteurs concordent moins bien avec les réflecteurs bien que de façon générale les vitesses obtenues soient similaires à celles de la région centrale du bassin. La série sédimentaire I est moins épaisse ; les réflecteurs A et B ne se traduisent pas par des discontinuités de vitesse appréciables sur le plan de la sismique réfraction. Le réflecteur observé entre la couche à

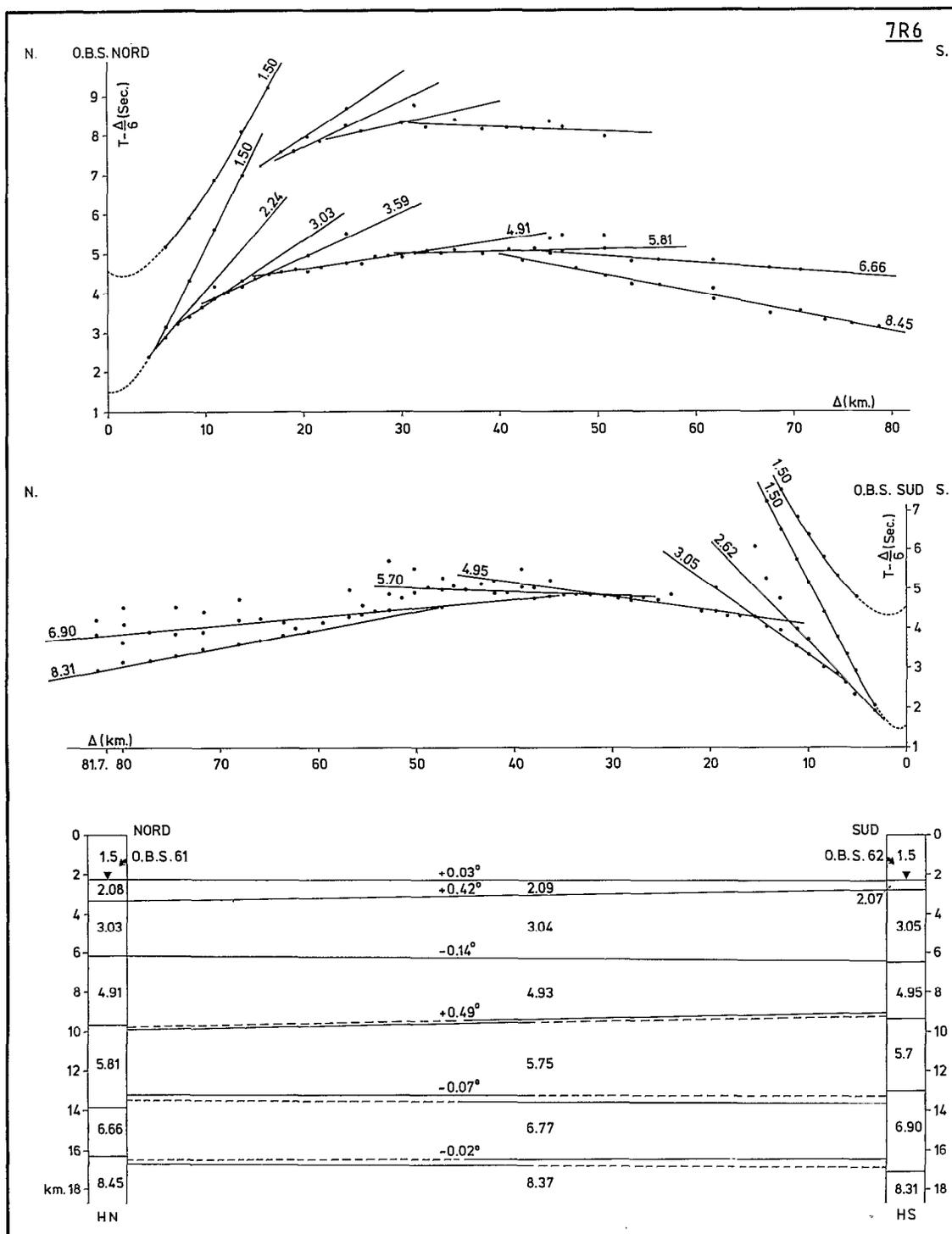


Fig. XII-25 - Profil de sismique réfraction 7 R6 . La localisation est indiquée sur la figure XII-11 ; en haut, hodochrones en temps réduit ; en bas, modèle en couches homogènes inclinées. Aux extrémités, HN et HS indiquent les modèles en couches homogènes horizontales.

vitesse 2.15 km/s et la couche à vitesse 3.48 km/s correspondrait au réflecteur C. Le réflecteur situé entre la couche à vitesse 3.48 km/s et la couche à vitesse 5.16 km/s correspond à un réflecteur interne de la formation II qui ne représente pas le substratum acoustique. Le réflecteur D ou substratum acoustique semble devoir plus probablement correspondre au réflecteur situé entre la tranche à vitesse 5.16 km/s et celle à vitesse 5.95 km/s.

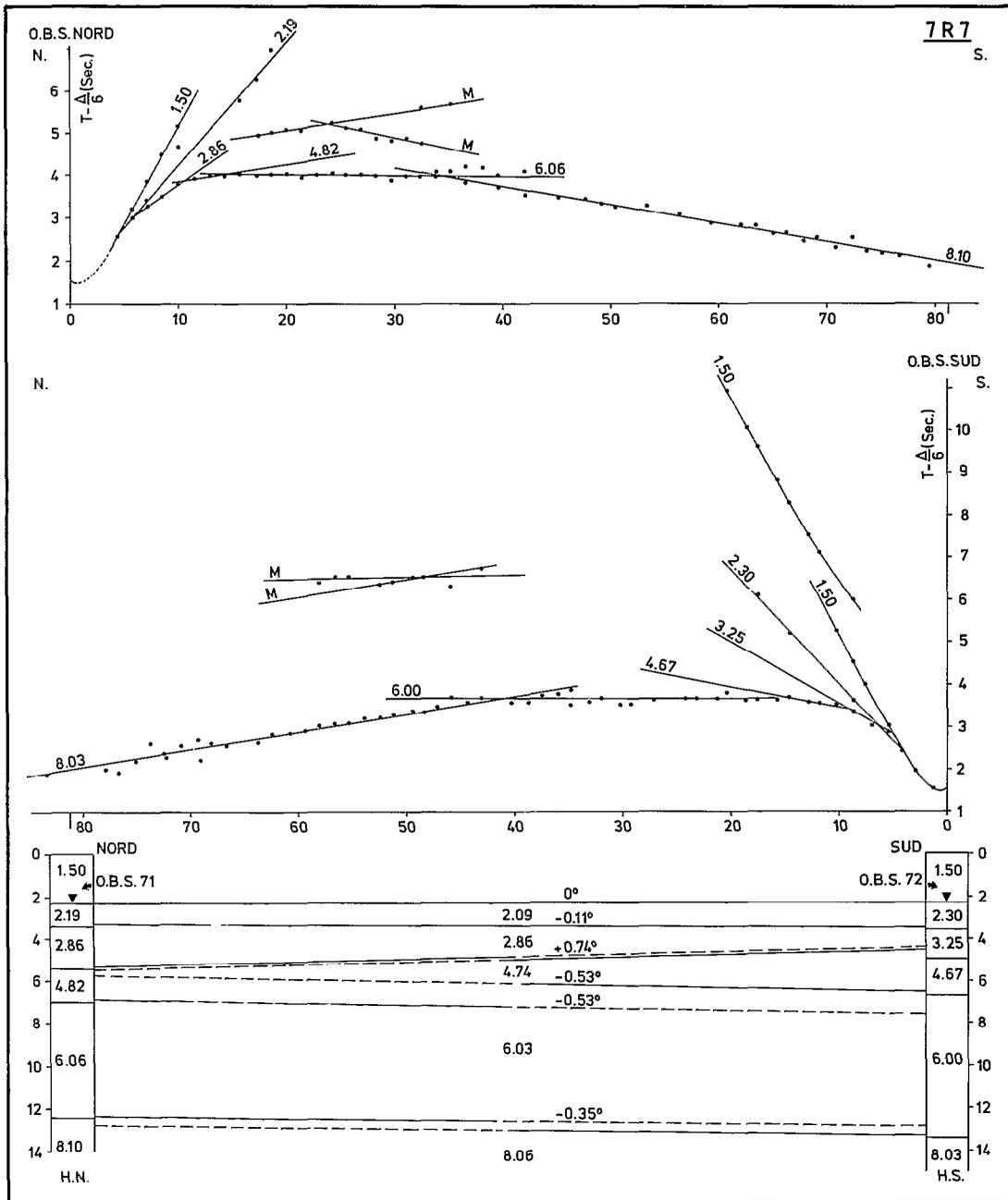


Fig. XII-26 - Profil de sismique réfraction 7 R7 - même légende que sur la figure XII-25

La deuxième unité constituée de deux couches que l'on notera 2 et 3 présente des vitesses statistiquement caractéristiques des couches 2 ou "basement" et 3 dite "océanique" des croûtes typiquement océaniques ($v = 5.8$ km/s et 6.8 km/s). Son épaisseur totale (couches 2 + 3), de 6.5 à 7 km, est relativement constante entre 7 R6 et 7 R7. Ces caractéristiques sont compatibles avec une structure de croûte

océanique. Au niveau du sondage N2, où le Moho atteint 20 km de profondeur, son épaisseur est de l'ordre de 11 km ; elle décroît jusqu'à 6.8 km dans la région sud du bassin (N1). Cependant, les croûtes océaniques définies dans les bassins océaniques, assez loin des dorsales, indiquent presque invariablement des épaisseurs de la couche 3 dite "océanique" supérieures à celles de la couche 2 ou "basement" (GOSLIN *et al.*, 1972 ; CHRISTENSEN and SALISBURY, 1975). Une telle structure existe au niveau du sondage N1 où la couche 3 et la couche 2 ont respectivement 4 et 2.8 km d'épaisseur. Par contre, au niveau du sondage 7 R6 les couches 3 et 2 ont respectivement pour épaisseur 3 et 4 km. Le sondage N1-N2 indique que la couche 3 s'épaissit dans la partie est du bassin, alors qu'elle disparaît sur sa bordure occidentale (7 R7). A cet endroit, la couche 2 aurait environ 6.5 km d'épaisseur. Par conséquent, il semble que cette structure diffère de la structure océanique puisque, dans cette dernière, la couche 2 ou "basement" excède rarement 2 km d'épaisseur (GOSLIN *et al.*, 1972).

Notons que dans le bassin des Loyauté, les données du magnétisme permettent d'attribuer à la couche 2 une nature basaltique ; la couche 3 est supposée avoir une constitution gabbroïque (CHRISTENSEN and SALISBURY, 1975). Les gabbros ont été identifiés en position structurale normale sur les ultrabasites de Nouvelle-Calédonie (MOUTTE and PARIS, 1977). Ceci laisse supposer que la couche 3 pourrait exister au niveau du profil 7 R7. Elle serait alors suffisamment fine pour ne pas apparaître en sismique réfraction. Une autre explication peut être envisagée quant à l'absence de couche à vitesse 6.8 km/s sur 7 R7. Étant donné que l'épaisseur de la 2^{ème} unité reste constante de 7 R6 à 7 R7 et que les vitesses des couches qui la constituent (5.8 km/s et 6.8 km/s) sur 7 R6 ne sont plus représentées que par une vitesse intermédiaire de 6.0 km/s, sur 7 R7, il est permis de penser, qu'à l'approche de la marge calédonienne, cet ensemble a pu conserver, plus ou moins bien, sa structure pétrographique alors que sa structure interne de vitesse subissait des transformations suffisamment importantes pour que la réfraction ne puisse plus discerner deux tranches de vitesse. Notons que dans l'ensemble, pour une même couche, la vitesse observée sur 7 R6 est généralement plus élevée que sur 7 R7. La différence de charge lithostatique existant entre l'axe du bassin et sa bordure occidentale peut être à l'origine d'une partie de ce phénomène. De plus, les contraintes subies, ainsi que l'apparition d'une fracturation et par conséquent d'une hydratation, ont certainement contribué à modifier la structure de vitesse de ces couches. La partie profonde de la croûte, bien qu'ayant subi des transformations internes, paraît avoir une origine océanique.

L'inclinaison nord-est du Moho sous un angle voisin de 10°, à peu près identique à celle du socle acoustique, souligne la remontée rapide de la structure profonde au voisinage de la côte est calédonienne. Un léger pendage du Moho suivant le N- 311° est observé sur le sondage N1-N2 ; il disparaît à la hauteur du sondage 7 R6. Il en résulte une inclinaison maximale de l'ensemble crustal profond d'environ 10° vers le nord-est. Ce pendage représente un des éléments tectoniques les plus importants dans l'étude des relations existant entre les structures profondes du bassin et les péridotites de la Nouvelle-Calédonie. L'extrapolation de cette pente vers la Nouvelle-Calédonie aboutirait sur la côte est de l'île, là où les péridotites semblent s'enfoncer sous le lagon.

D'autre part, nous avons vu précédemment que, bien que la mise en évidence de la couche dite océanique pose un problème au niveau du sondage 7 R7, l'épaisseur de la 2^{ème} unité reste constante à l'approche de la côte est calédonienne. Il apparaît donc clairement que la croûte initiale a été basculée dans son ensemble ; elle a vraisemblablement été entraînée avec le feuillet péridotitique lors de sa mise en place sur le socle néo-calédonien. Ceci ne veut pas dire qu'il n'y a pas eu localement de mouvements relatifs, de type écaillage, au niveau de la croûte, pendant l'obduction mais plutôt qu'ils sont considérés comme des déplacements de 2^{ème} ordre par rapport au charriage de l'ensemble croûte-manteau supérieur.

La troisième unité située à des profondeurs variables suivant la distance à la côte calédonienne présente des vitesses allant de 8.06 km/s à 8.37 km/s pour les modèles en couches inclinées. Il est généralement admis que ces vitesses correspondent au manteau supérieur de nature péridotitique. La nature pétrographique supposée, ainsi que la géométrie du Moho permettent de reconnaître la zone d'enracinement du feuillet ultrabasique néo-calédonien.

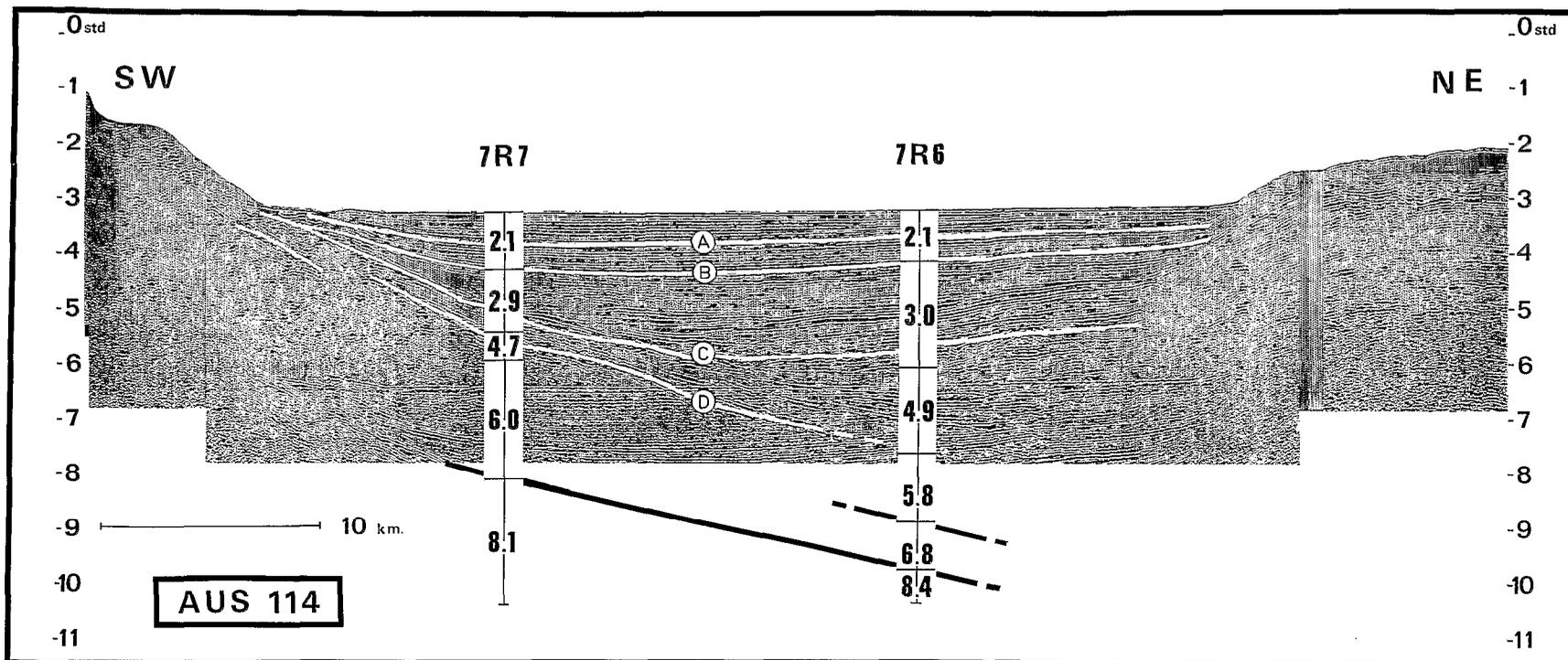
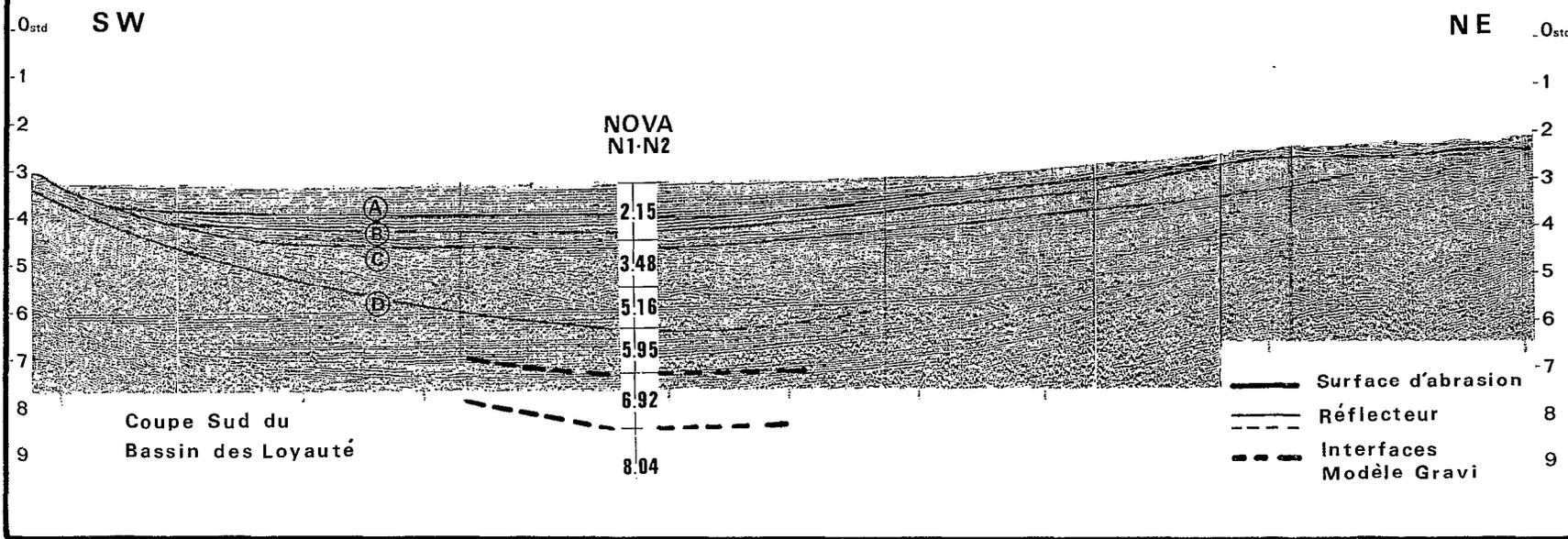
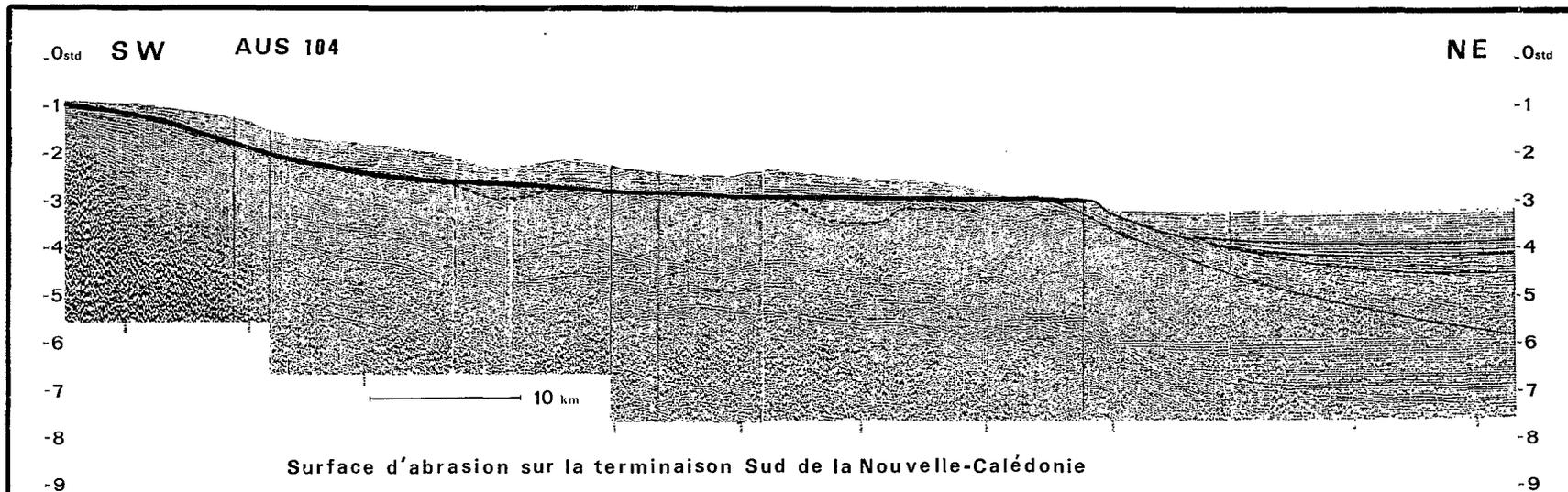


Fig. XII-27 - Enregistrement de sismique réflexion AUS 114 recoupant le bassin des Loyauté. La localisation de cette coupe est indiquée sur la figure XII-11. Les principaux réflecteurs ont été soulignés en blanc. Les tranches de vitesse (km/s), en fonction de la profondeur (s.t.d.), obtenues par sismique réfraction ont été superposées. On notera l'importance du remplissage sédimentaire, ainsi que le fort pendage vers le N-E, du substratum acoustique et du Moho.

Fig. XII-28 - Enregistrement de sismique réflexion AUS 104 recoupant le bassin des Loyauté au sud de l'île des Pins ; sa localisation est indiquée sur la figure XII-11. Les principaux réflecteurs ont été soulignés. La colonne centrale indique les réflecteurs et les valeurs de vitesse en km/s (SHOR *et al.*, 1971).



CONCLUSION

L'ensemble de ces observations permet d'attribuer à la structure crustale profonde du bassin des Loyauté une nature océanique. Cette croûte basculée et tectonisée aurait subi des transformations internes lors de la phase tectonique majeure qui a présidé à la mise en place du feuillet ultrabasique sur le bâti calédonien, ainsi que lors des phases postérieures de réajustement. Elle aurait été ensuite recouverte par une forte épaisseur de sédiments provenant en grande partie de l'érosion des massifs émergés. Si les données de la sismique réfraction laissent entrevoir une liaison possible entre les structures profondes du bassin des Loyauté et le complexe ultrabasique néo-calédonien, les données de la gravimétrie seront nécessaires pour démontrer la continuité des structures. Cet aspect ainsi qu'une synthèse des données géophysiques feront l'objet de l'exposé suivant.

Manuscrit remis en juin 1980
Manuscrit révisé en juillet 1980

5

ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES ET STRUCTURE DE LA CROUTE DANS LA RÉGION DE LA NOUVELLE-CALÉDONIE : ENRACINEMENT DES PÉRIDOTITES

par Jean-Yves COLLOT, François MISSEGUE et Alexander MALAHOFF

PRÉSENTATION DES DONNÉES GRAVIMÉTRIQUES

Les données ayant permis de dresser la carte des anomalies gravimétriques ont des origines diverses, elles comprennent (Fig. XII-29) :

- les données collectées par l'ORSTOM (1975-1979) sur la Nouvelle-Calédonie, l'île des Pins, les îles Loyauté et les îlots du lagon ;
- les données de gravimétrie marine des lagons est et sud collectées dans leur totalité lors de la campagne EVA VI (ORSTOM-NOAA) ;
- les données de gravimétrie marine du bassin des Loyauté et du bassin de Nouvelle-Calédonie obtenues dans leur totalité à partir des campagnes EVA VI et VII (ORSTOM-NOAA).

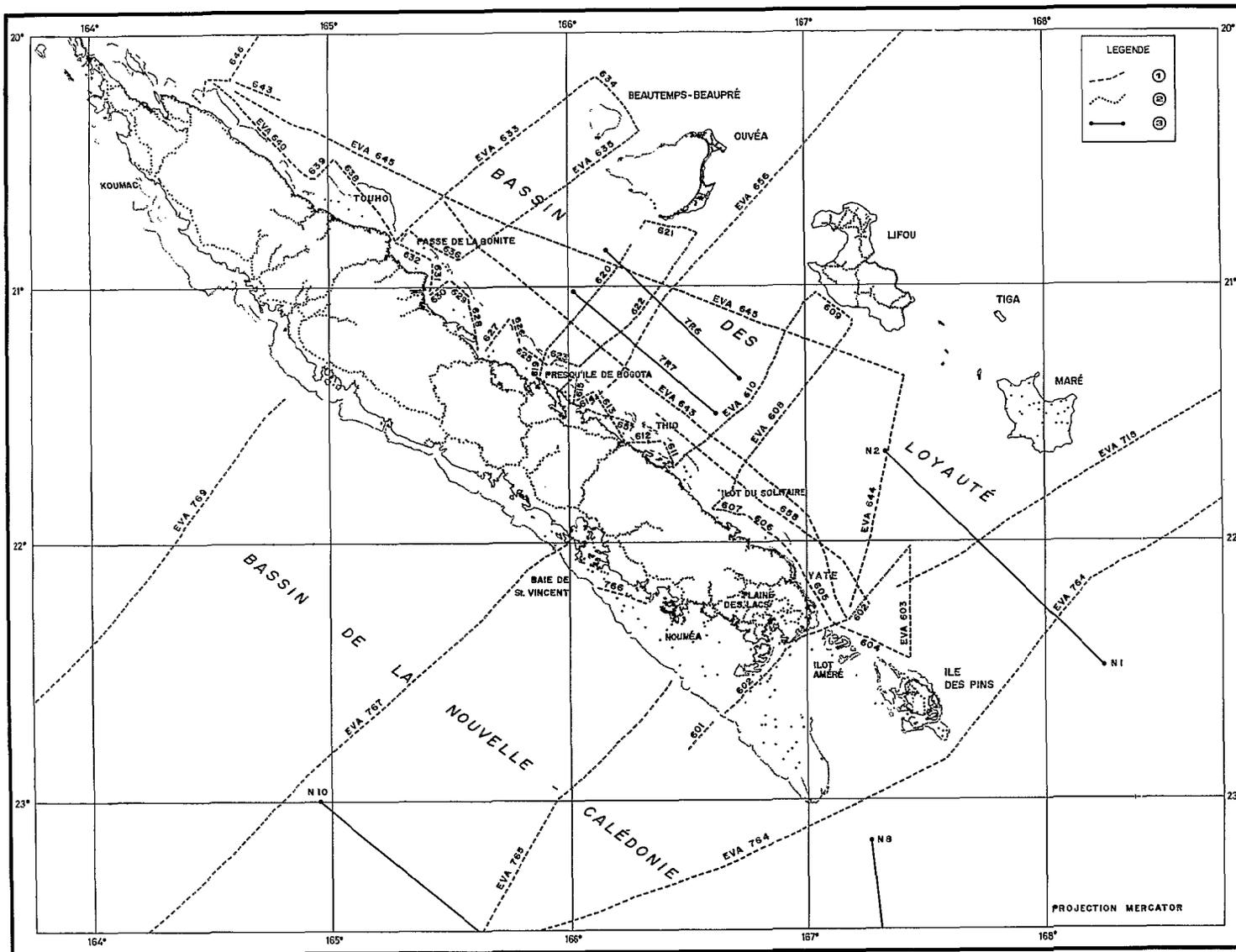


Fig. XII-29 - Situation des profils et stations de mesure dans la région de Nouvelle-Calédonie. 1 : profils de bathymétrie-gravimétrie ; 2 : stations gravimétriques terrestres ; 3 : profils de sismique réfraction, 7 R6, 7 R7 (EVA VII), N1, N2, N8, N10 (SHOR *et al.*, 1971).

Gravimétrie à terre

Les données recueillies à terre ont été rassemblées dans l'Atlas de la Nouvelle-Calédonie, sous la forme d'une carte d'Anomalie de Bouguer (MISSEGUE, *in prep.*).

A cette fin, plus de 2000 stations de mesure (Fig. XII-29) ont été effectuées par les agents de l'ORSTOM à l'aide du gravimètre Worden n° 313. Le réseau de base, exécuté avec le gravimètre LaCoste-Romberg "Microgal" n° 402 et la collaboration du Bureau International des Marées terrestres et de l'Observatoire Royal de Belgique, a été établi à partir de la base gravimétrique internationale de NOUMÉA-ORSTOM. Cette dernière est définie dans le système de référence dit : Réseau gravimétrique international unifié 1971 (IGSN 71) et a pour valeur $g = 978\ 865.33$ mgal (JEZEK, 1976).

L'altitude affectée à chaque point de mesure a été obtenue de deux façons :

- dans environ 60 % des cas les mesures gravimétriques ont été effectuées directement sur les repères de nivellement précis de l'Institut Géographique National ;
- dans tous les autres cas, la mesure gravimétrique s'accompagne d'une mesure d'altitude effectuée par nivellement barométrique. L'imprécision de l'altitude entraîne des erreurs maximales sur l'anomalie de ± 1 mgal en valeur absolue, et $\pm 0,2$ mgal en valeur relative.

La correction de plateau de Bouguer nécessite la connaissance de la densité moyenne des terrains émergés. Le tableau XII-4 donne un aperçu de ces densités en Nouvelle-Calédonie. Bien que les massifs ultrabasiques de densité moyenne 3.0 occupent près du tiers de la superficie du Territoire, la correction de plateau de Bouguer a été calculée avec une densité conventionnelle de 2.67 pour l'ensemble des stations. Cette simplification introduit une erreur de l'ordre de 5 mgal pour une station située à 360 m d'altitude sur un plateau ultrabasique. Le signe de cette correction est opposé à celui de la correction topographique. Par conséquent, dans le cas des stations de ce type ayant des corrections topographiques de l'ordre de 4 à 6 mgal, le fait de ne pas adopter la densité appropriée et de ne pas tenir compte des corrections topographiques permet d'obtenir une anomalie de Bouguer simple, peu différente de celle obtenue en tenant compte des paramètres réels.

Dans le cas des stations situées à moins de 100 m d'altitude, l'erreur principale est due à l'absence de corrections topographiques. CRENN (1952) a donné une évaluation de ces corrections de relief des zones proches jusqu'à O2 (166 km) en prenant $d = 2.67$ et 3.0 pour l'ensemble de la Grande Terre. Elles peuvent dépasser 30 mgal au sommet de massifs élevés et isolés. On pourra noter que 82 % des stations de mesures effectuées en Nouvelle-Calédonie ont des corrections topographiques inférieures à 6 mgal, 18 % ont des corrections comprises entre 6 et 12 mgal et moins de 0,5 % des stations ont des corrections supérieures à 12 mgal. Ces estimations, relatives à la précision des données, permettront d'apprécier les limites dans lesquelles l'ajustement des modèles gravimétriques peut être envisagé.

Gravimétrie marine

Mille cinq cents milles nautiques de gravimétrie marine ont été nécessaires pour obtenir une bonne couverture du lagon Est-Calédonien et d'une bonne partie du bassin des Loyauté. De plus, quatre profils ont été réalisés dans le bassin de Nouvelle-Calédonie (Fig. XII-29).

La précision des résultats (voir Annexe II, Gravimétrie marine), compte tenu de la très faible dérive du gravimètre, de la navigation au voisinage des côtes et de l'état calme de la mer, est très satisfaisante. L'écart moyen obtenu sur 25 croisements est égal à 3.4 mgal, l'écart type est de 2.26 mgal. Les résultats sont présentés sous forme d'anomalie à l'air libre rapportée au système de référence IGSN 71.

CARTE GRAVIMÉTRIQUE DE LA RÉGION DE NOUVELLE-CALÉDONIE

Analyse qualitative en plan (voir carte hors-volume XII-3)

Cette carte présente les anomalies à l'air libre en domaine marin et les anomalies de Bouguer simple sur terre, l'équidistance des isanomales est de 10 mgal, les contours des isanomales représentant les cinquantaines et les centaines ont été renforcés. Les symboles "plus" et "moins" représentent respectivement les maxima et les minima relatifs.

De façon générale, les anomalies gravimétriques de cette région sont orientées NW-SE. En première approximation, elles épousent la morphologie régionale en indiquant des minima sur les bassins (— 80 mgal dans le bassin Ouest-Calédonien et — 40 mgal dans le bassin des Loyauté), et des maxima sur les rides (+ 100 mgal sur la Nouvelle-Calédonie, + 160 mgal sur la chaîne des Loyauté). Le trait le plus caractéristique de cette carte est la présence dans le lagon est et sur la marge orientale de l'île, d'une anomalie gravimétrique de très forte amplitude (+ 180 mgal) et fort gradient (10 mgal / km), de demi-longueur d'onde 30 km en grande partie indépendante de la topographie. Si son flanc ouest était partiellement connu (CRENN, 1953), son extension, ses limites et ses variations longitudinales sont des faits nouveaux. Elle apparaît comme un bourrelet gravimétrique qui s'étire entre les longitudes 164°45' Est et 167°30' Est, et vient en première approximation, se fermer au nord de l'île des Pins.

Le secteur du lagon est, situé sur le 165°40' Est, au nord de la presqu'île de Bogota se révèle être une zone fortement perturbée, relayée vers le nord par une importante anomalie positive, dont l'extrémité septentrionale n'a pu être reconnue. Cet alignement gravimétrique constitue en quelque sorte un chalet d'anomalies parfaitement bien localisé dans l'espace dont les différents maillons sont, du nord au sud, les anomalies situées près de (Fig. XII-29 et carte hors-volume XII-3) :

- . TOUHO (+ 160 mgal)
- . la passe de la BONITE (+ 130 mgal)
- . la presqu'île de BOGOTA (+ 180 mgal)
- . THIO (+ 155 mgal)
- . et l'îlot du SOLITAIRE (+ 140 mgal).

L'anomalie de BOGOTA atteint son maximum dans l'axe du lagon, alors que les autres anomalies atteignent leur maximum au niveau du grand récif.

Sur la bordure ouest de la Nouvelle-Calédonie, de Koumac jusqu'à Nouméa, une anomalie discontinue, partiellement reconnue atteint environ 100 mgal ; elle est bien définie dans le lagon ouest, depuis la baie de St. Vincent jusqu'au sud de la presqu'île de Nouméa. Le grand lagon sud, situé au sud-est de Nouméa ne présente pas d'anomalies particulières.

Dans son ensemble, la Nouvelle-Calédonie présente un minimum relatif (+ 50 à + 60 mgal) orienté suivant l'axe d'allongement de l'île ; il est brusquement interrompu à la hauteur de la plaine des Lacs par une forte anomalie très localisée, atteignant 110 mgal ; plus au sud, cette dernière anomalie est relayée par un maximum relatif, d'amplitude identique à la précédente, grossièrement centré sur l'îlot Améré.

Sur les îles Loyauté, des anomalies atteignant 150 mgal sur Ouvéa, 170 mgal sur Maré et 180 mgal sur Lifou, traduisent des manifestations ponctuelles d'une chaîne sous-marine localement continue, dont le niveau gravimétrique moyen est élevé.

Analyse qualitative en coupe

Les coupes transversales de la figure XII-30 indiquent que l'anomalie, située à l'aplomb du lagon est, est légèrement dissymétrique. Le fort gradient observé du côté de la terre traduit un accident presque vertical, souligné par la morphologie de la côte. Il délimite deux blocs : au SW le substratum calédonien recouvert par une faible épaisseur de péridotite, et au NE une masse de péridotite dont la limite inférieure pourrait atteindre 8 km selon CRENN (1953). Le fort gradient observé sur le flanc est de l'anomalie est dû en partie à la pente externe du lagon. La rupture de pente bordant le grand récif barrière sur toute la longueur de la Nouvelle-Calédonie souligne une zone de fracture dont on tiendra compte dans l'interprétation de ces anomalies.

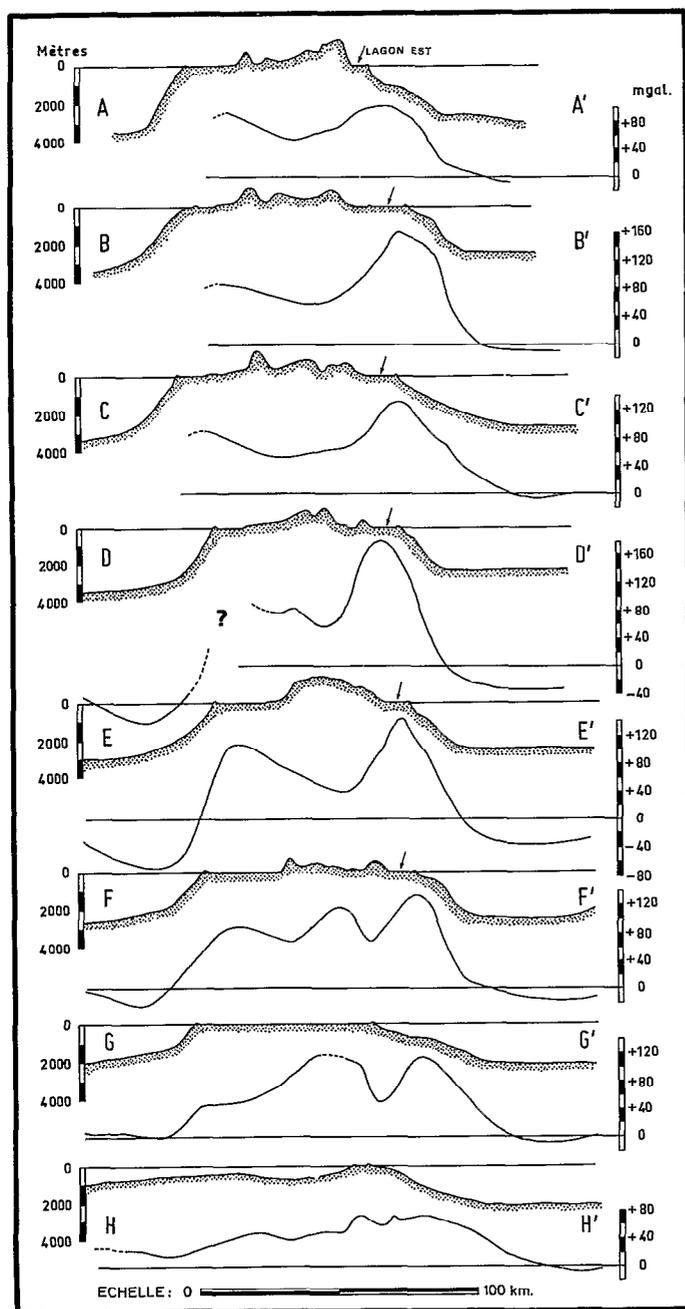


Fig. XII-30 - Coupes morphologie-gravimétrie. Leur localisation est indiquée sur la figure XII-31 ; l'anomalie de Bouguer simple ainsi que la topographie sont figurées à terre, l'anomalie à l'air libre et la bathymétrie sont figurées en mer. On notera sur l'ensemble des coupes, la forte anomalie gravimétrique existant à l'aplomb du lagon est, ainsi que son dédoublement sur les coupes FF' et GG'.

D'autre part, un gradient de 1 mgal/km caractérise l'anomalie gravimétrique du bassin des Loyauté (Fig. XII-30). Il n'existe aucune corrélation entre ce gradient et la morphologie du fond du bassin qui reste rigoureusement plane et horizontale. Cette anomalie reflète la structure profonde du bassin des Loyauté ; elle peut être interprétée par la présence d'un ensemble structural dense plongeant vers le NE et corrélativement, par un épaissement de la série sédimentaire suivant la même direction. Ces observations sont en parfait accord avec les données issues des profils de sismique réflexion et réfraction (Fig. XII-27). Il faut toutefois noter que ce gradient caractéristique n'a pas été observé sur le profil EVA 646 recoupant le bassin au niveau de la région Nord-Calédonie.

Interprétation

Ces fortes anomalies, localisées au niveau du lagon est, caractérisent la zone d'enracinement de l'ophiolite néo-calédonienne. L'enracinement de la nappe, clairement défini jusque vers la longitude 167°30', semble se poursuivre au moins jusque dans la région orientale de l'île des Pins. Il se caractérise alors par une anomalie gravimétrique de + 60 mgal située à l'aplomb d'une plate-forme reposant sous une tranche d'eau moyenne de 1500m. En effet, les fortes anomalies sont induites par des structures denses situées sous le fond du lagon par très faible profondeur (40m). La disparition de ces fortes anomalies au voisinage de l'île des Pins coïncide avec la disparition du lagon et de la marge peu profonde située à l'est de Yaté ; l'anomalie observée à cet endroit présente une valeur anormalement élevée (+ 60 mgal) pour une structure crustale "normale" recouverte par 1500 m d'eau ; ceci traduit la présence du corps ophiolitique dense sur la bordure orientale de l'île des Pins (Fig. XII-36, modèle II). Vers l'extrémité nord de la zone d'enracinement, l'anomalie de Touho laisse supposer la présence d'une masse de roches ultrabasiques enracinée au NE de la ceinture métamorphique. La coupe structurale localement obtenue après interprétation de la gravimétrie devient comparable à celle publiée par DAVIES (1971) pour le sud de la Nouvelle-Guinée.

Du point de vue structural, les forts gradients observés soulignent de façon générale la juxtaposition de roches denses à caractères ultrabasiques et de roches plus légères, d'origine et de nature très variées. Nous interprétons ces gradients par un jeu complexe de fractures dont les directions se retrouvent de façon plus générale sur la Nouvelle-Calédonie. Les principales directions notées sur notre schéma structural (Fig. XII-31) sont NW-SE, N-S et E-W. Le premier azimuth correspond à la direction principale d'alignement des chaînes et bassins à l'échelle régionale. Pour les directions N-S et E-W le seul critère gravimétrique ne permet pas, a priori, de privilégier l'une ou l'autre de ces orientations lorsqu'elles se recoupent. Sur la figure XII-31 nous avons donné une préférence au réseau d'orientation N-S qui paraît assez net dans la région sud de l'île ; il semble avoir rejoué postérieurement au système NW-SE en décalant horizontalement les différents blocs.

Selon PARIS et LILLE (1977) le modèle le plus réaliste de l'évolution de la Nouvelle-Calédonie jusqu'au Crétacé inférieur est celui d'une marge continentale active de "type Andin" ; le noyau axial profond de la Nouvelle-Calédonie serait, pour ces auteurs, granitique ou gabbroïque. La Nouvelle-Calédonie, ainsi définie comme une structure paracontinentale présente un minimum gravimétrique relatif allongé (+ 60 mgal) situé sur la zone axiale. Il traduit l'épaississement relatif de la croûte qui atteint sous la chaîne centrale 35 ± 4 km selon DUBOIS (1969) et 30 à 32 km selon COLLOT et MISSEGUE (1977b). Un élément supplémentaire concernant l'épaisseur de la croûte dans la région de Nouméa nous est donné par les sismogrammes de la figure XII-32 (LOUAT communication orale, 1979). Ils représentent les composantes verticale et horizontale (N-S) de l'enregistrement sismique des premières arrivées à la station de Nouméa, provenant d'un séisme profond de la mer de Banda (Indonésie). Sur la composante N-S on peut noter, 4 secondes après l'onde P, une arrivée d'énergie interprétée ici comme une onde Sv provenant d'une conversion $P \rightarrow Sv$, à la base de la croûte. Suivant les modèles envisagés la profondeur du Moho déduite de ces données est comprise entre 18 et 34 km. Elle est tout-à-fait compatible avec les modèles de croûte pris en compte dans cette étude. L'absence d'onde S convertie, sur l'enregistrement E-W, ainsi que l'amplitude de l'onde Sv montrent d'autre part que si la conversion a lieu à la base de la croûte celle-ci n'est pas plane, au moins dans la région de Nouméa.

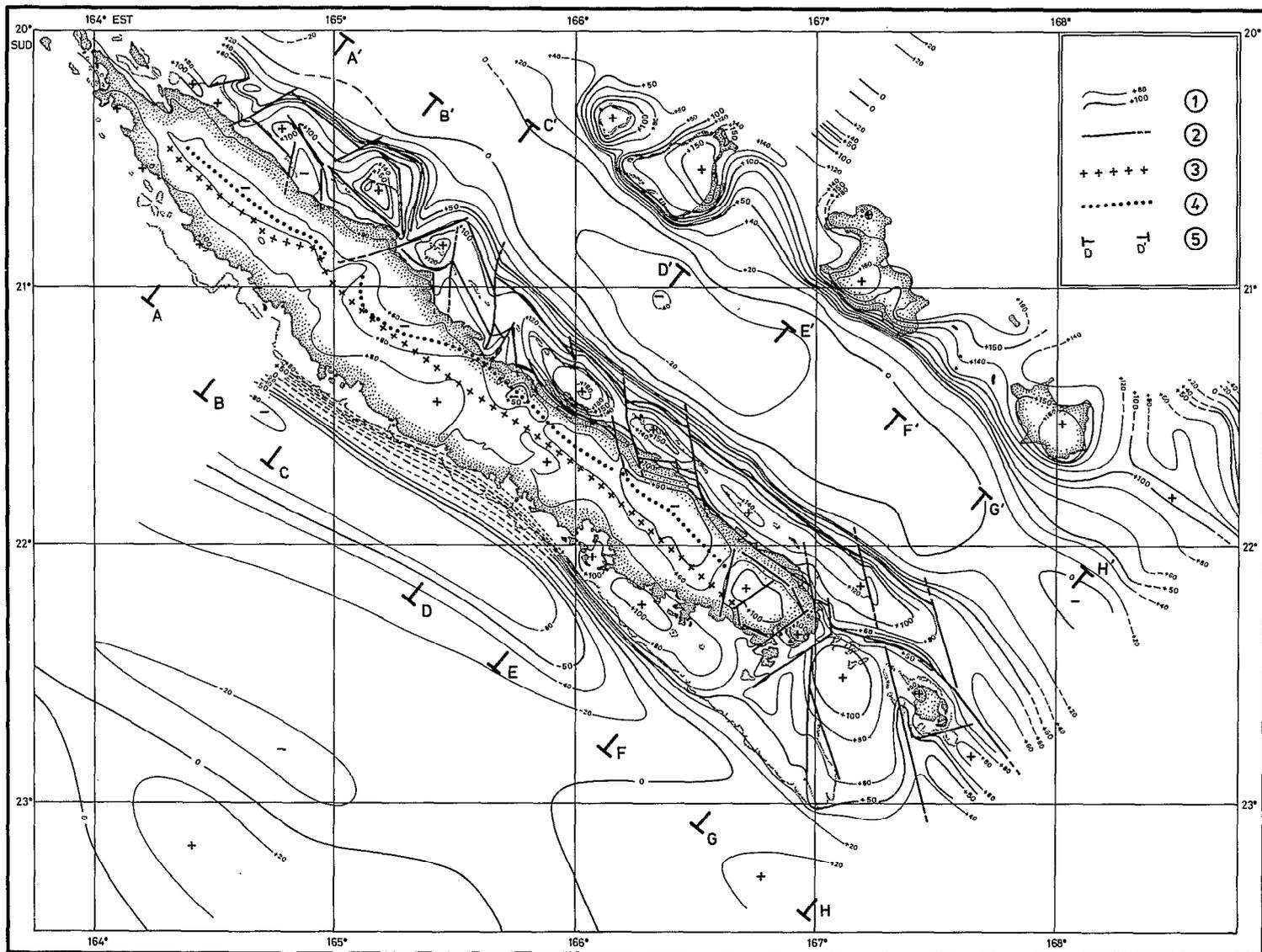


Fig. XII-31 - Schéma structural déduit des anomalies gravimétriques . 1 : isanomaes en milligals ; 2 : zone de fractures supposées ; 3 : axe morphologique médian pris entre les récifs est et ouest ; 4 : axe du minimum gravimétrique ; 5 : localisation des coupes présentées sur la figure XII-30.

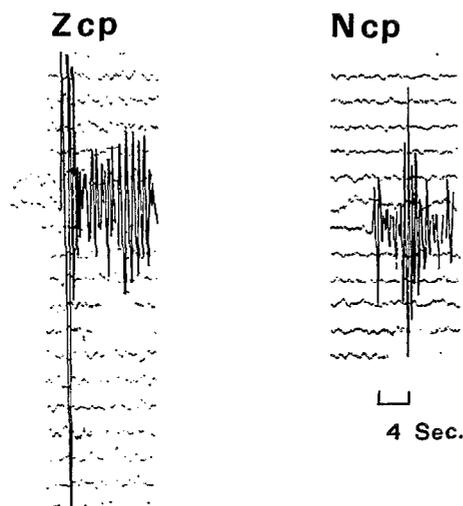


Fig. XII-32 - Premières secondes de l'enregistrement d'un séisme de la mer de Banda, à la station de Nouméa.

NOU: H=530km $\Delta=43^{\circ}4$

Le minimum gravimétrique attaché au bloc calédonien est décalé d'une dizaine de kilomètres vers l'est par rapport à l'axe morphologique médian de la Nouvelle-Calédonie (Fig. XII-31). Ce décalage est significatif et souligne la géométrie dissymétrique du Moho sous la Nouvelle-Calédonie. En effet, une structure parfaitement symétrique et homogène en densité donnerait un minimum gravimétrique centré sur l'axe morphologique (Fig. XII-33A) ; l'introduction d'un corps de forte densité sur un des bords du modèle (Fig. XII-33B) rompt la symétrie et peut provoquer un déplacement du minimum gravimétrique vers l'autre bord du modèle. Par contre, une structure dissymétrique du type de celle de la figure XII-33C présente un minimum gravimétrique franchement décalé par rapport à l'axe morphologique dans le sens indiqué par la structure. L'introduction d'un corps de forte densité sur un des bords de ce modèle (Fig. XII-33D) pourrait masquer, par son effet opposé, le décalage produit par la structure profonde. Cependant, un certain décalage reste observable en Nouvelle-Calédonie ; il permet d'envisager une structure de croûte du type schématisé sur la figure XII-33D dans lequel le décalage de l'axe gravimétrique vers l'est par rapport à l'axe morphologique est limité par l'influence opposée de masses de forte densité, enracinées sous le lagon est.

MODÉLISATION GRAVIMÉTRIQUE

Données de base

Le processus de modélisation à deux dimensions suppose des structures infiniment longues orientées perpendiculairement à la coupe étudiée ; ces conditions sont correctement remplies en Nouvelle-Calédonie. Une croûte standard de densité 2.8 et d'épaisseur 32 km, reposant sur un manteau supérieur de densité 3.33 est utilisée comme référence. Le calcul a été effectué selon la méthode proposée par TALWANI *et al.* (1959) et adaptée sur calculateur HP 9845 (MISSEGUE, 1979).

Étant donné qu'une même anomalie gravimétrique peut être créée par des corps de géométrie et contraste de densité extrêmement variés, il est nécessaire de restreindre le champ des interprétations en imposant au modèle un certain nombre de contraintes. La bathymétrie ainsi que la sismique réflexion

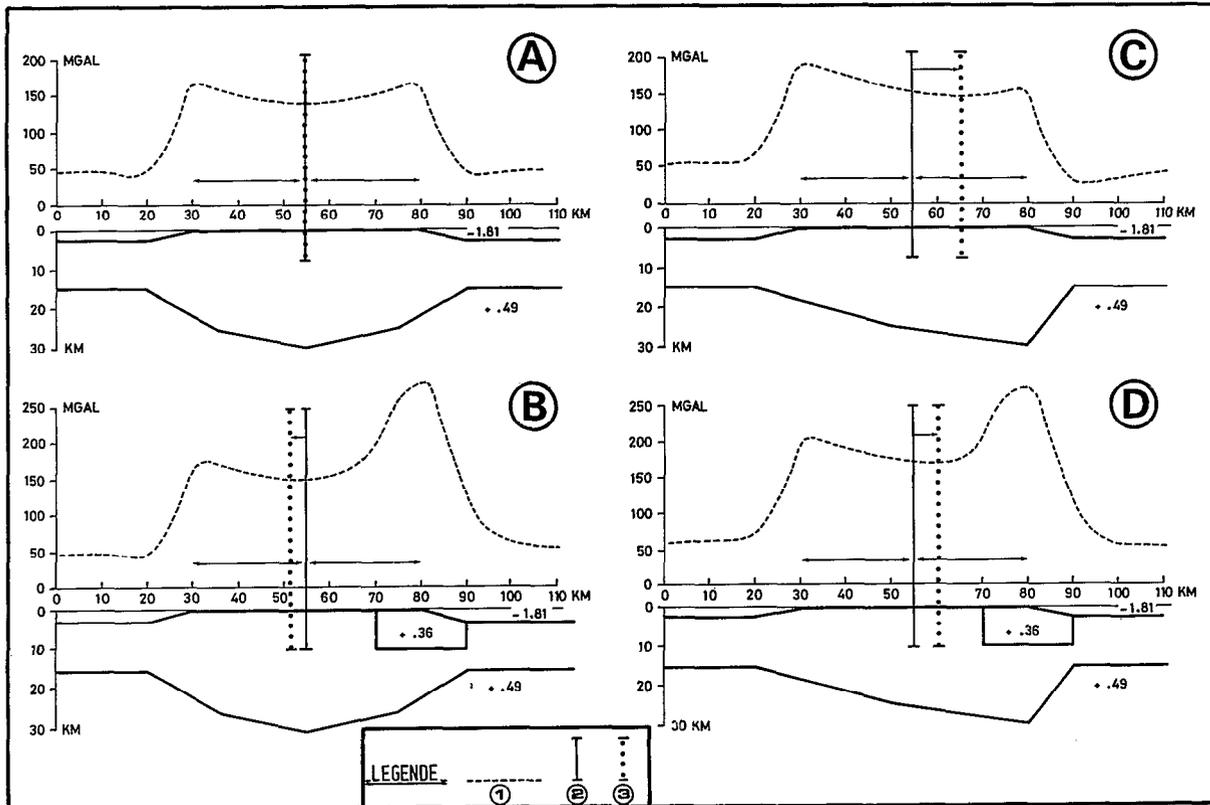


Fig. XII-33 - Schéma indiquant ; 1 : l'anomalie gravimétrique ; 2 : l'axe morphologique médian ; 3 : le minimum gravimétrique, induit par une structure allongée de type continental (voir texte) ; pour la Nouvelle-Calédonie ces axes sont représentés sur la figure XII-31.

permettent d'obtenir une excellente définition de la structure superficielle des bassins. Les données de la sismique réflexion donnent la possibilité de connaître la profondeur des réflecteurs en kilomètres. Certaines densités sont obtenues à partir des vitesses sismiques en utilisant la courbe expérimentale de LUDWIG *et al.* (1970), le choix des autres densités reste plus aléatoire. Des mesures de densité, ainsi que la nature continentale du bloc néo-calédonien permettent de lui affecter une densité superficielle de 2.67. On a supposé une densité de 2.8 puis 2.9 pour la structure profonde de la Nouvelle-Calédonie.

En Nouvelle-Guinée, les roches ultrabasiques affleurantes sont serpentinisées à 20 %. DAVIES (1971) évalue leur densité à $d = 3.1$. Nos observations (Tabl. XII-4) nous amènent à considérer une densité de 3.0 pour les roches ultrabasiques peu serpentinisées échantillonnées en Nouvelle-Calédonie. Les gabbros ou les péridotites fraîches sont des roches très peu compressibles (BIRCH *et al.*, 1942), par conséquent leur densité ne varie pratiquement pas en fonction de la pression lithostatique. Par contre, la compressibilité et la densité des roches riches en olivine dépendent essentiellement de leur degré de serpentinitisation (CHRISTENSEN, 1966). On peut raisonnablement supposer que dans la masse il décroît avec la profondeur puisqu'il est fonction de la fracturation et de la présence d'eau. D'autre part, le mécanisme de mise en place par chevauchement semble impliquer, en Nouvelle-Calédonie, l'existence à la base des péridotites, d'une semelle de serpentine plus ou moins épaisse et de plus faible densité. Compte tenu de la densité de 3.33 adoptée pour les roches du manteau supérieur, l'ensemble de ces considérations nous amène à choisir une densité de 3.2 pour les péridotites enracinées sur la bordure est de la Nouvelle-Calédonie.

	A	B
HARZBURGITE	3.0 - 3.10	(1) 2.85 - 2.9
DUNITE	3.05 - 3.10	(2) 2.8 - 2.85 (3) 2.9 - 3.0
TRANSITION DUNITE-GABBRO	2.85 - 3.05	-
SERPENTINE	2.65	2.52
GABBRO	2.95 - 3.20	2.99
BASALTE	-	2.88
DIABASE	-	2.86
DOLERITE	-	2.96
AMPHIBOLITE	3.12 - 3.20	-
GNEISS	3.0 - 3.05	3.02
MICASCHISTE	2.87	2.87
SCHISTE	2.7	2.72
GRANITE	2.75	-
JASPE	-	2.62
CALCAIRE	-	2.64

- Tableau XII-4.

DENSITE DES ROCHES DE NOUVELLE CALEDONIE

A - Densités mesurées au densimètre GOGUEL

B - Densités Y. CRENN (1953)

(1) échantillons superficiels

(2) échantillons provenant de forages

(3) valeurs déduites de mesures gravimétriques.

Les deux modèles envisagés dans cette étude sont localisés sur la figure XII-34.

Le modèle I (Fig. XII-35) représente une coupe synthétique de la Nouvelle-Calédonie construite à partir des profils bathymétriques et gravimétriques EVA 656 et 767, des données des stations gravimétriques terrestres, des profils de sismique réflexion AUS 114, AUS 101 et des profils de réfraction 7 R6, 7 R7 ainsi que N 9 - N 10 (SHOR *et al.*, 1971).

Le modèle II (Fig. XII-36) est une coupe réalisée au sud de la Nouvelle-Calédonie. Il est construit à partir des données de bathymétrie et gravimétrie du profil EVA 764, des données de sismique réflexion AUS 104, et des profils de réfraction N 1, N 2 et N 9 de SHOR *et al.* (1971). Une bonne correspondance générale obtenue entre les anomalies calculées et observées indique que l'ensemble de ces données peut être intégré de façon cohérente dans un modèle de distribution de masse en équilibre régional, rendant compte des anomalies gravimétriques observées.

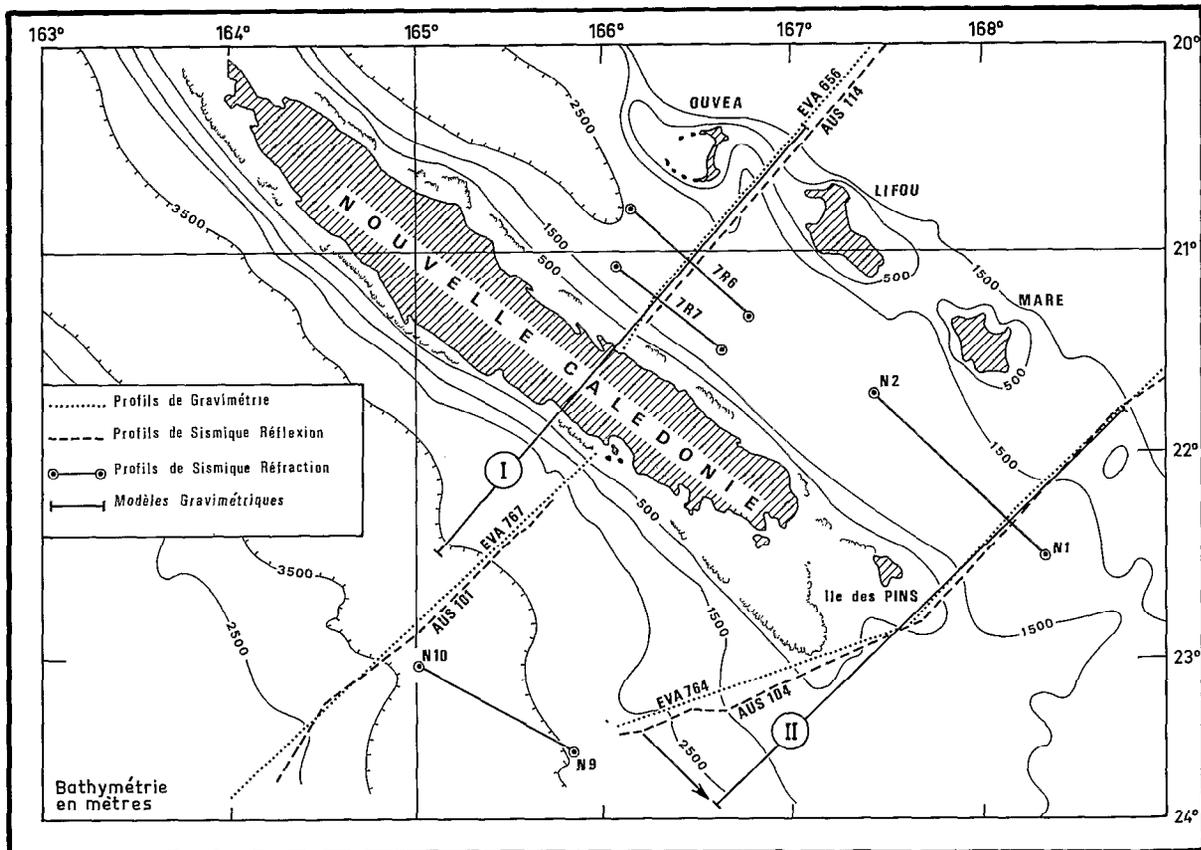


Fig. XII-34 - Situation des modèles gravimétriques I et II.

Interprétation

Le trait le plus caractéristique de ces modèles est, sans nul doute, la présence d'une lame, constituée par des roches de forte densité, chevauchant la bordure NE et SE de la Nouvelle-Calédonie. Le bloc néo-calédonien apparaît lui-même largement encastré sous le bassin des Loyauté directement adjacent dont la croûte présente localement une épaisseur totale de 16 km. Une telle disposition illustre parfaitement l'obduction d'un feuillet ophiolitique telle que l'a définie COLEMAN (1971) ; elle représente plus précisément "l'enracinement d'une nappe ophiolitique continue et obductée" de DEWEY (1976). Bien qu'étant le témoignage d'un système ayant fonctionné en compression, cette disposition ne permet pas seule, de préjuger du contexte géodynamique ayant existé avant l'obduction, ni de l'ensemble des mécanismes ayant permis le recouvrement. L'orientation NE-SW des coupes est la direction du pendage maximal des structures. Tout en n'indiquant pas nécessairement la direction de mise en place du feuillet, elle doit représenter une composante importante du mouvement ainsi qu'une forte composante de compression.

La partie supérieure du complexe ophiolitique de Nouvelle-Calédonie c'est-à-dire les termes basaltiques et gabbroïques généralement identifiés aux couches (2) et (3) des croûtes océaniques, est très mal

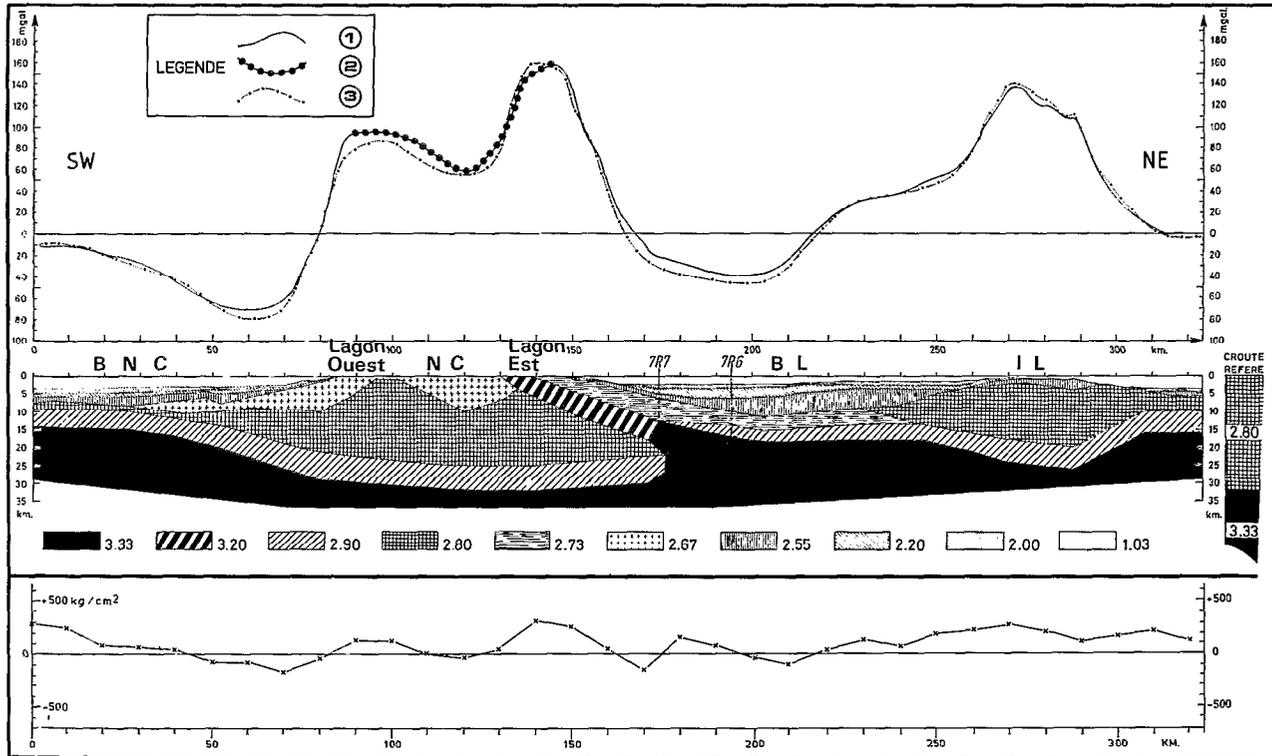


Fig. XII-35 - Modèle gravimétrique I localisé sur la figure XII-34. **En haut** : 1 : anomalie à l'air libre observée ; 2 : anomalie de Bouguer simple observée ; 3 : anomalie calculée. **Au milieu** : structure crustale proposée. BNC : Bassin de Nouvelle-Calédonie ; NC : Nouvelle-Calédonie ; BL : Bassin des Loyauté ; IL : Iles Loyauté. On remarquera la structure particulière de la croûte sur la bordure occidentale du bassin des Loyauté ; elle met en évidence l'enracinement de l'ophiolite néo-calédonienne ainsi que sa continuité avec la structure profonde du bassin adjacent. **En bas** : anomalies de masse relatives à la structure proposée.

représentée à l'affleurement. Il n'est, par conséquent, pas possible de connaître directement son épaisseur. Néanmoins, les différentes données géophysiques présentées plus haut, permettent de faire deux hypothèses :

- d'une part, on peut supposer l'existence des couches gabbroïques et/ou basaltiques sous les sédiments coralligènes dans la partie externe du lagon est,

- d'autre part, conformément à ce qui est observé dans le bassin des Loyauté, on peut envisager une épaisseur totale, à l'origine, d'environ 6 à 7 km pour ces deux couches. Cette épaisseur est compatible avec celle d'une croûte océanique.

Compte tenu de ces données et des densités adoptées pour les péridotites et le substratum néo-calédonien ancien, l'épaisseur de la lame de péridotite est évaluée à environ 4 km. Cette épaisseur est très voisine de celle trouvée par CRENN (1953) en étudiant dans le même contexte structural, l'anomalie gravimétrique de la plaine des Lacs. Si on suppose la mise en place d'une nappe ophiolitique d'épaisseur constante, les modèles proposés permettent d'avancer une estimation de 10 km pour son épaisseur originelle. Si on adopte l'âge Eocène supérieur (PARIS *et al.*, 1979) pour la mise en place de l'ophiolite, la disparition totale en certains endroits de l'allochtone laisse supposer une érosion moyenne mécanique et chimique de 25 cm/ 1 000 ans. Ce taux est environ sept fois supérieur à celui donné par BALTZER et TRESCASES (1971).

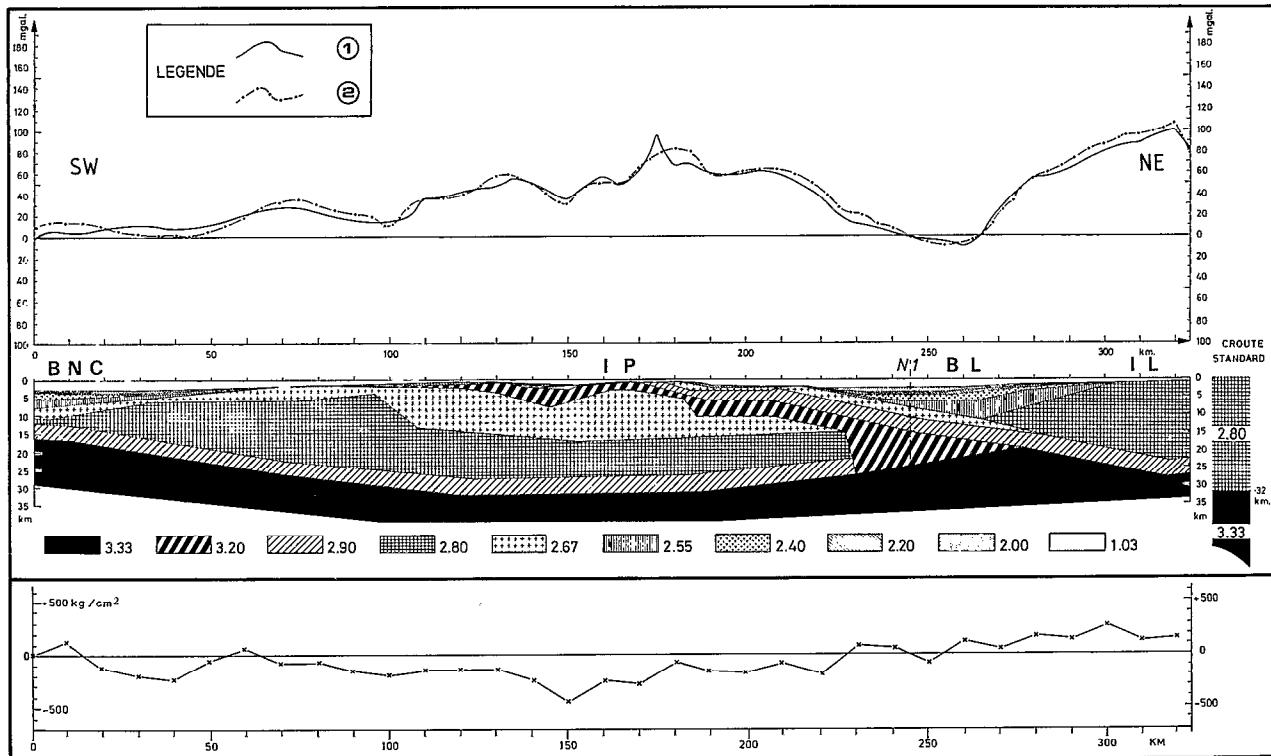


Fig. XII-36 - Modèle gravimétrique II. 1 : anomalie à l'air libre observée ; 2 : anomalie calculée. IP : région de l'île des Pins. Même légende que sur la figure XII-35. On notera l'importance du bloc calédonien par rapport à la figure XII-35 ainsi que l'allure de la lame chevauchante dont la structure schématisée indique une tectonique en horst et graben.

D'autres structures caractéristiques peuvent être mises en évidence sur ces modèles. L'anomalie positive existant sur le modèle I à la hauteur du lagon ouest est ici interprétée comme un renflement de matière de densité 2.8 ; l'anomalie magnétique qui le caractérise (CRENN, 1953) permet de penser qu'il pourrait être lié aux épanchements basaltiques connus sur la côte ouest.

La bordure est du bassin de la Nouvelle-Calédonie se caractérise au niveau du modèle I par la remontée du socle acoustique vers le NE et l'affinement des séries sédimentaires dont les plus superficielles semblent se biseauter sur la pente continentale. Le minimum gravimétrique (-80 mgal) caractérisant cette zone s'explique en partie par "un effet de bord", et en partie par l'extension vers l'ouest de la structure continentale profonde qui apparaît alors comme une marge continentale inactive. La pente externe du grand récif de la côte ouest souligne l'extension de fractures parallèles longeant la Nouvelle-Calédonie ; elles se retrouvent au kilomètre 100 du modèle II (Fig. XII-36). Au niveau de ce modèle, la bordure est du bassin de la Nouvelle-Calédonie apparaît plus complexe encore. En effet, une structure caractérisée par une anomalie de 20 mgal sous 2500 mètres d'eau, semble se dissocier de la ride principale que représentent la Nouvelle-Calédonie et la ride de Norfolk. Morphologiquement, cette structure appelée Bassin Calédonien Adjacent par DUPONT *et al.* (1975), et orientée grossièrement nord-sud, se prolonge vers le nord jusqu'à la bordure ouest calédonienne.

A l'échelle locale, les différentes masses présentes au sein de cette croûte sont en déséquilibre isostatique partiel. Le réajustement isostatique relatif au relâchement des contraintes et à la décharge sédimentaire s'est manifesté par des mouvements verticaux différentiels. En effet, différents auteurs ont mis en évidence un soulèvement de la partie centrale de l'île (DUBOIS *et al.*, 1973 ; LATHAM, 1977) accompagné d'un affaissement en gradins de ses bordures (COUDRAY, 1975 ; DUGAS et DEBENAY, 1978).

Une interprétation structurale du modèle I est donnée sur la figure XII-37. Des fractures verticales y ont été schématisées ; leur représentation tient compte des données de la géologie à terre et de la morphologie. Étant donné la précision de la méthode de modélisation gravimétrique ces fractures peuvent parfaitement s'intégrer dans le modèle. Différentes études ont mis en évidence des effondrements tectoniques importants dans toute la région située au sud de la Nouvelle-Calédonie. Sur la ride de Norfolk, au sud de l'île des Pins, une discontinuité observée sur les coupes sismiques est interprétée comme une surface d'érosion (Fig. XII-28) ; elle se trouve actuellement à une profondeur voisine de 2000 m. D'autre part, les résultats de dragages (DANIEL *et al.*, 1976) au sud de l'île des Pins, suggèrent une subsidence d'au moins 400 m depuis le Miocène supérieur. La morphologie de la région située au nord et à l'ouest de l'île des Pins indique des effondrements soulignés par la brusque interruption des lagons (voir carte bathymétrique hors-volume XII-1). Les anomalies gravimétriques associées à ces effondrements sont du même type que celle de la plaine des Lacs, interprétée comme un effondrement du bâti calédonien ayant entraîné plusieurs milliers de mètres de péridotite. Dans l'interprétation structurale du modèle II (Fig. XII-37), on retrouve les roches ultrabasiqes en position de nappe charriée enracinée à l'est de l'île des Pins. En l'absence de connaissances plus précises, l'épaisseur des couches 2 et 3, reconnues sur le sondage N 1-N 2, a été supposée constante dans cette région. L'extension originelle de la nappe ophiolitique depuis la bordure du bassin des Loyauté jusque dans la région située entre le grand lagon sud et l'île des Pins, est une interprétation possible des anomalies gravimétriques compte tenu de la morphologie et du contexte géologique. Il semble qu'une tectonique postérieure ait permis de conserver d'importantes épaisseurs de péridotites dans les grabens alors qu'elles ont été en grande partie décapées sur les horsts comme c'est le cas pour l'île des Pins.

La comparaison des anomalies gravimétriques induites par les ophiolites de la Nouvelle-Guinée, de la zone d'Ivrea et du Massif de Troodos, a permis de constater une identité des demi-longueurs d'onde et des amplitudes bien que les niveaux de base soient très différents (MILSOM, 1973). Leur

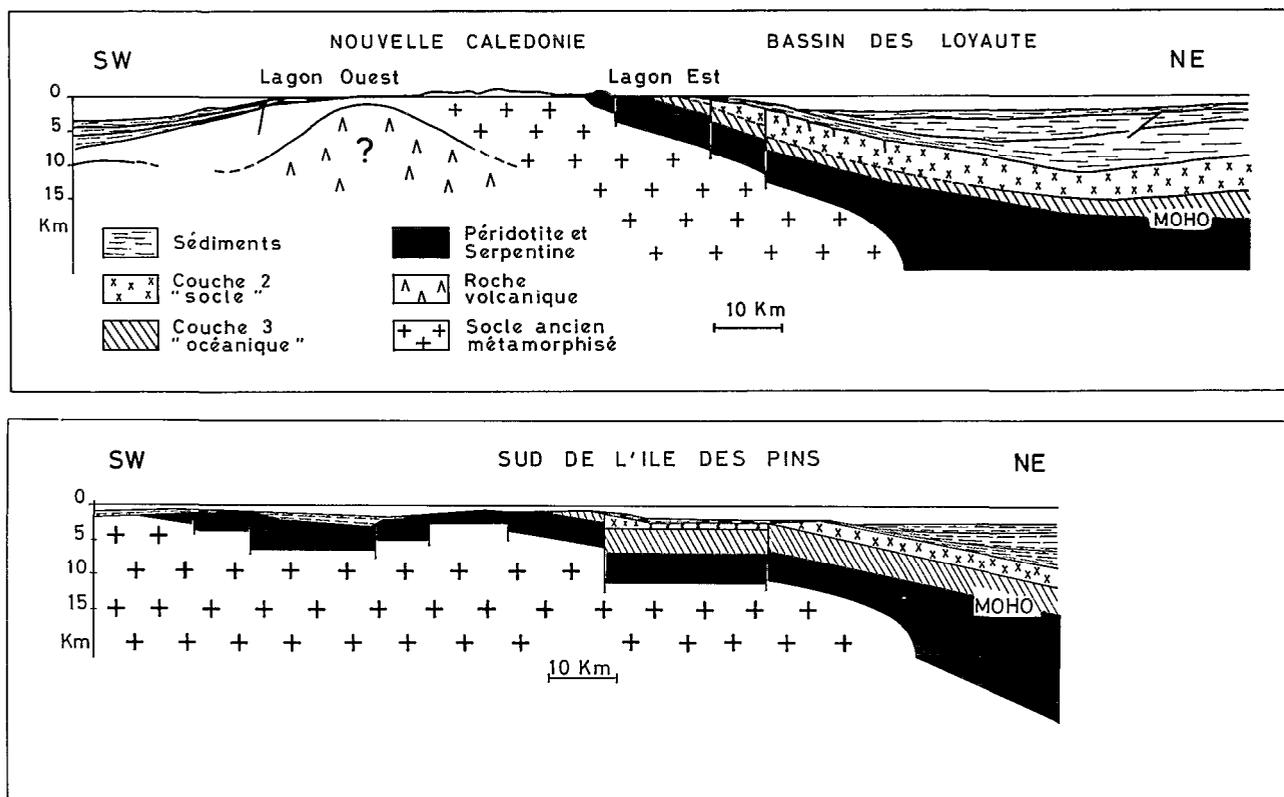
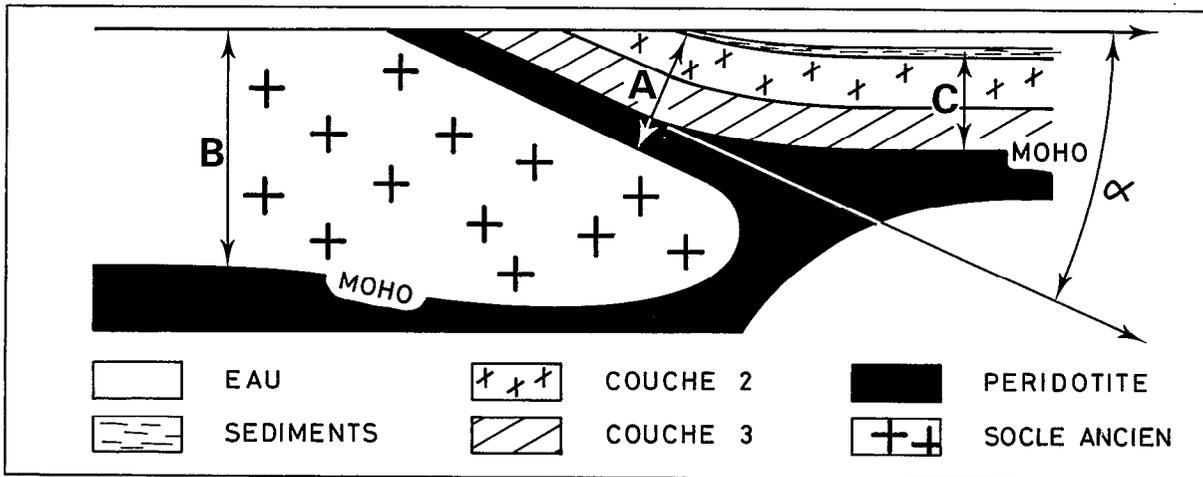


Fig. XII-37 - Schémas structuraux indicatifs. **En haut** : interprétation possible du modèle I. **En bas** : interprétation possible du modèle II



		TROODOS (1)	IVREA (2) (3)		PAPOUSIE (4) (5)		NOUVELLE CALEDONIE (6)
A.) LAME CHEVAUCHANTE DE FORTÉ DENSITÉ	{ DENSITÉ { BASALTE GABBRO PÉRIDO- TITE } { ÉPAISSEUR MOYENNE (KM) { ANGLE MOYEN DE PLONGEMENT α	3.15	2.9	3.10	2.9	2.68-2.78	2.7
			3.0		3.0	2.9 - 3.0	2.9
			3.2		3.2	3.3	3.2
B.) BLOC CHEVAUCHÉ	{ DENSITÉ { ÉPAISSEUR (KM)	2.7	2.9	2.7	2.8	2.68-2.78	2.67
			2.7		2.7	2.92-3.0	2.8
C.) BLOC ADJACENT CHEVAUCHANT	{ ÉPAISSEUR (KM)	30	50	45	35-40	35-40	32
			50		-	28	25-30

- (1) I.G. GASS & D. MASSON-SMITH (1963)
 (2) W. KAMINSKI & H. MENZEL (1968)
 (3) H. BERCKHEMER (1969)
 (4) J. MILSOM (1973)
 (5) D.M. FINLAYSON ET AL. (1977)
 (6) CE PAPIER

Fig. XII-38 - Comparaison de certains paramètres géophysiques concernant les différentes unités structurales reconnues sur une zone d'obduction. Seule la Nouvelle-Calédonie présente une nappe ophiolitique se prolongeant en dehors de la zone de collision par une croûte de relativement faible épaisseur.

interprétation, orientée par les données de la sismique réfraction est, dans tous les cas, compatible avec une lame inclinée de forte densité (MILSOM, 1973 ; FINLAYSON *et al.*, 1977), (Fig. XII-38). L'anomalie observée en Nouvelle-Calédonie répond aux mêmes critères d'identité et d'interprétation. L'examen de certains paramètres issus de modèles géophysiques (Fig. XII-38) permet de constater que seule la Nouvelle-Calédonie présente une nappe ophiolitique se prolongeant de façon continue, en dehors de la zone de collision, par une croûte de relativement faible épaisseur, d'origine très certainement océanique, qui constitue le substratum du bassin adjacent.

CONCLUSION

L'utilisation conjointe des données de morphostructure sur la bordure est calédonienne (voir partie 3 de ce chapitre), de sismique réflexion et réfraction dans le bassin des Loyauté (voir partie 4 de ce chapitre) et de gravimétrie, a permis de construire des modèles établissant la continuité entre les péridotites observées à terre et la structure profonde du bassin des Loyauté dans laquelle on peut

reconnaître les couches 2 et 3 d'une croûte océanique. Ces résultats permettent de conclure que les péridotites de Nouvelle-Calédonie représentent la série inférieure d'un complexe ophiolitique dont les termes supérieurs basaltiques et gabbroïques ont été érodés postérieurement à leur mise en place.

La forte anomalie gravimétrique atteignant + 180 mgal longe de façon pratiquement continue la côte orientale de l'île. L'association faite entre les roches ultrabasiques denses et cette forte anomalie gravimétrique a permis de caractériser et de suivre la zone d'enracinement de la nappe ophiolitique. Elle apparaît fortement hachée par des fractures essentiellement orientées N-S. La région située entre le nord de la presqu'île de Bogota et l'anomalie de Touho semble plus particulièrement tectonisée.

La grande homogénéité de la direction des linéations minérales observées sur l'ensemble des massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie plaide en faveur d'une nappe unique (PRINZHOFER *et al.*, 1980). L'extension et la continuité de la zone d'enracinement renforcent cette hypothèse et laisse supposer que la nappe ophiolitique a recouvert la totalité du bâti néo-calédonien ancien. Il semble donc, que l'obduction se soit produite de façon continue tout le long de la Nouvelle-Calédonie ; la composante majeure du mouvement en compression serait orientée NE-SW. D'autre part, l'extension géographique de la zone d'enracinement à l'est de la ceinture métamorphique tertiaire et son prolongement jusque dans la région orientale de l'île des Pins semblent structuralement indépendants du prisme métamorphique du nord calédonien. Bien que contemporains, le métamorphisme du nord et le charriage ophiolitique pourraient être des phénomènes indépendants.

Lors de l'obduction, à l'Eocène supérieur (38 M.A.), l'ensemble ophiolitique, épais d'environ 10 km, se serait comporté comme une lame rigide et aurait été ultérieurement cassé et fracturé par une tectonique en tension. La surface basale de l'ophiolite ou plan de décollement peut représenter la base de la partie rigide de la lithosphère. Cependant, l'origine de cette lithosphère obductée reste très incertaine. S'agit-il d'une lithosphère d'arc insulaire ou bien d'une lithosphère de grand bassin océanique, ou de bassin marginal ? L'étude du contexte géodynamique de l'obduction devrait permettre de formuler des hypothèses réalistes au sujet de cette origine. La détermination de la structure et de l'origine de la chaîne des Loyauté et de la zone d'Entrecasteaux, ainsi que des liaisons ophiolite - ride de Norfolk et ophiolite-zone d'Entrecasteaux, devraient apporter des contraintes supplémentaires au modèle géodynamique de l'obduction en Nouvelle-Calédonie. L'étude de ces structures fera l'objet de propositions de travail ultérieur.

D'un point de vue plus régional, il semble que le bloc néo-calédonien, occupant une position structurale de horst, soit soumis à un régime général de contraintes en tension, une partie des bassins de la Nouvelle-Calédonie et des Loyauté s'identifiant aux grabens latéraux. Différents arguments plaident en cette faveur. En effet, depuis le Pliocène, la Nouvelle-Calédonie a été le siège d'une tectonique cassante en distension se manifestant par des "failles flexures" orientées NW-SE, qui délimitent des gradins affaissés de part et d'autre de la chaîne centrale (DUGAS et DEBENAY, 1978). La nécessité de choisir un modèle à bord libre pour rendre compte de la déformation de la lithosphère sous l'effet d'une charge sédimentaire le long de la bordure nord-ouest de la Nouvelle-Calédonie, implique l'existence d'une faille fonctionnant sans frottement (TISSEAU, 1979). D'autre part, la Nouvelle-Calédonie et les bassins adjacents se trouvent actuellement entraînés par le mouvement de la plaque Australienne vers la zone de convergence des Nouvelles-Hébrides. Cette plaque subit, avant de subduire, une déformation positive de faible amplitude qui peut être totalement expliquée en l'absence de force horizontale compressive (DUBOIS *et al.*, 1977). La partie de la plaque Australienne enfouie sous l'arc pourrait jouer un rôle non négligeable dans le mécanisme de déplacement des plaques, dans la création et le maintien du bombement et dans le régime général de contraintes en tension de cette zone (COLLOT et MALAHOFF, partie II-5 de ce volume).

CHAPITRE XIII

**APPORTS NOUVEAUX A L'ÉTUDE DU
SUD-OUEST PACIFIQUE**

APPORTS NOUVEAUX A L'ÉTUDE DU SUD-OUEST PACIFIQUE

par Jacques DUBOIS, Jacques DUPONT et Jacques RECY

Depuis 1965 environ, date où l'on a commencé à envisager la géodynamique suivant le schéma cohérent de la tectonique des plaques, il a été tentant pour la plupart des géologues et géophysiciens d'imaginer des modèles de reconstitution géodynamique s'appliquant aux différentes régions du globe. Le Sud-Ouest Pacifique n'a pas échappé à cette évolution. En effet, la théorie de la tectonique des plaques avait trouvé dans cette région de nombreux éléments de sa genèse et ceci depuis le début des années 60 : travaux sur la sismicité profonde des Salomon, des Nouvelles-Hébrides, des Tonga-Kermadec, campagnes océanographiques françaises et américaines, hypothèses sur la subduction, etc...

Dans le bouillonnement d'idées qui a suivi cette période, on a assisté à la présentation de nombreux modèles dont la plupart étaient plutôt des produits de l'imagination que des schémas cohérents bâtis sur des analyses objectives des faits d'observation. Ainsi la Nouvelle-Calédonie, les Nouvelles-Hébrides, les dorsales de Lord Howe et de Norfolk, la chaîne des Loyauté ont-elles joué des rôles variés dans toutes sortes de modèles de subduction, d'accrétion ou de failles transformantes (COLEMAN, 1973).

Nous nous proposons ici de montrer qu'avec le temps et l'apport constant de données nouvelles une progression réelle s'est dégagée de tout ce foisonnement d'idées, mais nous montrerons surtout, sur un exemple particulier, celui du plateau Nord-Fidjien, que seuls les modèles simples, bâtis uniquement sur des données d'observation successives, ont résisté au temps et ont été utiles à l'évolution des idées. Pour les contre-exemples, c'est-à-dire les modèles résultant de constructions imaginaires avec le support incomplet ou sans le support d'observations, nous n'aurons que l'embaras du choix.

Une telle analyse nous montrera comment aborder les reconstructions géodynamiques et nous permettra d'en fixer les limites.

Enfin nous constaterons que l'aspect régional, aussi passionnant soit-il, ne doit pas prendre le dessus sur l'aspect thématique global des phénomènes étudiés. Ainsi l'apport des travaux réalisés dans cette région complexe sera-t-il fondamental pour la compréhension des phénomènes géodynamiques qui régissent l'histoire de notre globe.

INTÉRÊTS ET LIMITES DES MODÉLISATIONS

Intérêt des reconstitutions géodynamiques : exemple du plateau Nord-Fidjien.

La bibliographie relative à ce bassin océanique jeune, ses caractéristiques morphologiques, géologiques et géophysiques ont été traitées de façon détaillée dans le présent ouvrage (voir Chap. VIII).

L'idée de l'ouverture récente de ce bassin semble revenir à MENARD (comm. personnelle, 1967), organisateur des campagnes NOVA de la Scripps Institution of Oceanography, après l'examen d'enregistrements bathymétriques (Fig. XIII-1) réalisés sur le N.O. CORIOLIS par l'ORSTOM (de CHALVRON *et al.*, 1966), puis l'idée "d'une rotation en sens inverse des aiguilles d'une montre de la plate-forme des Fidji a été une proposition spéculative suggérée par la forme en nébuleuse spirale de ce groupe d'îles" (MALAHOFF, 1970 ; COLEMAN, 1973).

Le premier modèle géodynamique proposé a été celui de CHASE (1971). Il s'appuyait essentiellement sur des données recueillies lors des campagnes NOVA (1967).

1 - Le modèle de CHASE (1971)

Les faits d'observation : les campagnes NOVA sur le plateau Nord-Fidjien avaient montré que le flux de chaleur était élevé dans ce bassin et que des linéations magnétiques symétriques de part et d'autre d'une ride de direction N-S (la ride Nova, dont l'existence a été contestée par la suite) pouvaient être identifiées. CHASE a utilisé également les données sur la sismicité du plateau (SYKES *et al.*, 1969) ainsi que les données se rapportant aux changements de pôles relatifs de rotation connus des plaques Australienne-Antarctique, Pacifique-Antarctique et Pacifique-Australienne (les pôles d'EULER sont déterminés à partir des expansions mesurées sur les dorsales Indienne-Antarctique et

Est-Pacifique ainsi que des directions des limites des plaques et des failles transformantes : MORGAN, 1968 ; LE PICHON, 1968). D'après CHASE, l'ouverture du plateau serait la conséquence des variations des mouvements relatifs entre les plaques Indienne et Pacifique et essentiellement du changement important du pôle de rotation entre 50 M.A. et 20 M.A.. La figure XIII-2 illustre cette évolution dans le temps.

Le raisonnement de CHASE est le suivant :

a) connaissant l'histoire des mouvements relatifs des plaques dans cette région, il explique a priori l'évolution tectonique de la région des Fidji comme la conséquence de l'interaction des plaques Australienne et Pacifique. Les mouvements ainsi fixés, dit-il, la seule liberté de choix est dans la position des limites des plaques ;

b) connaissant certaines limites actuelles (faits d'observation) et les directions des mouvements, il en déduit que l'effet principal pendant 10 M.A. a été l'ouverture du plateau Nord-Fidjien et du bassin de Lau, augmentant ainsi la séparation des arcs des Tonga et des Nouvelles-Hébrides ;

c) à cette étape de — 10 M.A., il constate alors que les mouvements relatifs sont encore identiques, mais il reconnaît que l'étape II antérieure (— 10 à — 20 M.A.) est difficile à reconstituer. Si les Nouvelles-Hébrides étaient attachées à la plaque Pacifique, elles auraient dû partir d'une position en prolongement des Tonga et des îles de Lau à — 20 M.A., et CHASE ajoute que pour éviter cette **situation impossible** (polarité sismique inverse des deux arcs) il faut rattacher les Nouvelles-Hébrides à la plaque Australienne.

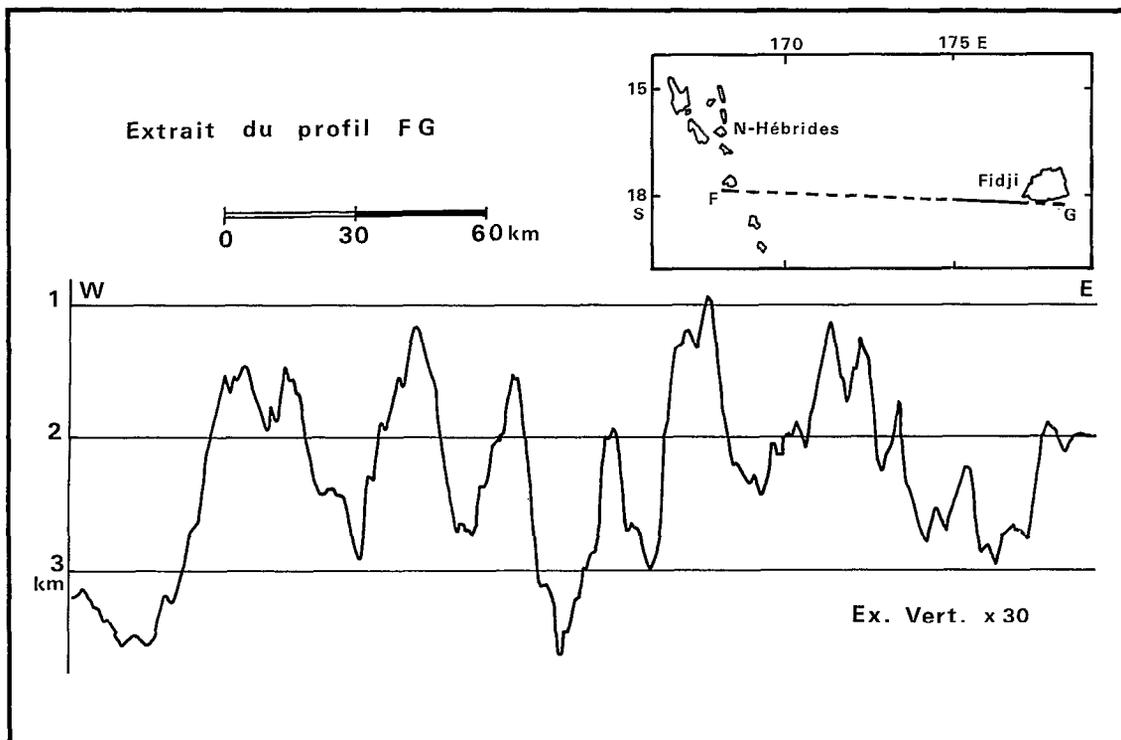


Fig. XIII-1 - Structures bathymétriques symétriques observées sur le plateau Nord-Fidjien. Bathymétrie de de CHALVRON *et al.*, 1966 (extrait du profil F G).

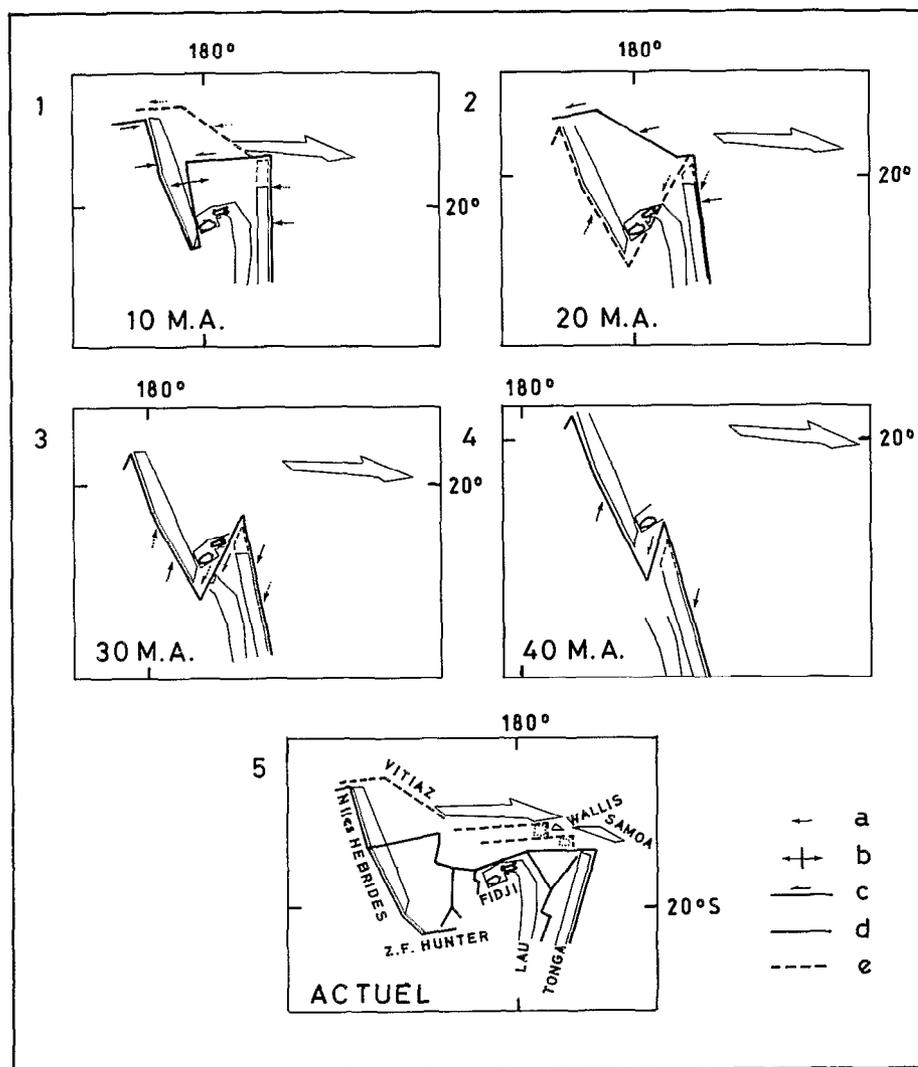


Fig. XIII-2 - Le modèle de CHASE (1971) - a = direction de mouvement ;
 b = expansion ; c = failles transformantes ; d = limites des plaques observées ;
 e = limites des plaques supposées.

Comme on le verra dans l'étude des modèles ultérieurs, les faits d'observation ont montré que la position des Nouvelles-Hébrides en prolongement des Tonga n'est pas une situation impossible ; des faits, indiquant qu'un changement de polarité de la sismicité aux Nouvelles-Hébrides (hypothèse non envisagée par CHASE) s'est bien produit, ont été observés.

Ainsi les reconstructions des étapes antérieures, étape III (— 20 à — 30 M.A.) et étape IV (— 30 à — 40 M.A.), bâties sur une situation de départ réfutée par les faits, n'ont plus de valeur.

On retiendra de ce modèle qu'il rend compte correctement, dans sa première partie, de l'ouverture du plateau Nord-Fidjien et du bassin de Lau, car il y a des faits d'observation précis à l'appui de ces modèles (linéations identifiées, limites de plaques nettes). L'absence d'observation pour expliquer les mouvements antérieurs décrits dans la deuxième partie conduit à une spéculation fragile.

2 - Le modèle de GILL et GORTON (1973)

Nature des faits nouveaux : étude pétrographique et géochimique de la polarité de la subduction.

Ces auteurs démontrent par une étude géochimique et des datations de roches prélevées aux îles Fidji, aux îles de Lau et aux Nouvelles-Hébrides que :

- les Fidji et les îles de Lau représentaient au Miocène supérieur l'arc insulaire relatif à une subduction plongeant vers le sud-ouest ;
- cette polarité est également celle observée aux Nouvelles-Hébrides pendant le Miocène inférieur.

Ils proposent alors l'hypothèse de la continuité d'un arc insulaire Nouvelles-Hébrides, Fidji, Tonga pendant l'Eocène. Cet arc est resté continu jusqu'au Miocène inférieur (Fig. XIII-3).

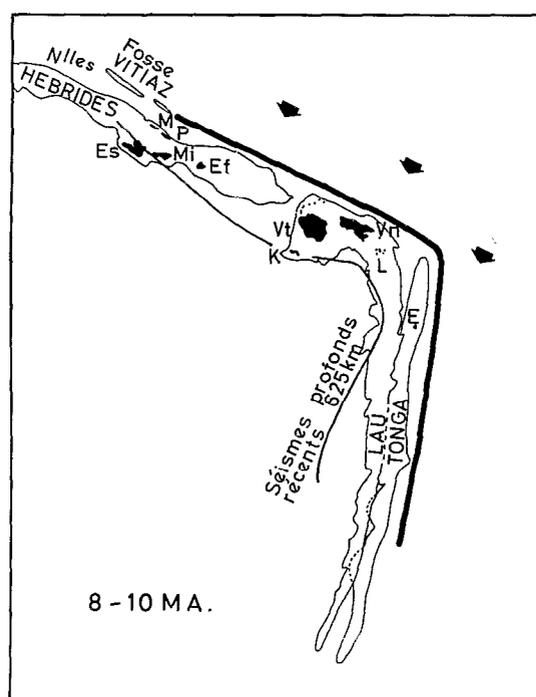


Fig. XIII-3 - Le modèle de GILL et GORTON (1973) - Les flèches indiquent la direction du déplacement relatif de la plaque Pacifique par rapport à la plaque Indo-australienne. Es = Espiritu Santo ; M = Maewo ; P = Pentecôte ; Mi = Mallicolo ; Ef = Efaté (Vaté) ; Vt = Viti Levu ; Vn = Vanua Levu ; K = Kandavu ; L = Lau ; E = Eua.

A propos de la fracturation ultérieure de l'arc ils proposent deux options à partir des observations faites :

a) au Miocène moyen, la séparation des Nouvelles-Hébrides des Fidji s'inscrit dans la géologie des Nouvelles-Hébrides par des déformations et des fracturations qui se sont conservées. ROBINSON (1969) note que de fortes contraintes E-W en compression ont affecté Santo et Mallicolo pendant cette période et RODDA (1967) suggère que les îles Fidji se sont soulevées et déformées à la même époque. Ce peut être aussi le moment de la collision du plateau d'Ontong Java avec les Salomon (MOBERLY, 1971), au niveau de la zone de subduction à vergence ouest située à cette époque sur la partie orientale des Salomon ;

b) au Pliocène ou il y a moins de 5.5 M.A., la séparation et l'inversion de la polarité pourraient correspondre au changement de la nature du volcanisme noté aux Fidji et aux Nouvelles-Hébrides.

Les auteurs en déduisent que le plateau Nord-Fidjien et le bassin de Lau sont comparables et jeunes. Dans leur conclusion, ils ne tranchent pas : "nous attribuons la distribution actuelle des îles à une fracturation de cet arc insulaire pendant le Miocène moyen et/ou le Pliocène jusqu'à l'actuel, causée ou au moins accompagnée par une distribution différente des contraintes entre les plaques Australienne et Pacifique".

Par rapport au modèle de CHASE, l'apport des faits nouveaux a conduit les auteurs à proposer l'existence d'un arc continu avant 10 M.A. et d'envisager des hypothèses sur sa fracturation avant et pendant la création du plateau Nord-Fidjien et du bassin de Lau.

3 - Le modèle de DUBOIS, LAUNAY et RECY (1973a, 1974a, 1975b) et DUBOIS, LAUNAY, RECY et MARSHALL (1977b).

Nature des faits nouveaux : mesures de la vitesse de subduction et cinématique des plaques.

L'étude du bombement de la lithosphère océanique avant son plongement sous les arcs des Nouvelles-Hébrides et des Tonga a permis de calculer les vitesses de subduction sous ces arcs. En effet, les taux de soulèvement des atolls fossiles situés sur ces bombements (île de Niue pour les Tonga, îles Loyauté pour les Nouvelles-Hébrides) ont été évalués grâce essentiellement à des datations des coraux de platiers surélevés. Connaissant la géométrie du bombement, on a pu en déduire le déplacement horizontal correspondant et par conséquent la vitesse de subduction. Elle a été évaluée à 12 cm/an pour les Nouvelles-Hébrides et à 9 cm/an pour les Tonga.

Revenant au mouvement relatif des plaques Australienne et Pacifique, on observe (Fig. XIII-4) qu'à la latitude de 20° S le mouvement relatif des deux plaques est de 10 cm/an (pôle de rotation de MINSTER *et al.*, 1974). Si l'on ajoute les taux de subduction opposés Tonga et Nouvelles-Hébrides sur le parallèle 20° S on trouve un total de 21 cm/an. Il faut donc admettre qu'entre les deux zones de subduction se trouve une ou plusieurs zones d'ouverture dont le taux d'expansion E-W est de 21—10 = 11 cm/an (Fig. XIII-4). Cette expansion actuelle (depuis 200.000 ans ; cette limite étant celle des datations des coraux soulevés) est probablement le résultat des ouvertures cumulées du bassin de Lau et du plateau Nord-Fidjien.

Ces observations permettent ainsi de confirmer les ouvertures des deux bassins proposées dans les modèles précédents. On verra que les valeurs des taux d'expansion trouvées grâce à l'identification des linéations magnétiques sur ces bassins donnent bien un total voisin de 10 cm/an. Par ailleurs le taux d'expansion semble constant dans le temps.

4 - Le modèle de FALVEY (1978)

Nature des faits nouveaux : données de paléomagnétisme sur les Fidji et les Nouvelles-Hébrides ; mise en évidence des linéations magnétiques du bassin de Lau (WEISSEL, 1977). FALVEY (1978) compare les données de paléomagnétisme provenant de différents sites. L'âge des échantillons étant connu, il montre qu'une rotation de 21° dans le sens inverse des aiguilles d'une montre a affecté les Fidji depuis 4 - 4.5 M.A., et qu'une rotation de 30° dans le sens des aiguilles d'une montre a affecté les Nouvelles-Hébrides depuis 6 M.A..

A partir de ces faits et d'une reconstitution de WEISSEL (1977) sur le bassin de Lau, FALVEY établit un schéma géodynamique avec ouverture en deux temps du bassin de Lau. Cette reconstruction conduit à une situation assez voisine de celle de GILL et GORTON. Une comparaison des deux reconstitutions montre pourtant que les positions relatives des îles avant 6 M.A. diffèrent notablement

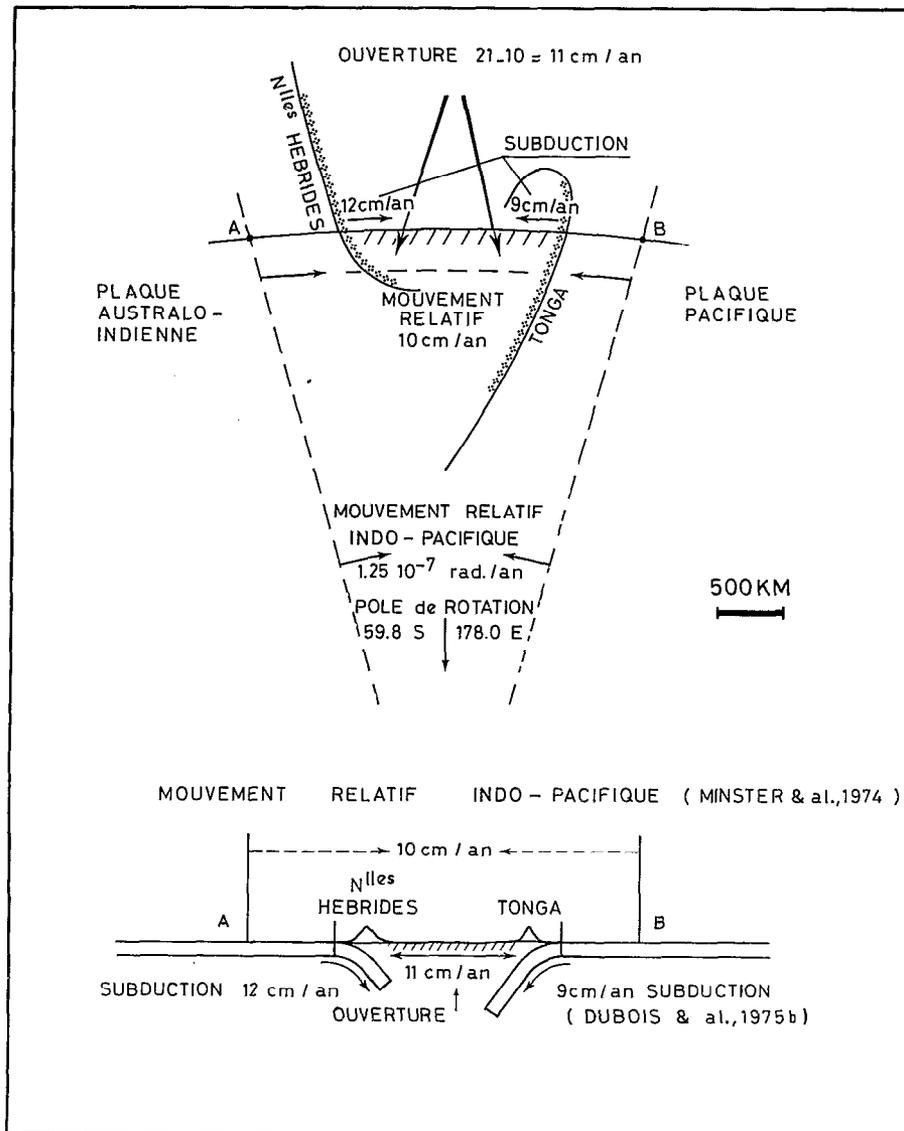


Fig. XIII-4 - Le modèle de DUBOIS, LAUNAY et RECY (1973a, 1974a, 1975b) et DUBOIS, LAUNAY, RECY et MARSHALL (1977b) - Les connaissances des mouvements relatifs des plaques A et B (MINSTER *et al.*, 1974) et des vitesses de subduction aux Nouvelles-Hébrides et Tonga permettent de calculer la somme des vitesses d'ouverture du bassin Nord-Fidjien et du bassin de Lau.

(Fig. XIII-3 et XIII-5) ; l'île d'Efaté est à 500 km au nord-ouest de Viti Levu pour GILL et GORTON alors qu'elle est accolée au sud-ouest de cette dernière pour FALVEY. Si l'évolution dans le temps, démontrée par l'ouverture du bassin de Lau, a été reconnue par les linéations magnétiques (WEISSEL, 1977), il n'en est rien pour les ouvertures et le point triple du modèle de FALVEY. Seule l'expansion NE-SW au moment de la fracturation de l'arc est observable, dans le nord-ouest du plateau Nord-Fidjien, d'après la direction des linéations dont une a été identifiée comme l'anomalie 4 (communication personnelle de MALAHOFF et LARUE) ; ces anomalies sont discordantes avec les anomalies postérieures, témoins de l'expansion E-W plus récente décrite par MALAHOFF (1979 a et b) et CHERKIS (1980). CARNEY et MACFARLANE (1978) ont comparé sur le plan de la pétrographie et de la

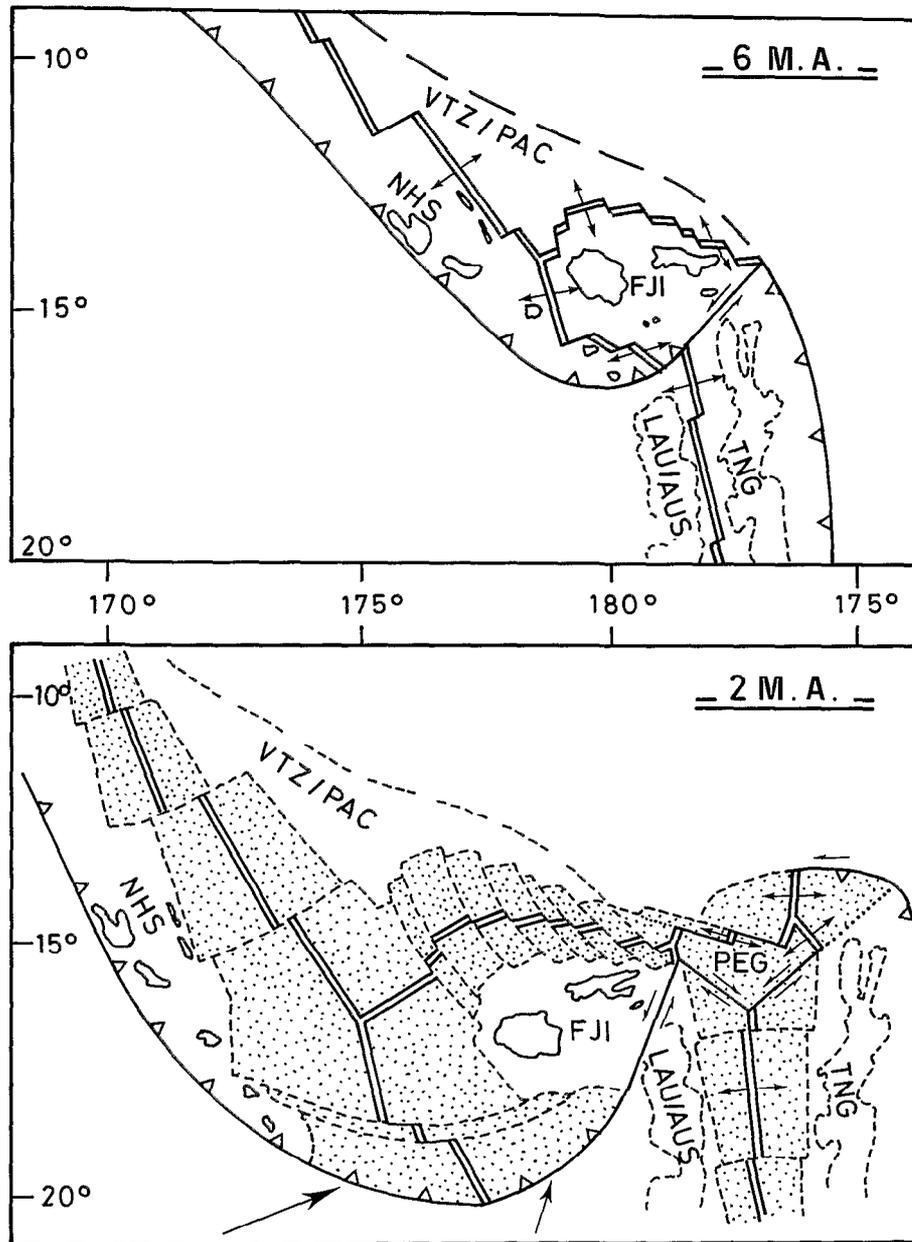


Fig. XIII-5 - Le modèle de FALVEY (1978) - 6 M.A. = fracturation des Nouvelles-Hébrides / Fidji. 2 M.A. = ouverture du bassin Nord-Fidjien et du bassin de Lau. VTZ/PAC = Vityaz-Pacifique ; NHS = Nouvelles-Hébrides Sud ; FJI = Fidji ; TNG = Tonga ; LAU/AUS = Lau-Australie ; PEG = Peggy.

stratigraphie les Nouvelles-Hébrides et les Fidji, et ont observé que seules les formations anté-Miocène supérieur des Nouvelles-Hébrides septentrionales et centrales présentaient des similitudes avec celles des Fidji. Ils considèrent que de l'Oligocène supérieur au Miocène moyen les Fidji étaient accolées directement aux Nouvelles-Hébrides centrales, au sud de Mallicolo, et que la partie sud de l'arc insulaire actuel des Nouvelles-Hébrides est postérieure au début de l'ouverture du plateau Nord-Fidjien et liée au changement de polarité de la subduction, puisqu'il s'agit du prolongement sud de l'arc volcanique post-miocène à actuel. Ils considèrent aussi que le changement de polarité de la subduction sous les Nouvelles-Hébrides est à l'origine de la mise en place des péridotites sous forme de diapir mantellique (7-5 M.A.), mais cette assertion provient essentiellement de la synchronisation apparente de ces deux événements.

5 - Le modèle de MALAHOFF, HAMMOND et FEDEN (1979a) et MALAHOFF, HAMMOND, FEDEN et LARUE (1979b).

Faits nouveaux : des levés aéromagnétiques ont été effectués sur le plateau Nord-Fidjien et sur le bassin de Lau. L'identification des anomalies montre que le plateau Nord-Fidjien est la plus ancienne de ces deux structures, avec des anomalies identifiées de l'actuel à 6 M.A. (3'). Les bassins de Lau et du Havre montrent des anomalies s'étendant de l'actuel à 3 M.A. (2'). Les vitesses d'ouverture calculées sont respectivement de 6 cm/an et de 5 cm/an pour les deux bassins. En comparant avec les données de paléomagnétisme sur échantillons, on voit que les Nouvelles-Hébrides tournaient de 30° dans le sens des aiguilles d'une montre et les îles Fidji de 55° dans le sens opposé pendant que s'ouvrait le plateau Nord-Fidjien.

La même méthode de mesures du champ paléomagnétique donne pour la rotation des Fidji une valeur plus importante que celle avancée par FALVEY, et ce, pour une période à peine plus étendue. Cette différence n'a pas reçu d'explication.

Dans la reconstitution de MALAHOFF *et al.* (Fig. XIII-6) avant la fracturation et la séparation, Efate est à 500 km au nord-ouest de Viti Levu, ce qui est en contradiction avec l'interprétation de CARNEY et MACFARLANE.

LARUE *et al.* (1980) observent une ressemblance morphologique et structurale entre le bassin de Baravi, situé au sud de l'île de Viti Levu (Fidji) et les bassins inter-arc des Nouvelles-Hébrides centrales à l'est de Mallicolo et Espiritu Santo. Ces arguments renforcent l'hypothèse avancée par CARNEY et MACFARLANE (1978) de la continuité, à l'origine, d'un arc insulaire unique, comprenant les

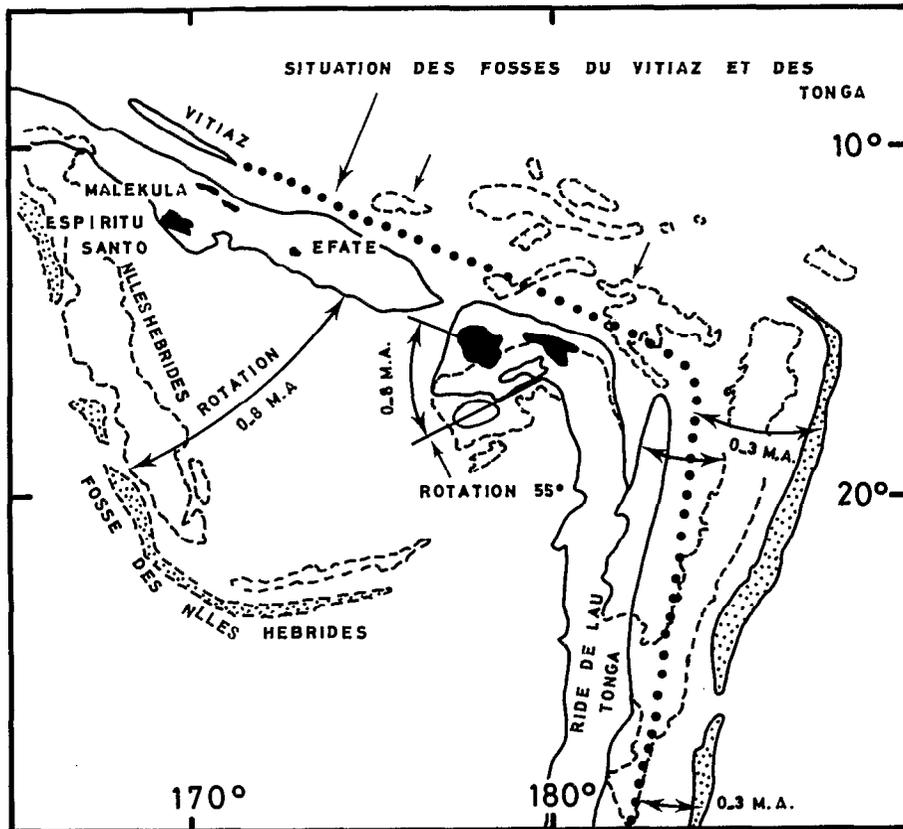


Fig. XIII-6 - Le modèle de MALAHOFF, HAMMOND et FEDEN (1979a) et MALAHOFF, HAMMOND, FEDEN et LARUE (1979b) - Rotations relatives des Nouvelles-Hébrides, des Fidji et des Tonga par rapport à une ligne de subduction initiale Vityaz-Tonga.

Nouvelles-Hébrides septentrionales et centrales, les Fidji et la ride de Lau. La fragmentation de cet arc est liée à l'ouverture, à partir du Miocène supérieur, du plateau Nord-Fidjien et du bassin de Lau, alors que la création des Nouvelles-Hébrides du sud est liée à l'inversion de polarité de la subduction.

Discussion

La position relative des Nouvelles-Hébrides centrales par rapport aux Fidji, avant l'ouverture du plateau Nord-Fidjien, est différente suivant les modèles proposés. Pour certains auteurs la partie méridionale de l'arc des Nouvelles-Hébrides n'existait pas à l'époque, puisqu'aucune roche anté-Pliocène n'a été observée sur les îles du sud (Efaté, Erromango). D'autres admettent implicitement cette existence sans pour autant en avoir la preuve. L'absence d'argument déterminant sur ce point explique la variabilité des modèles.

Il n'y a pas, pour l'instant, d'argument géomagnétique déterminant en faveur d'une ouverture NE-SW telle que l'a proposée FALVEY (Fig. XIII-5), sinon la discordance d'une éventuelle anomalie 4 avec les anomalies 3' - 0 relatives à l'ouverture E-W. CHERKIS (1980) n'observe pas d'anomalie 4 reconnaissable dans la couverture aéromagnétique du plateau Nord-Fidjien.

Les cinq modèles décrits nous ont montré l'aspect positif des modélisations bâties sur des faits d'observation. Les contre-exemples abondent. Nous en examinerons quelques-uns choisis dans la même région.

Limites des modélisations : exemples du plateau Nord-Fidjien, des Nouvelles-Hébrides et du Sud-Ouest Pacifique.

1 - La deuxième partie du modèle de CHASE (1971)

L'ouverture du plateau Nord-Fidjien proposée par cet auteur reposait sur une interprétation des anomalies magnétiques observées sur le bassin. La polarité inverse des arcs des Nouvelles-Hébrides et des Tonga l'avait conduit à réfuter l'idée d'une continuité à l'origine, entre ces arcs, situation devant laquelle on se trouvait nécessairement avant l'ouverture du plateau Nord-Fidjien. A partir de cette affirmation, CHASE construit un modèle (Fig. XIII-2) qui ne tient pas compte des faits d'observation locaux, sinon des mouvements relatifs à l'échelle du Sud-Ouest Pacifique des plaques Australienne et Pacifique. Cette deuxième partie très spéculative du modèle s'est trouvée très rapidement réfutée par des faits d'observation nouveaux : pétrographie, géochimie, paléomagnétisme.

2 - Le modèle de la lithosphère détachée de BARAZANGI, ISACKS, OLIVER, DUBOIS et PASCAL (1973)

Dans ce modèle, les séismes profonds observés sous le plateau Nord-Fidjien sont supposés se produire dans un morceau détaché de la lithosphère plongeante actuelle des Nouvelles-Hébrides (BARAZANGI *et al.*, 1973). Cette hypothèse est basée sur un certain nombre d'observations : l'interruption de la sismicité entre 350 et 600 km de profondeur, l'absence de continuité dans la propagation des ondes P et S et l'atténuation des ondes S dans l'intervalle compris entre 350 et 600 km (PASCAL *et al.*, 1973).

Une série d'observations ultérieures sur la sismicité profonde a montré que ce modèle n'était pas satisfaisant. En effet la sismicité profonde n'est pas limitée à la partie nord du plateau Nord-Fidjien. Depuis 1973 des séismes profonds ont été observés au nord-ouest et au sud-est de cette zone et la carte de la sismicité profonde (Fig. XIII-7) montre qu'il y a quasiment continuité entre les séismes profonds des Salomon et ceux du plateau Nord-Fidjien et que cet alignement se dirige vers les séismes les plus profonds de la zone de subduction des Tonga. Cette répartition de séismes profonds apparemment

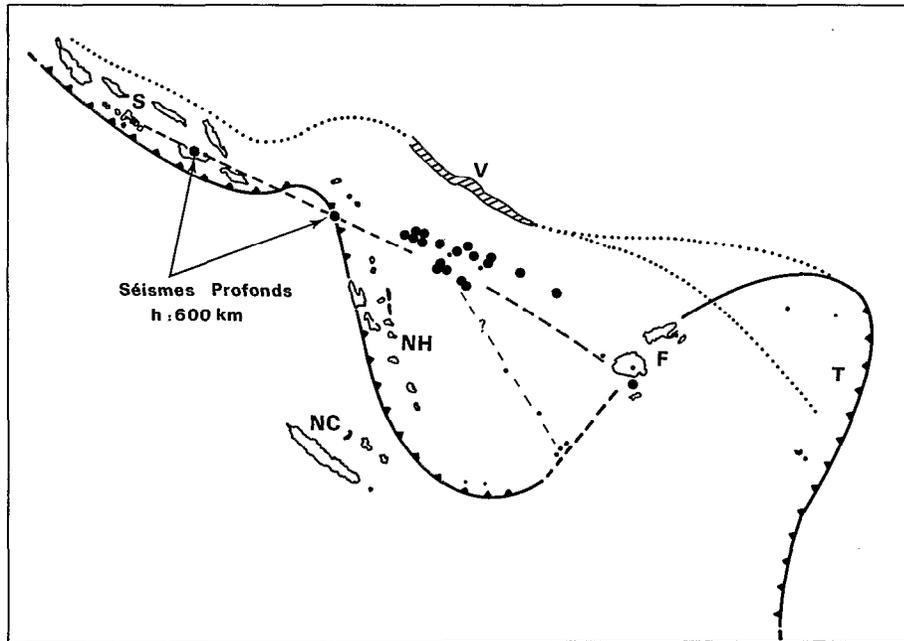


Fig. XIII-7 - Les séismes profonds correspondant à la zone de subduction fossile Nord-Salomon/Vityaz/Tonga d'après ISACKS et BARAZANGI (1977). Les gros ronds noirs représentent les séismes compris entre 600 et 699 km, les petits ronds noirs, ceux compris entre 500 et 599 km ; NC = Nouvelle-Calédonie ; NH = Nouvelles-Hébrides ; S = Salomon ; V = Vityaz ; F = Fidji ; T = Tonga. Les pointillés représentent le tracé de la fosse du Vityaz (2 hypothèses pour la jonction avec Tonga) et les tiretés, la sismicité profonde du plateau Nord-Fidjien.

indépendants, du moins dans la région Salomon - plateau Nord-Fidjien, des subductions actuelles, et la présence des fosses inactives du Vityaz et Nord-Salomon, qui peuvent être interprétées comme des reliques d'anciennes subductions, ont conduit à supposer que cette sismicité profonde pouvait être l'image de la subduction antérieure à l'ouverture du plateau Nord-Fidjien.

Nous nous garderons pourtant d'accepter ce nouveau modèle comme une explication définitive de la sismicité profonde. En effet, il laisse inexplicés certains faits d'observation. Pourquoi la sismicité est-elle si importante dans la zone au sud de la fosse du Vityaz ? Pourquoi deux lignes sismiques apparaissent-elles sous le plateau Nord-Fidjien (voir la figure 2 d'ISACKS et BARAZANGI, 1977) ? Une tentative d'explication est donnée à ce deuxième phénomène dans le chapitre V-5.

Les informations insuffisantes ont conduit à un premier modèle trop spéculatif. Le second modèle donne au phénomène son amplitude régionale mais l'explication proposée est sous la dépendance de l'évolution des connaissances sur l'histoire géodynamique de la région.

3 - Le modèle des bassins inter-arcs ou marginaux actifs de KARIG (1970 a) et KARIG et MAMMERICKX (1972)

Dans le schéma structural qu'il donne d'un arc insulaire, KARIG (1970a) met en évidence une zone d'ouverture qu'il appelle bassin inter-arc. Aux Tonga-Kermadec il identifie les bassins de Lau et du Havre à des bassins inter-arcs. Aux Nouvelles-Hébrides, arc jeune, KARIG et MAMMERICKX (1972) considèrent que ces bassins sont les fossés du Coriolis, fossés étroits qui, pour ces auteurs, représentent l'état juvénile des bassins inter-arcs. Dans les schémas de KARIG, les bassins inter-arcs séparent la ligne volcanique d'un 3ème arc rémanent inactif, en arrière duquel se situe le bassin marginal inactif. Un tel modèle s'applique mal aux Nouvelles-Hébrides. En effet, en arrière de l'arc rémanent, ici la chaîne de Futuna, bord oriental du fossé inter-arc, se trouve précisément le plateau Nord-Fidjien, bassin marginal actif.

S'il existe une zone d'ouverture en arrière de l'arc des Nouvelles-Hébrides, c'est plutôt sur le plateau Nord-Fidjien (où l'ouverture est prouvée par les linéations magnétiques) que dans le fossé du Coriolis où aucun fait d'observation ne prouve qu'il y ait une ouverture importante (DUBOIS *et al.*, 1975 et 1978). Il semble ici que l'auteur ait été prisonnier d'un formalisme de nomenclature du modèle qu'il avait établi, sur des critères essentiellement morphologiques, à partir d'observations faites d'abord sur l'arc des Tonga, considéré comme typique : premier arc ou arc frontal, deuxième arc ou arc volcanique actif séparé, par un bassin inter-arc actif, du troisième arc ou arc rémanent inactif. Cela prouve que le modèle morphologique classique proposé par KARIG puis précisé par la suite (KARIG and SHARMAN, 1975) s'applique mal au cas des Nouvelles-Hébrides ; ce modèle est donc incomplet.

4 - La deuxième partie du modèle de FALVEY (1978)

Il s'agit de la fracturation de l'arc initial Nouvelles-Hébrides - Fidji - Lau, à partir d'un point triple et d'axes d'expansion hypothétiques qu'aucune donnée d'observation ne permet d'étayer (Fig. XIII-5). Si la rotation des Nouvelles-Hébrides et des Fidji apparaît établie d'après les mesures de paléomagnétisme sur les îles, encore que la valeur de cette rotation soit sujette à controverses, le modèle de fracturation proposé ne représente qu'une des nombreuses spéculations possibles pour expliquer cette rotation, puisqu'il ne s'appuie sur aucune observation paléomagnétique sur le plateau Nord-Fidjien.

L'étude critique des modèles susceptibles d'expliquer l'origine et la formation du plateau Nord-Fidjien fait donc ressortir la nécessité impérieuse d'établir des distinctions nettes entre faits d'observation, interprétation géotectonique et modèles spéculatifs ; l'insuffisance des données, ou "l'oubli" de certaines d'entre elles, ont conduit parfois les auteurs à présenter comme des modèles contraints uniques ce qui aurait dû être considéré comme une des multiples hypothèses de travail possibles.

Ainsi, en l'état actuel de nos connaissances du plateau Nord-Fidjien et compte tenu des précautions énoncées ci-dessus, on peut dire :

- que l'ouverture, à partir de 6 M.A. au moins, du plateau Nord-Fidjien et celle, à partir de 3 M.A. au moins, du bassin de Lau sont indubitables ;
- qu'il y a eu rotation corrélative de l'archipel des Nouvelles-Hébrides et des Fidji ;
- qu'un arc unique de subduction E-W ou NE-SW existait avant 6 M.A., mais que son âge ainsi que celui de l'arrêt de la subduction ne sont pas connus avec précision ;
- que des incertitudes demeurent au sujet du processus de fracturation et de séparation entre Nouvelles-Hébrides, fosse du Vityaz et Fidji.

5 - Les modèles sur le Sud-Ouest Pacifique de CROOK (1978), de DUGAS et PARROT (1978) et PARROT et DUGAS (1980)

Le problème de l'échelle.

La reconstruction géodynamique d'une structure récente nous a montré les difficultés de ce genre d'entreprise. Lorsque la reconstitution porte sur des périodes de longue durée, les difficultés s'accroissent encore. L'échelle du phénomène intervient également. En effet à l'échelle du globe on a établi maintenant avec une certaine cohérence des modèles de mouvements relatifs, et même absolus, des principales plaques lithosphériques. Dans le Sud-Ouest Pacifique, on peut rendre compte jusqu'à 100 M.A. des mouvements relatifs des plaques Indienne, Pacifique et Antarctique. On peut aussi dire que depuis 100 M.A. la marge Pacifique - Australie s'est élargie (création de la mer de Tasman, de la mer de Corail, du bassin de Nouvelle-Calédonie, du bassin Sud-Fidjien etc..) et que l'ensemble s'est déplacé vers le nord. Mais lorsqu'on veut entrer dans le détail de l'évolution de chaque structure constitutive de la marge et surtout des relations entre les structures, on se heurte à un certain nombre de difficultés. Deux reconstitutions récentes illustrent ces problèmes, les modèles de CROOK (1978), de DUGAS et PARROT (1978) et PARROT et DUGAS (1980).

En effet, si l'on compare pour ces deux modèles les reconstitutions à — 38 M.A. : dans celui de CROOK, l'ensemble des structures anciennes des Salomon et Nouvelles-Hébrides se trouve à 3000 km au nord-est de la Nouvelle-Guinée et de la Nouvelle-Calédonie.

Dans celui de PARROT-DUGAS, cet ensemble Salomon - Nouvelles-Hébrides, reste d'une subduction éocène à polarité vers le NE, commence à peine à se séparer de la Nouvelle-Calédonie et de la Nouvelle-Guinée avec lesquelles il formait un ensemble continu à l'Eocène (Fig. XIII-8).

Sans entrer dans une critique de ces deux modèles, on peut voir dans la divergence existante le résultat du choix d'hypothèses de travail différentes destinées à expliquer des faits particuliers (linéations et mouvement général des plaques pour CROOK, analyse pétrologique pour PARROT-DUGAS) et ne tenant pas compte, notamment dans le second, des contraintes que constituent les observations dans des domaines d'étude différents.

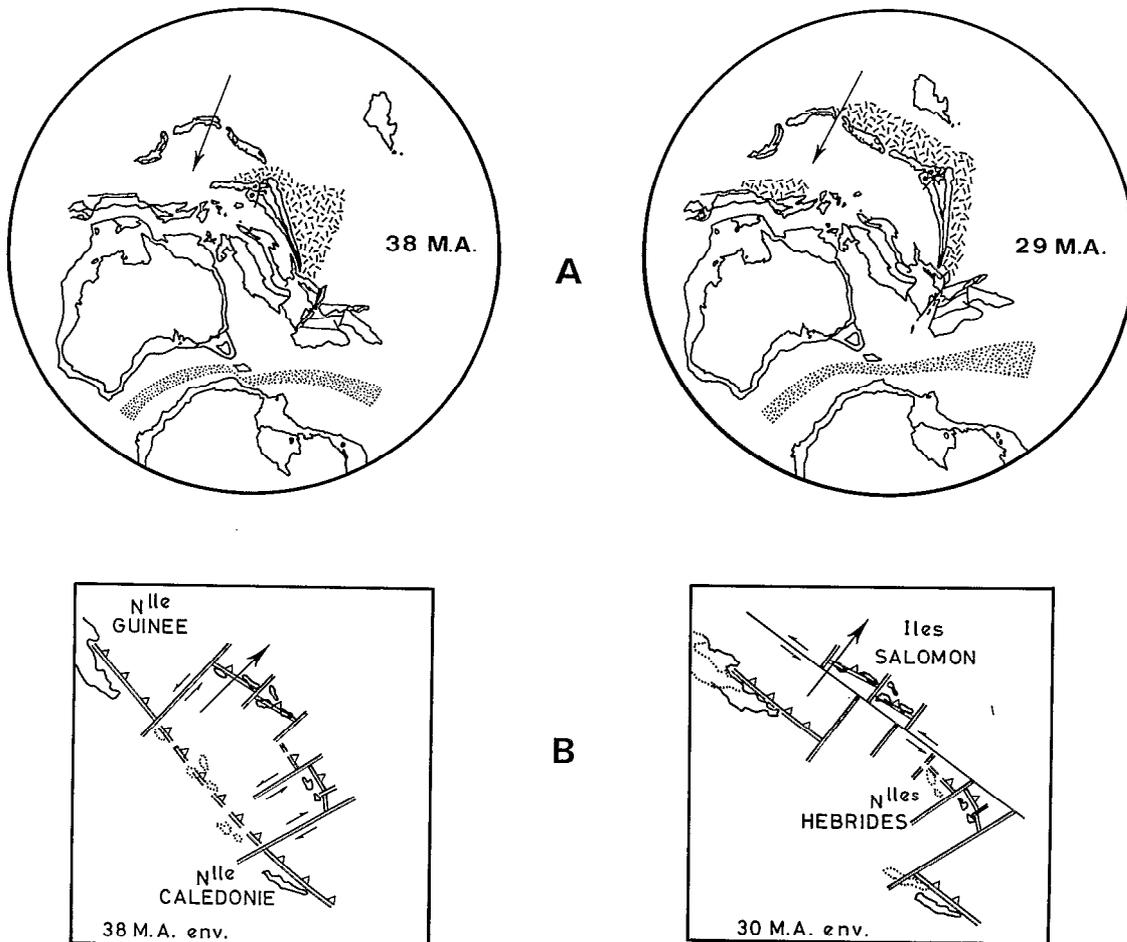


Fig. XIII-8 - Comparaison de deux modèles sur le Sud-Ouest Pacifique. A = le modèle de CROOK (1978). B = le modèle de PARROT et DUGAS (1980) - Les polarités des subductions, à la même époque, sont opposées.

Conclusion

Tous ces exemples, celui d'une évolution récente (le plateau Nord-Fidjien) et celui d'une évolution plus ancienne et plus vaste, expliquent pourquoi la plupart des spéculations sont rapidement réfutées par l'apport de faits d'observation nouveaux, alors même que les modèles simples de reconstitution portant sur des périodes récentes et reposant sur des observations nombreuses et indépendantes (linéations, pétrographie, géomagnétisme, sismicité etc...) comportent des lacunes importantes.

Il semble maintenant établi que la limite des plaques Indienne-Pacifique a été plus proche de l'Australie il y a 100 M.A. qu'actuellement et que la zone de marge s'est progressivement élargie ; mais l'évolution récente (moins de 10 M.A.) d'un ensemble comme le plateau Nord-Fidjien montre la complexité et la rapidité des phénomènes impliqués. Au cours de la progression vers l'est de la limite entre les plaques Australienne et Pacifique, ayant eu pour conséquence l'élargissement de la zone de marge, de multiples scénarios successifs, semblables ou comparables à celui de l'ouverture du plateau Nord-Fidjien, ont eu le temps de se réaliser. Il est clair que leur reconstitution et la compréhension de leurs interactions présentent des difficultés nombreuses. De plus, de très importantes surfaces de lithosphère océanique ont été "avalées". En 100 M.A. une subduction continue EW ou WE de 8 cm/an sur un front de 4000 km (longueur des zones de subduction du Sud-Ouest Pacifique) consomme 32 millions de km², soit plus de deux fois la surface totale de toute la marge orientale actuelle du continent australien, une grande partie de cette lithosphère disparue appartenant à la plaque Pacifique.

Mais l'exemple de la subduction à polarité inversée des Nouvelles-Hébrides montre que la lithosphère des bassins marginaux a aussi été consommée (600 000 km² au moins l'ont été aux Nouvelles-Hébrides dans la phase de subduction actuelle) entraînant des chaînes (fracture du type d'Entrecasteaux, guyots) et autant de témoins de l'histoire géologique antérieure. Si 600 000 km² de bassin marginal ont disparu sous les Nouvelles-Hébrides depuis 6 M.A., combien ont été consommés depuis 100 M.A. dans les différentes zones de subduction aujourd'hui fossiles ?

Les exercices de reconstitutions régionales ne sont certes pas inutiles mais leur multiplicité paraît excessive en regard des données nouvelles publiées ; les parties spéculatives des modèles sont trop souvent présentées au même niveau que les faits. Leur principal intérêt devrait être de mettre en relief les problèmes pendents et de proposer des guides aux travaux futurs susceptibles d'y apporter des solutions.

C'est pourquoi la conclusion de cet ouvrage ne sera pas consacrée à un tel exercice afin de rester fidèle aux objectifs exposés au chapitre introductif.

RÉSULTATS PRINCIPAUX ET PERSPECTIVES D'AVENIR

L'objectif de la deuxième partie du chapitre qui clôt cet ouvrage n'est pas de reprendre de façon exhaustive tous les résultats déjà exposés dans les différentes "conclusions" des articles et des chapitres, mais de faire ressortir certaines observations ou certaines hypothèses dont l'intérêt dépasse le cadre régional et qui permettent de considérer, dans une optique nouvelle, certains concepts de la tectonique des plaques.

L'idée directrice de ce mémoire a été de progresser dans le domaine de l'étude du phénomène de la subduction. Pour cette raison, la partie consacrée aux zones de subduction actives et aux structures associées tient la place la plus importante dans cet ouvrage et la comparaison de certains résultats a valeur d'exemple.

Les zones de subduction

Les zones de subduction actives des Nouvelles-Hébrides et des Tonga-Kermadec sont à des stades d'évolution différents, les phases de subduction en cours ayant débuté beaucoup plus récemment aux Nouvelles-Hébrides (il y a sans doute moins de 5 M.A.) qu'aux Tonga-Kermadec (il y a 50 M.A. , probablement sans interruption). Leur étude a montré que les schémas simples qui avaient été proposés sont souvent en désaccord avec les observations nouvelles.

La morphologie

C'est ainsi qu'aux Nouvelles-Hébrides le quadrillage bathymétrique de la partie méridionale de l'arc, pourtant moins complexe sur le plan de la structure générale que la partie septentrionale, a mis en évidence la grande variabilité, d'un profil à l'autre, de la morphologie de la pente interne de la fosse (Chapitres II-2 et III-2). Les différences observées résultent de la plus ou moins grande influence relative de divers facteurs, telles les irrégularités de la morphologie de la plaque plongeante, la quantité d'apports volcanoclastiques en provenance de l'arc volcanique et d'éventuelles intrusions magmatiques localisées. Le classement de l'arc néo-hébridais en fonction de la morphologie d'un unique profil jugé caractéristique du type de l'arc, comme cela avait été fait précédemment (KARIG and SHARMAN, 1975), n'apparaît donc plus possible, et les critères de la classification demandent à être affinés.

L'influence de la morphologie de la plaque plongeante sur celle du flanc interne de la fosse est particulièrement évidente aux Tonga-Kermadec (Chapitre V-2). Le flanc interne de la fosse des Tonga, qui s'étend vers le sud jusqu'au niveau de la ride de Louisville, présente une certaine constance morphologique tout au long de l'arc. La même observation peut être faite sur le flanc interne de la fosse des Kermadec, au sud de la ride de Louisville. Dans l'un et l'autre cas on peut y voir l'influence de la régularité de la plaque plongeante et la conséquence probable de la durée de la subduction qui a moyenné dans le temps et l'espace l'action des phénomènes locaux ou mineurs. Par contre la morphologie du flanc interne de chacune de ces fosses apparaît différente de part et d'autre de la ride de Louisville, qui les sépare et s'aligne sur la plaque Pacifique selon une direction oblique par rapport au mouvement de convergence des plaques. Au nord de cette ride, la pente du flanc interne de la fosse (Tonga) est nettement plus accentuée qu'au sud (Kermadec), et l'arc frontal est surélevé et plus développé. Cette morphologie est le résultat de l'action de la ride de Louisville qui a "balayé" l'arc des Tonga au cours de la subduction de la plaque Pacifique. L'effet induit reste permanent et cette morphologie nouvelle progresse vers le sud au fur et à mesure du déplacement relatif de la ride dans cette direction. Si aucun témoin de cette ride ne subsistait sur la plaque Pacifique, la différence de morphologie entre les Tonga et les Kermadec n'aurait probablement pas reçu d'explication convaincante. On prend ainsi la mesure de la difficulté à classer et à comparer des morphologies résultant de l'influence de nombreux événements du passé souvent difficiles à appréhender ; un tel exercice doit donc être abordé avec précaution, en affinant de plus en plus l'analyse des différents éléments observés.

L'activité sismique

La répartition de la sismicité dans l'espace, étudiée à partir des séismes observés sur un nombre assez important de stations (50 dans le cas des Nouvelles-Hébrides, 100 dans le cas des Tonga) pour garantir une bonne précision dans la localisation de leur hypocentre, a montré des hétérogénéités importantes dont l'interprétation remet en cause les schémas traditionnels sur la régularité et la continuité de la plaque plongeante.

Aux Nouvelles-Hébrides (Chapitres II-6 et III-3) la profondeur maximum du plan de Benioff varie tout au long de l'arc. On peut donc supposer que la lithosphère consommée n'a pas partout la même longueur et, en corollaire, que la subduction initiée d'abord au nord de l'arc vers 12° S s'est étendue vers le sud et qu'un phénomène identique débutait en même temps entre 16 et 20° S ; les deux zones de

convergence se seraient ensuite raccordées au niveau de Santo puis étendues vers le nord et le sud. Une telle interprétation de la disposition irrégulière des séismes implique que la période d'observation (1961-1977) est considérée comme suffisante pour que la sismicité donne une image réelle de la configuration de la plaque, ce qui n'est pas établi ; on se refuse à admettre, en fait, qu'une partie de la lithosphère plongeante ait pu rester, dans certains secteurs, sismiquement inactive pendant la période considérée.

Aux Tonga (Chapitre V-5) l'épaississement important de la zone sismique, au-dessous de 500 km, peut être interprété comme la conséquence des ruptures successives subies, en profondeur, par la plaque plongeante dont les différents lambeaux se seraient disposés en écailles juxtaposées. Une telle interprétation de la sismicité profonde des Tonga n'est certes qu'une hypothèse ; si aux Nouvelles-Hébrides des réseaux sismologiques temporaires à "petite maille" ont donné des localisations de séismes superficiels et intermédiaires identiques à celles obtenues par l'I.S.C et en ont conforté la précision, l'erreur possible sur les déterminations de séismes profonds reste inconnue. Il n'en reste pas moins que la dispersion des hypocentres des séismes profonds des Tonga dépasse nettement la marge d'erreur envisageable sur les déterminations et que la répartition observée n'est certainement pas un artefact.

L'étude de la sismicité de l'arc a montré que les précisions dans la détermination des foyers étaient le point clé de tout progrès dans ce domaine. En effet une incertitude supérieure à ± 10 km ne permet pas de dire s'il existe ou non une double zone sismique comme c'est le cas au Japon, aux Aléoutiennes ou en Amérique du Sud. Elle ne permet pas non plus de voir comment s'organisent les groupes de séismes à l'intérieur de la lithosphère. Cette imprécision ne peut pas être levée par l'utilisation de micro-réseaux ou d'une méthode de détermination sophistiquée comme celle du J H D ; on doit maintenant, dans les calculs de localisation, tenir compte du fait que le milieu n'est pas un milieu homogène stratifié. Il faut donc s'attacher à améliorer les programmes de détermination en tenant compte de ce que l'on connaît sur la structure de l'arc (réfraction, gravimétrie). Toutefois, dans les apports nouveaux en sismologie, c'est l'irrégularité de la répartition des séismes dans la zone de Benioff qui semble être le fait le plus marquant. Une relation entre les discontinuités de la lithosphère plongeante et cette sismicité semble maintenant établie.

Un autre apport du plus grand intérêt (Chapitre II-6) est l'observation d'une zone d'atténuation, dont l'extension reste à préciser, au contact des plaques lithosphériques ; cette "zone molle" favoriserait un déplacement relatif entre les plaques par cisaillement visqueux, ce qui impliquerait qu'une partie seulement de ce déplacement se traduise par des séismes ; un tel mécanisme a été observé sur la faille de San Andreas où une partie seulement du déplacement est directement liée à l'activité sismique.

Enfin la structure interne de la lithosphère plongeante a été connue grâce à l'interprétation de diverses phases qui apparaissent sur les sismogrammes. Ainsi a-t-on proposé des modèles de lithosphère où une zone anisotrope à vitesse des ondes P élevée se situe à la base et une zone de faible vitesse en surface. L'anisotropie correspond semble-t-il à un régime général de contraintes dans la lithosphère plongeante (peut-être dû à la flexure de cette lithosphère) ou à la différence entre les propriétés de la croûte et celles du reste de la lithosphère plongeante.

La structure de l'arc

La comparaison des structures de la croûte des arcs des Nouvelles-Hébrides et des Tonga met en évidence des différences contraires à celles qui étaient attendues en fonction des concepts généralement admis.

Aux Nouvelles-Hébrides, la croûte atteint 26 km d'épaisseur dans la partie méridionale de l'arc si on admet que les vitesses entre 7,7 et 8 km/s observées sur les profils de sismique réfraction, anormalement basses par rapport à un Moho classique, sont représentatives de la surface du manteau supérieur (Chapitre II-4). Aux Tonga, les vitesses de propagation des ondes de compression sur cette surface

sont encore plus faibles (de l'ordre de 7,6 km/s) et la croûte ainsi définie ne dépasse pas 15 km d'épaisseur (Chapitre V-3). Dans la partie méridionale de l'arc néo-hébridais et malgré la jeunesse relative de celle-ci (moins de 5 M.A.), la croûte est donc nettement plus épaisse que dans l'arc des Tonga, beaucoup plus ancien (environ 50 M.A.) ; l'épaississement de la couche inférieure de la croûte, plus marqué aux Nouvelles-Hébrides qu'aux Tonga (18 km au lieu de 8 km), appuie cette observation et confirme la réalité de la limite inférieure de la croûte admise. Le concept de l'épaississement de la croûte avec le temps, par suite des émissions de l'arc volcanique et de l'accrétion de matériau en provenance de la plaque plongeante, semble donc devoir être remis, au moins partiellement, en cause.

Les vitesses dans le manteau supérieur, faibles sous l'arc des Nouvelles-Hébrides, le sont encore plus sous celui des Tonga malgré son ancienneté relative; il n'y a donc pas régularisation de la structure du manteau supérieur avec l'âge pour les périodes considérées même s'il semble établi que, d'une façon générale, ces vitesses soient plus élevées sous les arcs très anciens (plus de 100 millions d'années) que sous les arcs jeunes (moins de 50 millions d'années) et proches, sous les premiers, de celles observées dans un manteau normal sous les continents et les océans.

L'influence de la lithosphère plongeante

L'analyse des résultats de gravimétrie exposés dans différents chapitres de ce mémoire apparaît particulièrement intéressante.

Un profil gravimétrique recoupant l'ensemble des structures caractéristiques de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides présente une anomalie à l'air libre positive dissymétrique de grande longueur d'onde ; les gradients des flancs de cette anomalie ne peuvent être expliqués par l'effet de surface des bassins adjacents à l'arc des Nouvelles-Hébrides, dont la morphologie et la structure auraient un effet inverse (Chapitres II-5 et VIII). Il faudrait notamment supposer, au niveau du plateau Nord-Fidjien, un épaississement vers l'est de la croûte, ce qui est contraire aux résultats de la sismique réfraction et au contexte géodynamique (présence d'une dorsale active en position médiane dans le bassin). Un modèle de distribution des densités dans la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides a été construit (Chapitre II-5) en attribuant aux différentes couches de la partie supérieure des lithosphères en présence les épaisseurs données par la sismique réfraction et les densités déduites des vitesses à partir de la courbe expérimentale vitesse - densité. Ce modèle ne rend pas compte de la totalité de l'anomalie à l'air libre observée. En effet, une anomalie résiduelle positive de grande longueur d'onde et dissymétrique subsiste. Si on accepte la réalité de la relation vitesse-densité pour les couches superficielles des lithosphères étudiées, on est obligé d'admettre l'influence d'une cause plus profonde qui peut être la présence d'un manteau supérieur anormalement dense sous l'arc, ou l'effet de la lithosphère plongeante. La première hypothèse est en contradiction avec les basses vitesses observées à la surface du manteau en sismique réfraction, qui indiqueraient une densité faible ; la présence d'un manteau supérieur dense mais à vitesse de transmission des ondes faible à cause de la présence d'une phase liquide apparaît, en effet, peu probable, du fait de l'absence d'atténuation des ondes sismiques de cisaillement sous l'arc dans la partie considérée. Il est, d'autre part, admis par certains auteurs (MOLNAR and ATWATER, 1978 ; UYEDA and KANAMORI, 1979) que les arcs insulaires sont caractérisés par un régime de contraintes en tension et que la gravité de la plaque plongeante suffit à entretenir son mouvement de subduction dans l'asthénosphère ; la cause la plus probable de l'anomalie gravimétrique de grande longueur d'onde observée pourrait donc être l'influence de la lithosphère plongeante froide qui doit présenter un contraste de densité positif avec les formations du manteau supérieur ; le modèle global calculé en intégrant cette influence rend parfaitement compte de l'anomalie observée. Un modèle calculé en affectant aux formations superficielles des épaisseurs plus arbitraires et des densités bien supérieures à celles de la relation vitesse-densité n'apparaît pas satisfaisant, notamment sur le plan géologique, ce qui conforte la probabilité du modèle précédent.

Dans la zone des Tonga (Chapitre V-4), par contre, le modèle basé sur la relation vitesse-densité des formations superficielles rend compte de l'anomalie observée sans qu'il soit nécessaire d'y introduire un effet dû à la plaque plongeante. La seule nécessité est de supposer l'existence d'une remontée de manteau supérieur de densité normale à l'aplomb de l'arc frontal, comme cela avait été fait aux Nouvelles-Hébrides en se basant sur une donnée de sismique réfraction.

L'effet gravimétrique de la lithosphère plongeante apparaît donc nul (ou à tout le moins faible) aux Tonga et important aux Nouvelles-Hébrides ; si l'on compare ces deux zones de subduction, on observe que les vitesses de subduction sont comparables, ce qui exclut une influence différente du gradient thermique de l'asthénosphère ; la profondeur maximale de la plaque plongeante est bien supérieure aux Tonga (700 km au lieu de 300 km aux Nouvelles-Hébrides) et son angle de plongement plus faible, ce qui impliquerait, toutes choses égales par ailleurs, une influence gravifique plus importante aux Tonga ; de plus la lithosphère plongeante est plus ancienne aux Tonga qu'aux Nouvelles-Hébrides, donc théoriquement plus épaisse ; elle devrait en outre être plus dense puisque la croûte y est plus fine. Par conséquent, l'effet gravimétrique de la lithosphère plongeante devrait, en toute logique, être plus important aux Tonga qu'aux Nouvelles-Hébrides, ce qui va à l'encontre des faits observés. Il est donc peu probable qu'une différence de la gravité intrinsèque des plaques plongeantes soit à l'origine de la différence des effets observés ; ceux-ci semblent ne pouvoir résulter que d'une différence des contrastes de densité entre les plaques plongeantes et l'asthénosphère ambiante.

Un calcul de modèle de l'influence de la plaque plongeante exprimée en contrastes de densités surfaciques ramenées à un plan (McADOO, 1981) donne à la plaque des Nouvelles-Hébrides un contraste de densité trois fois supérieur à celui attribué à la plaque des Tonga. Le fort plongement de la plaque en subduction sous les Nouvelles-Hébrides (un des plus forts du monde) peut en effet être interprété comme le résultat d'un contraste de densité particulièrement important sans qu'on puisse affirmer, au regard des considérations énoncées précédemment, que la densité de la plaque plongeante des Tonga est inférieure à celle des Nouvelles-Hébrides. Puisqu'on ne peut expliquer les différences d'effet gravimétrique par la présence d'une lithosphère plongeante moins dense aux Tonga qu'aux Nouvelles-Hébrides, et que le contraste de densité est plus faible aux Tonga qu'aux Nouvelles-Hébrides, il faut admettre que l'effet de la lithosphère plongeante est en grande partie compensé aux Tonga. Si on suppose que la présence d'une lithosphère en subduction crée un déséquilibre qui tend avec le temps à être compensé à l'échelle régionale, les trois principaux phénomènes qui peuvent être pris en considération sont : la présence d'une fosse, l'épaisseur de la croûte de l'arc et les modifications éventuelles de la densité de l'asthénosphère sous l'arc. Les deux premiers ont des effets locaux bien connus et n'expliquent pas l'anomalie observée, d'autant que l'effet de compensation de la croûte de l'arc est inférieur aux Tonga (croûte plus fine qu'aux Nouvelles-Hébrides). On est ainsi amené à émettre l'hypothèse que l'effet de la lithosphère plongeante serait compensé aux Tonga par des modifications intervenues dans l'asthénosphère, alors qu'il ne le serait pas aux Nouvelles-Hébrides. La différence d'âge entre la subduction des Tonga (50 millions d'années) et celle des Nouvelles-Hébrides (moins de 5 millions d'années) expliquerait la différence d'état de compensation. Une telle formulation demande à être considérée avec beaucoup de précautions : réduire l'ensemble des effets contribuant à la dynamique du mécanisme de la subduction à un modèle statique de contrastes de densité est une simplification pratique mais excessive ; il n'en reste pas moins qu'il serait intéressant de comparer les caractéristiques de l'asthénosphère, aux Nouvelles-Hébrides et aux Tonga, telles qu'elles peuvent être appréhendées par l'étude des ondes sismiques.

La surrection de certains arcs insulaires

Sur le plan dynamique le comportement tectonique actuel de ces deux arcs présente aussi de grandes différences. L'arc des Tonga peut être considéré comme étant actuellement pratiquement stable, puisque l'étude des terrasses quaternaires montre qu'aucun mouvement vertical significatif ne l'a affecté depuis 200.000 ans au moins (TAYLOR, 1978). Aux Nouvelles-Hébrides les résultats présentés dans ce mémoire (Chapitre IV) mettent en évidence une vitesse de surrection moyenne de 1 m par 1000 ans depuis 150.000 ans, la surrection ayant probablement débuté au Pléistocène inférieur ou moyen.

Diverses hypothèses ont été avancées pour expliquer les surrections liées aux zones de convergence. Pour MOLNAR et ATWATER (1978) les lithosphères jeunes plongent sous un angle relativement faible, en début de subduction, du fait de leur "flottabilité", et ont tendance à soulever la plaque opposée ; compte tenu de la forte valeur angulaire du plongement aux Nouvelles-Hébrides, une telle hypothèse

qui impliquerait une tectonique en compression ne semble pas pouvoir être évoquée. La remontée du prisme d'accrétion sédimentaire telle que l'envisagent UYEDA et KANAMORI (1979) n'est pas non plus une hypothèse plausible dans le cas de l'arc des Nouvelles-Hébrides, dépourvu de prisme d'accrétion classique.

L'hypothèse avancée dans cet ouvrage (Chapitre II-7) d'une surrection de l'arc des Nouvelles-Hébrides due à l'épaississement de la croûte par accrétion en profondeur de matériau de faible densité rend compte de l'épaisseur forte de la croûte par rapport à celle de l'arc stable des Tonga, mais la relation de causalité n'est pas établie. On doit toutefois remarquer que, d'une manière générale, les arcs insulaires affectés de surrections récentes ou actuelles importantes (tels par exemple ceux du Japon, d'Indonésie, de Nouvelle-Guinée, de Nouvelle-Bretagne et des Nouvelles-Hébrides) présentent des croûtes relativement épaisses par rapport à celles des arcs insulaires types, pratiquement stables (Tonga-Kermadec ou Mariannes).

Le pendage vers l'est des terrasses coralliennes étudiées dans certaines îles des Nouvelles-Hébrides (Espiritu Santo, Mallicolo) souligne une surrection plus importante de l'arc au contact immédiat de la zone de convergence ; l'introduction de la ride d'Entrecasteaux au niveau de la partie centrale des Nouvelles-Hébrides exerce aussi, vraisemblablement, une action particulière (Chapitre IV), dont l'importance est, en l'état des connaissances, difficile à apprécier. Le régime de contraintes apparaît donc complexe et certainement différent de celui des arcs types sans que ses caractéristiques puissent encore être clairement discernées.

Corrélations entre divers facteurs observés sur les arcs

Lorsque l'on a recherché sur un plan général des corrélations entre les différents paramètres des arcs, on s'est heurté à de nombreuses difficultés. Pourtant la méthode est féconde et plusieurs progrès de la géodynamique sont à mettre à l'actif de cette démarche. Dans le présent ouvrage, deux types de corrélation ont été établis (Chapitre VII). On a montré qu'il y avait approfondissement de la fosse avec la vitesse de subduction et également avec l'âge (c'est-à-dire l'épaisseur) de la lithosphère plongeante. Ces corrélations s'expliquent bien avec les modèles classiques de lithosphère élastique ou visco-élastique. Le deuxième type de relation concerne la durée maximale de conservation dans l'asthénosphère des caractères de rigidité révélés par l'activité sismique de la lithosphère plongeante et l'âge (ou épaisseur) de cette lithosphère. Cette corrélation s'interprète par le fait que les séismes ont lieu dans la partie froide et rigide de la lithosphère où des ruptures cassantes peuvent se produire. A partir de modèles thermodynamiques raisonnables on a pu ainsi calculer le seuil de changement d'état de la lithosphère, qui se situe vers 550° C (Chapitre VII). Au-dessus de cette température le milieu devient suffisamment peu rigide pour que les séismes disparaissent. La position anormale des Nouvelles-Hébrides par rapport à la courbe de corrélation moyenne s'explique par l'hypothèse d'une subduction jeune où la plaque plongeante n'a pas encore atteint la profondeur maximale à partir de laquelle la sismicité disparaît par suite du réchauffement de la lithosphère.

Structures associées aux zones de subduction : les bassins marginaux

Certains auteurs ont parfois eu tendance à considérer que les bassins marginaux pouvaient résulter de mécanismes d'expansion différents de celui des dorsales médio-océaniques. L'étude des linéations magnétiques et des autres paramètres observés sur les bassins marginaux actifs et fossiles du Sud-Ouest Pacifique (Chapitre VIII et IX) a montré, comme les études récentes menées dans d'autres régions, que ces bassins procédaient du même mécanisme d'expansion que les dorsales des grands bassins océaniques. La principale différence, qui a d'ailleurs longtemps contribué à masquer l'analogie d'origine entre ces deux types de structures, concerne la morphologie générale ; le profil typique des dorsales, caractérisé par l'approfondissement régulier des fonds de chaque côté de l'axe d'expansion, ne se retrouve pas sur les bassins marginaux, même lorsqu'ils sont relativement étendus comme le bassin Nord-Fidjien ; les fonds monotones de ce bassin s'approfondissent régulièrement vers l'ouest alors même qu'il présente dans sa partie sud une symétrie des linéations magnétiques régulièrement

disposées de chaque côté de l'axe d'expansion actif à peu près linéaire. La cause de cette différence de morphologie est à rechercher dans la faible extension des bassins marginaux comparée à celle des bassins océaniques, et dans l'influence des structures adjacentes qui perturbent le gradient d'équilibre isostatique. Les autres paramètres observés sur les bassins marginaux actifs Nord-Fidjien et de Lau (Chapitre VIII) sont comparables à ceux des dorsales et les différences semblent mineures ; comme sur les dorsales la croûte jeune apparaît moins bien organisée que les croûtes anciennes, notamment au niveau de la couche 2 qui présente, sur les profils de sismique réflexion, une hétérogénéité marquée par une variabilité importante de la vitesse de propagation des ondes longitudinales (2 à 4 km/s) ; la dispersion des vitesses y semble un peu supérieure à celle observée dans cette même couche sur les dorsales ; d'autre part les vitesses de propagation des ondes mesurées dans le manteau supérieur, à la base de la croûte du bassin Nord-Fidjien (7,0 à 7,4 km/s), semblent un peu plus faibles que celles généralement observées sur les dorsales. Comme le montrent ces quelques exemples, ces différences éventuelles, qui demandent d'ailleurs à être confirmées, n'apparaissent pas significatives.

Arrêt et reprise de la subduction

Après cette analyse des différents phénomènes liés à la subduction, nous évoquerons le problème de l'arrêt de la subduction et de ses causes apparentes. Les observations faites tant aux Tonga (Chapitre V-2-5) qu'aux Nouvelles-Hébrides (Chapitres II-2-6-7 et IV) montrent que la présence de guyots, de chaînes ou de rides asismiques cause des perturbations sur le plan de la morphologie de la fosse ou de la tectonique de l'arc, sans entraver de façon appréciable la dynamique du mouvement de subduction. Il s'agit de reliefs isolés ou de chaînes, d'extension longitudinale importante, mais dont la largeur de contact avec la plaque opposée reste modérée par rapport à la longueur de la limite de plaques considérée. Mais cette tolérance n'apparaît pas infinie ; la présence du plateau de Ontong Java, vaste plateau océanique à croûte épaisse, semble ainsi être à l'origine de l'arrêt de la subduction miocène liée à la fosse Nord-Salomon (Chapitre VI), dont les reliques sont aujourd'hui encore parfaitement conservées. Le blocage mécanique dû au relief n'apparaît pas, compte tenu du style tectonique et de l'échelle du phénomène, une explication suffisante, et sans doute l'accroissement de la flottabilité de la lithosphère, en relation avec l'épaississement de la croûte sous ces reliefs, est-il un facteur essentiel.

Le volcanisme lié à la subduction dont la fosse Nord-Salomon constitue un témoin s'interrompt au Miocène moyen, peu après, probablement, l'arrêt de cette subduction. La subduction en cours, soulignée par un volcanisme Pliocène supérieur à actuel, n'a donc repris, le long de l'arc ancien Salomon-Nouvelles-Hébrides, qu'à une période récente, avec une polarité vers l'est, inverse de celle de la subduction antérieure. Les arcs insulaires semblent donc constituer des zones de faiblesse persistante de la lithosphère le long desquelles les subductions nouvelles s'initient de préférence. L'extension longitudinale de la subduction en cours aux Nouvelles-Hébrides implique que la partie méridionale de l'arc liée à cette extension soit d'origine récente, hypothèse que semble conforter l'âge des formations volcaniques observées sur les îles. La présence, sur l'île d'Efaté, de ponces acides hyperpotassiques pose alors, dans le cadre de cette hypothèse, un problème pétrogénétique non résolu (Chapitre II-3).

L'obduction

Enfin le dernier phénomène lié à la convergence des plaques est celui de l'obduction dont la Nouvelle-Calédonie présente un exemple particulièrement démonstratif. Les péridotites observées à terre constituent les témoins d'une série ophiolitique charriée, dont les termes moyens (gabbros) sont conservés en de rares points et dont les termes supérieurs (basaltes) ont été à terre entièrement érodés. En effet les études de géophysique menées à terre et en mer (Chapitre XII-3-4-5) ont mis en évidence la continuité, à l'origine, de la nappe charriée et de la croûte océanique, donc de la lithosphère, du bassin adjacent des Loyauté qui borde, à l'est, la Nouvelle-Calédonie. Le pendage vers l'est de la croûte du bassin révèle une remontée progressive de la lithosphère, qui se poursuit jusqu'aux abords de la côte orientale de la Nouvelle-Calédonie, où la présence proche de matériau de densité élevée est marquée

par une forte anomalie gravimétrique continue. Les failles observées au niveau de la "pente continentale" de l'île soulignent des mouvements tectoniques verticaux de réajustement isostatique postérieurs au charriage. La mise en place de cette nappe ophiolitique ne s'est accompagnée d'aucune déformation importante au sein de la masse charriée (excepté à sa partie tout à fait inférieure) ou dans le substratum sur lequel elle repose (Chapitre XII-2). Cette tranquillité tectonique montre que le phénomène d'obduction, malgré son ampleur, peut se produire avec une apparente facilité, et la Nouvelle-Calédonie a valeur d'exemple à cet égard.

Les broyages et plissements intenses observés sur certaines séries ophiolitiques proviennent essentiellement des collisions de type continent-continent qui ont accompagné et suivi la mise en place de ces séries.

L'épaisseur de la nappe charriée sur la Nouvelle-Calédonie n'a pas dû dépasser une douzaine de kilomètres (Chapitre XII-5), ce qui pose le problème du découplage au sein de la lithosphère. Les études menées sur les différentes séries ophiolitiques du globe montrent que l'épaisseur estimée de la nappe charriée ne dépasse probablement jamais une vingtaine de kilomètres. Le niveau où intervient, dans la lithosphère, le découplage de la lame charriée est fonction des caractéristiques thermomécaniques propres à la lithosphère et des contraintes existant à la limite des plaques convergentes. Peut-on considérer que ce découplage différencie un matériau rigide, qui est charrié, d'un matériau plus plastique qui "s'échappe" dans l'asthénosphère? Cet aspect de la question, riche d'enseignements sur le comportement de la lithosphère, n'a pas été traité dans ce mémoire. Il faut noter aussi que le mécanisme à l'origine de l'obduction des péridotites de Nouvelle-Calédonie (zone de subduction ou faille transformante à composante de convergence) n'a pas été éclairci.

Bien que sa place dans l'ouvrage soit très particulière, l'étude de la ride d'Entrecasteaux (Chapitre X) présente d'étroites relations avec les thèmes de la subduction et de l'obduction ; cette ride pourrait en effet représenter les reliques de la terminaison arquée d'une zone de convergence éocène néocalédonienne, et plus précisément de son passage à une faille transformante. Alors que les phases ultimes du mouvement de convergence, à la fin de l'Eocène supérieur, se traduisent par l'obduction de la nappe ophiolitique sur le socle de la Nouvelle-Calédonie, elles ne semblent pas provoquer, au niveau de la zone d'Entrecasteaux, de phénomènes comparables ; ce n'est que postérieurement (au Miocène moyen) que celle-ci acquerra, en réponse à des mouvements de distension régionaux, sa morphologie actuelle. Une telle interprétation reste encore fragile mais présente un intérêt certain du point de vue thématique.

Notons enfin qu'un certain nombre de bassins du Sud-Ouest Pacifique présentent un remplissage sédimentaire non négligeable (Chapitre XI) qui a enregistré les conséquences des événements tectoniques survenus à leur entour. Toutefois l'étude fine des modes de remplissage, de la stratigraphie, et de leurs significations, reste à faire sur la plupart d'entre eux ; elle devrait être riche d'enseignements pour la géodynamique du Sud-Ouest Pacifique comme le montre l'analyse du remplissage du bassin des Loyauté (Chapitre XII-3) qui a permis de compléter et de préciser l'histoire géologique tertiaire de la Nouvelle-Calédonie.

Perspectives d'avenir

Dans l'état actuel des connaissances acquises dans le Sud-Ouest Pacifique, le domaine des perspectives d'avenir apparaît très vaste. Certaines ont déjà été évoquées au cours de l'exposé précédent mais il est illusoire de tenter d'en dresser un catalogue exhaustif. Nous nous contenterons d'exposer l'évolution souhaitable des méthodologies à utiliser et les possibilités nouvelles qu'elles ouvrent dans le domaine scientifique.

Ainsi en sismologie faut-il améliorer la précision dans la détermination des hypocentres si l'on veut mieux comprendre les mécanismes de la subduction ou ceux des autres domaines de la sismicité (failles transformantes, sismicité des bassins marginaux, etc...). Pour cela la multiplication des stations n'est pas la seule voie. Il faut améliorer les modèles structuraux et les introduire dans les programmes de

détermination. Les opérations par réseaux temporaires sous-marins sont à poursuivre, car la disposition d'un réseau terrestre permanent ou temporaire, aussi complet et sophistiqué soit-il, ne peut éviter une géométrie défavorable (alignement des îles). Il faut donc combiner O.B.S. et stations à terre comme cela a été fait précédemment. L'intérêt majeur du réseau permanent de vingt stations établi aux Nouvelles-Hébrides est de permettre l'étude des séquences spatio-temporelles et de l'énergie sismique libérée en vue de déterminer les lois qui régissent la sismicité. Un domaine qui n'a pas été abordé dans ce mémoire mais qui devrait s'avérer très fructueux est celui de l'étude des mécanismes aux sources des gros séismes par des méthodes autres que la méthode double couple classique. De tels travaux sont en cours, mais leur état d'avancement n'a pas permis l'insertion d'un chapitre sur ce thème. Enfin l'étude des différentes phases observées mérite d'être poursuivie. Elle renseigne sur la structure interne de la lithosphère qui reste encore très mal connue.

Les travaux futurs de bathymétrie, magnétisme, gravimétrie, sismique réflexion et sismique réfraction continueront, maintenant que les grandes reconnaissances ont été faites, à être concentrés sur des secteurs d'extension géographique limitée, représentatifs de problèmes majeurs dans les domaines de la connaissance régionale et thématique. L'amélioration de la précision des méthodologies mises en oeuvre apparaît indispensable ; ainsi, une meilleure connaissance du style tectonique, et donc du type de contraintes, au niveau des grands accidents caractéristiques de notre zone d'étude, semble ne pouvoir être acquise que par l'analyse de données de bathymétrie de sondeurs à faisceau étroit ou multifaisceaux.

Par ailleurs, des profils bathymétriques et gravimétriques devraient être réalisés selon certaines trajectoires des satellites altimétriques qui survolent les zones de convergence de la région. En effet les relations entre la topographie, l'anomalie gravimétrique et la forme du géoïde permettront de calculer, par une méthode maintenant bien établie, les caractéristiques de la lithosphère et les contraintes subies.

L'insuffisance et la dispersion des mesures de flux de chaleur dans la région constituent une lacune qu'il est important de combler, car ces données sont indispensables à l'établissement de modèles thermodynamiques contraints. Un des objectifs des campagnes à venir devra être l'obtention de mesures de flux de chaleur, alignées selon des profils traversant les arcs des Nouvelles-Hébrides et des Tonga-Kermadec.

La sismique réflexion et la gravimétrie constituent des méthodologies essentielles à la poursuite des études futures qui devront s'attacher à multiplier les modèles contraints, indispensables tant au structuraliste, pour la compréhension de la constitution des structures et de la dynamique des mouvements, qu'au sismologue, pour l'amélioration de la détermination des foyers des séismes.

L'application des méthodes modernes à l'étude pétrologique des roches volcaniques de cette région est, nous l'avons vu, assez récente. Le matériel abondant qui a été récolté à terre (dans le cadre des ATP IPOD et GEODYNAMIQUE notamment) ou en mer par dragages, devrait encore donner, à cet égard, des résultats nouveaux ; il faudra toujours, néanmoins, en revenir au terrain ; dragages, forages et échantillonnage systématique doivent en effet, par les résultats qu'ils apportent, contribuer à une meilleure assise des modèles géophysiques obtenus par d'autres disciplines.

D'un point de vue thématique c'est toujours dans le domaine de l'étude des zones de convergence de plaques que les travaux dans cette région du globe doivent être poursuivis. L'importance au cours des temps géologiques du phénomène de convergence des plaques et la structure particulièrement favorable du Sud-Ouest Pacifique nous ont conduits à définir le programme EVA, dont l'objectif est de tenter de préciser l'évolution dans le temps et dans l'espace des arcs insulaires. Cette orientation nous a permis de progresser dans le domaine de la géodynamique et le présent mémoire ne constitue qu'une étape dans le déroulement de ce programme.

ANNEXES

ANNEXE I

RÉFRACTION MARINE

par Bernard PONTOISE

Cette annexe a un double but : d'une part, servir de référence au lecteur qui, au fil des pages, se poserait des questions à propos du matériel utilisé pendant les campagnes de réfraction et sur les techniques d'acquisition et de traitement des données employées; d'autre part, permettre à ce même lecteur d'avancer des critiques sur ces points qui, nous en sommes conscients, pourraient grandement être améliorés.

C'est au cours de la campagne EVA II, en novembre 1976, qu'ont débuté les premiers travaux de sismique réfraction menés conjointement par l'ORSTOM et par l'Université du Texas dans le couloir d'étude pré-IPOD des Nouvelles-Hébrides. La campagne EVA IV permît d'étendre ces travaux vers le sud dans un couloir passant par Erromango et Tanna. La campagne EVA VII a vu l'extension de ces travaux dans les régions du bassin des Loyauté, sur le plateau Nord-Fidjien et sur l'arc des Tonga.

En première partie, nous allons décrire le matériel utilisé et exposer les méthodes que nous avons employées pour réaliser ces profils. Dans une seconde partie, nous présenterons les méthodes de dépouillement et de traitement de données.

DONNÉES TECHNIQUES

Les systèmes d'enregistrement

Les O.B.S. (Ocean Bottom Seismograph) utilisés ont été décrits par LATHAM *et al.*, (1978) et par IBRAHIM et LATHAM (1978). Rappelons simplement les caractéristiques principales de ces engins. Le capteur est un géophone vertical de période propre 8 Hz pour les travaux de réfraction. Commandé par l'horloge interne, un enregistrement séquentiel de 40 à 80 secondes est numérisé par un convertisseur A/D, puis stocké en mémoire avec une base de temps. La séquence est ensuite enregistrée, à travers un convertisseur D/A, sur magnétophone en modulation de fréquence. Le stockage en mémoire digitale permet de s'affranchir du bruit de fond causé par les vibrations mécaniques du magnétophone.

La remontée de la capsule, qui se libère alors de son tripode, est commandée soit par l'horloge interne programmable soit à partir de la surface par l'intermédiaire d'un sondeur 12 kHz à impulsions codées. La remontée se fait à la vitesse approximative de 70 m/mn. Le repérage en surface se fait grâce à une balise radio VHF et un radio-goniomètre, aidés d'une lampe flash pour les récupérations de nuit. Le maniement de ces O.B.S., d'un poids total, avant immersion, de 80 kg et, après récupération, de 35 kg, ne pose aucun problème.

La figure 1 montre la courbe de réponse de l'appareillage complet. Le choix d'un géophone relativement haute fréquence est basé sur le fait que l'agitation microsismique du fond des océans est minimum dans la gamme 5 Hz à 20 Hz et que les sources employées (canon à air et dynamite) ont un spectre compris entre 5 Hz (pour les grosses charges de dynamite) et 13 Hz (pour le canon à air de 15 litres).

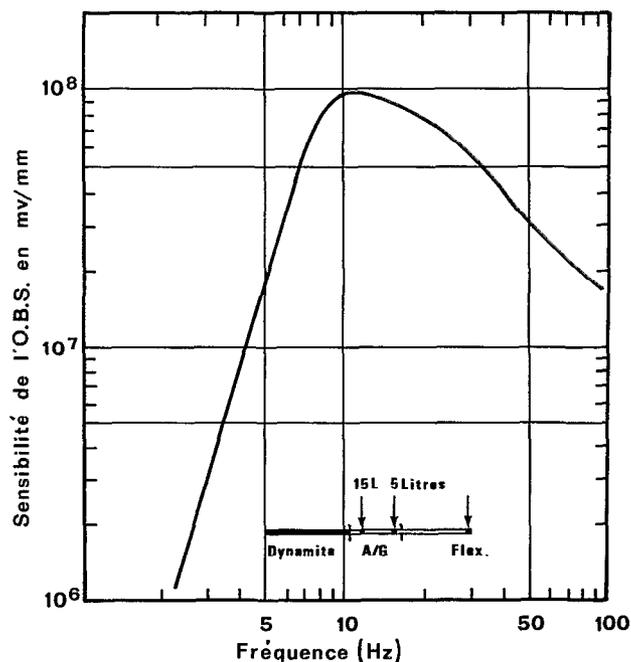


Fig. 1 - Courbe de réponse d'un OBS. Cette courbe de réponse, centrée sur la fréquence 10 Hz correspond à un minimum observé du bruit microsismique du fond des océans (IBRAHIM and LATHAM, 1978). Les gammes de fréquence des différentes sources utilisées sont représentées en bas de la figure.

Les sources

Les sources utilisées sont de trois types : canon à air, Flexichoc et explosifs.

Le canon à air utilisé pendant les campagnes EVA II et EVA IV est un canon équipé d'une chambre de 5 litres et gonflé à la pression de 1800 psi. La cadence de tir est de 1 tir/minute à la vitesse de 6 nœuds. La portée moyenne de ce canon est comprise entre 15 et 20 km. Durant la campagne EVA VII, le même canon a été équipé d'une chambre de 15 litres, augmentant la portée à 40 km environ. La cadence de tir adoptée est 1 tir/3mn. Après s'être rendu compte que le canon de 5 litres ne travaillait pas dans les conditions optimum (Fig. 2, point EVA II et IV sur la courbe 1) le canon de 15 litres a été équipé d'un aileron à dépression permettant de le tracter à 9 nœuds et à 30 mètres de profondeur. En effet, la profondeur idéale pour une source donnée se situe à l'intersection de sa courbe propre fréquence-profondeur et de l'hyperbole $f = V_0 / 4H$ où f est la fréquence, H la profondeur et V_0 la vitesse du son dans l'eau (1500 m/s). En effet, pour ce point de fonctionnement, les interférences entre onde directe vers le bas et onde réfléchie sous la surface de l'eau sont constructives. Au contraire de la sismique réflexion où l'effet de bulle constitue un parasite par rapport à l'impulsion de l'explosion, la sismique réfraction utilisera l'effet de bulle de l'explosion. La figure 2 illustre ce phénomène.

Il est à noter aussi qu'expérimentalement, le rapport signal/bruit est meilleur lorsque le bateau s'éloigne de l'O.B.S. que lorsqu'il s'en rapproche, pour une même distance. Ceci est probablement dû à la directivité de la source elle-même.

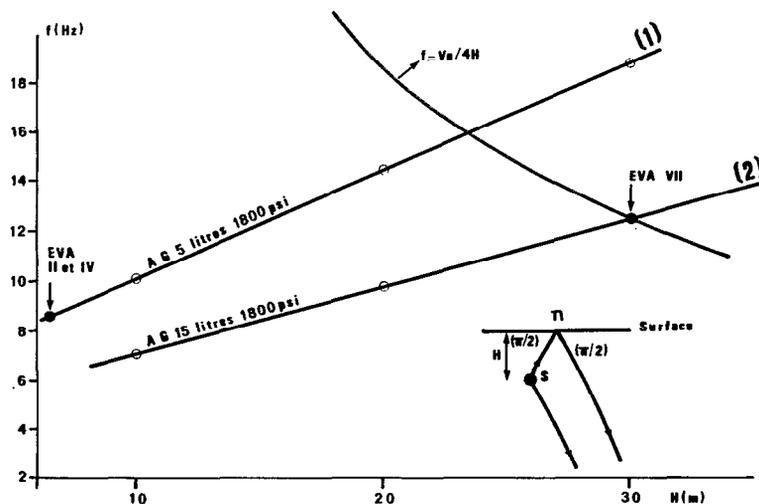


Fig. 2 - Représentation de la fréquence émise par un canon à air de 5 litres (1) et de 15 litres (2) en fonction de leur profondeur d'immersion. La courbe $f = V_0 / 4H$ est le lieu des interférences constructives entre onde directe et onde réfléchie sous la surface de l'eau. Le schéma des trajets et des déphasages correspondants est représenté en bas de la figure. Les conditions des tirs des campagnes EVA II, IV et VII sont indiquées par les flèches.

Le flexichoc a été essayé durant la campagne EVA IV (profil 4R7). Les résultats se sont avérés très décevants, la portée n'étant que de 8 à 9 km. Le caractère haute fréquence de cette source (environ 30 Hz) est déjà peu adapté à la pénétration et à la réponse de l'O.B.S. De plus, cette source est très directive verticalement et pour déceler un contraste eau-sédiments (1.5 - 2.5 km/s) une ouverture minimale de 40° est nécessaire. Compte tenu des difficultés de manutention et de mise en œuvre de cette source, un seul essai a été effectué.

Les explosifs utilisés pendant EVA IV et VII ont été de la gomme F. 15. Les charges varient, suivant la distance à la station, de 1 kg à 200 kg. Les charges à tirer sont évaluées avec la formule empirique expérimentale (obtenue à partir des profils EVA IV) :

$$d = 22.1\sqrt{P}$$

où P = charge en kg
d = distance en km

à partir de la relation de Rayleigh adaptée aux explosifs :

$$F = .46 \frac{(H + 10.8)^{5/6}}{P^{1/3}}$$

où F = fréquence de la bulle en Hz
H = profondeur du tir en m.

et de la condition d'interférence constructive, on obtient la relation liant charge et profondeur idéale :

$$P^{1/3} = 1.23 \times 10^{-3} H (H + 10.8)^{5/6}$$

Cette relation est illustrée par la figure 3.

En chute libre dans l'eau (vitesse de descente proche de 1.2 m/s) la mise à feu est assurée par une mèche de longueur calculée pour que la charge atteigne la profondeur idéale. La cadence de tir est de 1 tir/10 minutes pour les charges supérieures à 10 kg et de 1 tir/5 minutes pour les petites charges. L'instant de tir est enregistré à bord du navire à l'aide d'une mini-flûte.

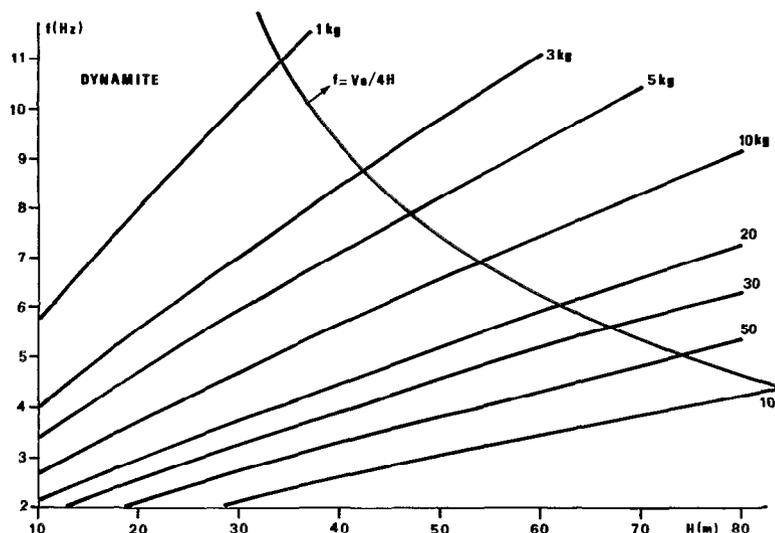


Fig. 3 - Représentation des courbes fréquence émise — profondeur de tir des charges de dynamite (gomme F 15) allant de 1 kg à 100 kg.

DÉPOUILLEMENTS - MÉTHODES DE TRAITEMENT

Généralités sur la réfraction

Modèle à couches de vitesse constante

Dans l'hypothèse où la croûte est constituée d'une série de couches inclinées homogènes séparées par des discontinuités positives de vitesse, l'expression de la durée de propagation d'une onde réfractée dans le milieu de vitesse V_n correspond à l'équation d'une droite de pente $1/V_n$ et dont l'intercept est une fonction des vitesses, pendages et épaisseurs des couches supérieures.

En adaptant la formule de Adachi (PERRIER, 1973) pour un tir de surface et un enregistrement au fond de la mer, on a l'expression suivante, donnant l'épaisseur de la couche de vitesse V_{n-1} à partir de l'intercept τ_n de la droite de pente $1/V_n$.

$$h_{n-1} = \frac{V_{n-1}}{2 \cos a_{n,n} \cos \omega_n} \left\{ \tau_n - \frac{h_0}{V_0} \cos (a_{1,n} + \omega_1) + \sum_{i=1}^{n-2} \frac{h_i}{V_i} [\cos (a_{i+1,n} + \omega_{i+1}) + \cos (b_{i+1,n} - \omega_{i+1})] \right\}$$

La figure 5 montre le trajet suivi par le rai réfracté dans la $n^{\text{ième}}$ couche, les angles a_{xy} , b_{xy} et ω_x sont ceux utilisés dans la formule générale.

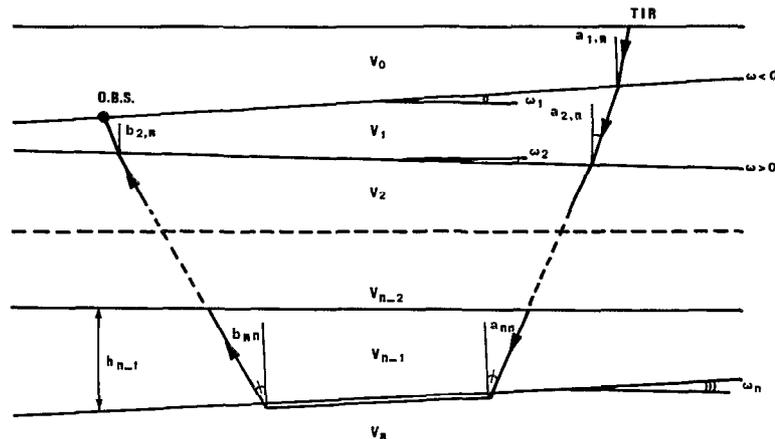


Fig. 5 - Modèle d'un milieu en couches homogènes inclinées. $a_{x,y}$ = incidence du rai à l'interface ($x - 1, x$) et étant réfracté par la couche y . ω_x = pendage du plancher de la couche x .

Les vitesses vraies et les pendages des couches peuvent être calculés à partir des vitesses apparentes observées V_a et V_b

$$V_n = \frac{2 V_{an} V_{bn}}{V_{an} + V_{bn}}$$

$$\omega_n = \sin^{-1} \left(\frac{V_{n-1}}{V_{n-2}} \sin a_{n-1} \right) + \omega_{n-1} - a_{n,n}$$

Dans l'hypothèse d'un modèle à couches homogènes, l'existence de failles, c'est-à-dire de "marches d'escalier", sur le toit de la couche de vitesse V_n provoque des décrochements sur la branche correspondante des hodochrones. Si le rai "monte" la marche, le décrochement est positif, si le rai "descend" la marche, le décrochement est négatif (Fig. 6). L'équation reliant dh , l'amplitude du saut, à dt , la valeur du décrochement sur l'hodochrone, est une équation du second degré dont la racine positive est la valeur du rejet.

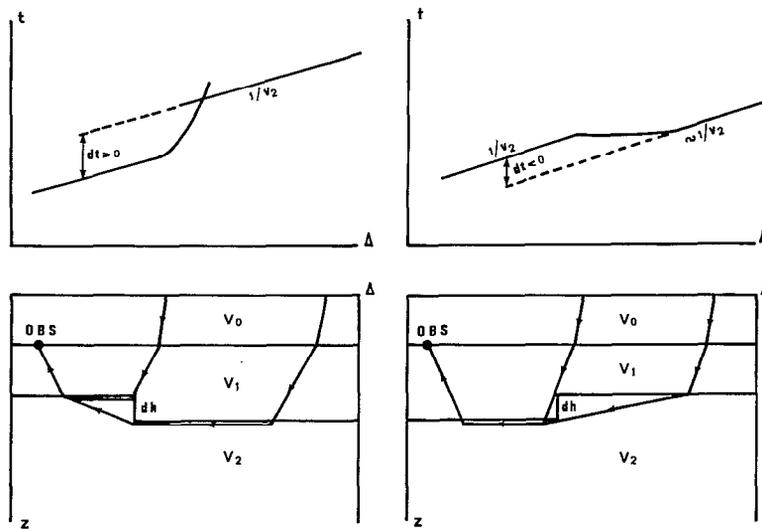


Fig. 6 - Effet qualitatif d'une faille de rejet dh provoquant un saut dt de la branche d'hodochrone correspondant.

Modèle à gradients

Nous évoquerons ici l'hypothèse des couches planes horizontales à gradients de vitesse pour leur facilité de traitement. En effet, les équations paramétriques de T et Δ sont très facilement applicables au calcul par ordinateur. Cependant, pour ce qui nous concerne, nous n'avons pas éprouvé le besoin d'appliquer cette hypothèse dans la mesure où les hodochrones obtenus ne présentent pratiquement jamais les caractéristiques de courbure des hodochrones correspondant à des couches à gradient de vitesse.

Réalisation des assemblages. Obtention des hodochrones

Dans une première étape du dépouillement, les séquences d'enregistrement sont rejouées sur papier, avec un filtrage large bande (entre 3 et 30 Hz par exemple). On réalise ensuite des assemblages c'est-à-dire des montages sur lesquels ces séquences sont alignées les unes sous les autres et calées par un repère de temps. Ces assemblages sont destinés à visualiser les corrélations éventuelles entre phases. Sur la plupart des séquences, on peut identifier l'arrivée de l'onde directe dans l'eau ou de ses multiples. En effet, cette onde présente généralement un caractère plus impulsif, un contenu plus haute fréquence et une amplitude plus grande que les autres phases. A partir de cette onde dans l'eau et des hodochrones théoriques de propagation dans l'eau, on peut calculer avec précision la distance entre le tir et l'O.B.S. (le modèle de vitesse du son dans l'eau a été calculé à partir de mesures de la température et de la salinité en profondeur). Un exemple d'enregistrement est présenté Fig. 7. Les phases notées 1 et 2 sont une onde directe et un multiple à 5.5 km/s, la phase 3 est une arrivée sédimentaire à 1.8 km/s, la phase 4 est l'onde directe dans l'eau (1.5 km/s). La distance tir-O.B.S. pour cet enregistrement est 9.7 km.

Les temps d'arrivée des phases corrélables sont corrigés des effets de la bathymétrie en ramenant les points de pénétration des rais à la même profondeur que l'O.B.S. par les formules classiques de correction en plateau. Sauf exception, ces corrections sont suffisantes pour annuler la corrélation entre topographie du fond et hodochrones.

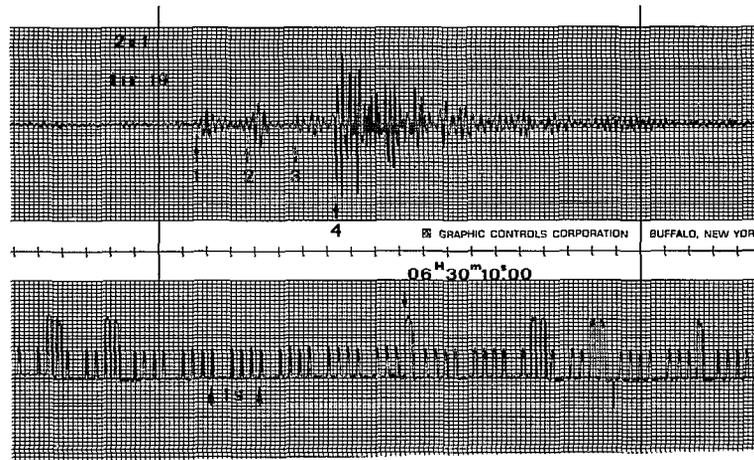


Fig. 7 - Exemple de signal enregistré par un O.B.S. situé à 10 km environ du lieu de tir ; 1 : onde réfractée par un milieu de vitesse apparente 5.5 km/s ; 2 : multiple de cette onde à 5.5 km/s correspondant à une réverbération simple dans la couche d'eau ; 3 : onde sédimentaire de vitesse 1.8 km/s ; 4 : arrivée de l'onde directe dans l'eau (1.5 km/s).

Modèles

Modèles de vitesse

Les temps d'arrivée observés sont ensuite reliés entre eux par des segments de droite dont les paramètres sont obtenus par ajustement par moindres carrés. En appliquant les formules citées plus haut, on peut alors déterminer le modèle en couches homogènes répondant aux observations. Compte tenu

du nombre de profils et du peu de temps dont on disposait, seuls les temps des premières arrivées ont été utilisés et, mis à part les profils EVA II, les amplitudes relatives des phases n'ont pas été prises en compte. Ce travail sera fait ultérieurement.

Modèles de vitesse et de densité

La sismique réflexion précise les couches superficielles, la sismique réfraction les couches intermédiaires et éventuellement profondes. L'adjonction, à ces deux techniques, de la gravimétrie permet de préciser la forme de certaines structures profondes difficiles à relier d'un profil de réfraction à l'autre. Dans tous les modèles de densité présentés dans le mémoire, on utilise la loi de correspondance vitesse-densité de Ludwig, Nafe et Drake (Fig.8). La réponse des modèles est calculée automatiquement par un calculateur H.P. 9845 A (MISSEGUE, 1979) et l'ajustement est fait par itération manuelle. La difficulté principale de détermination de ces modèles réside dans le fait que les calculs sont faits à partir d'un modèle à deux dimensions. Il n'est pas impossible, en effet, d'introduire des erreurs en ajustant parfaitement gravité observée et gravité calculée dans la mesure où la structure réelle n'est pas représentable en deux dimensions. Une analyse sérieuse d'une série de profils de gravité sur une structure permettrait de séparer ce qui peut être représenté à deux dimensions et ce qui ne peut l'être et de s'assurer ainsi des limites de la méthode.

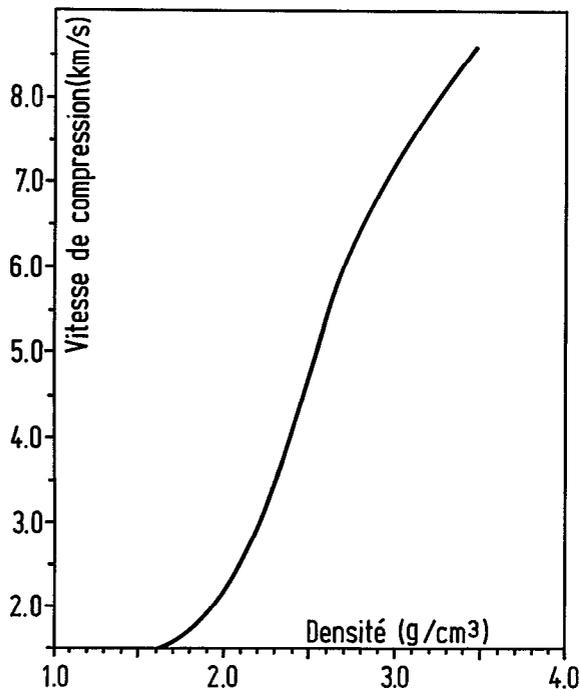


Fig. 8 - Courbe de correspondance entre densité d'un milieu et vitesse de compression utilisée dans les modèles de densité étudiés. Cette loi est une relation expérimentale statistique (courbe de Ludwig, Nafe et Drake).

ANNEXE II

GRAVIMÉTRIE MARINE — (Campagnes EVA VI et VII)

par Jean-Yves COLLOT

Environ 11 700 milles marins de gravimétrie ont été effectués lors des campagnes EVA VI et VII, réalisées conjointement par l'O.R.S.T.O.M. NOUMÉA et le National Ocean Survey (N.O.S) de la National Oceanic and Atmospheric Administration (N.O.A.A.) des États-Unis durant les périodes mai-juin 1978 et septembre à décembre 1978.

MATÉRIEL UTILISÉ

Les données ont été recueillies à bord du N.O. CORIOLIS (C.N.E.X.O.) à l'aide du gravimètre marin LaCoste et Romberg S-51 appartenant au N.O.S. (N.O.A.A.). Il s'agit d'un gravimètre monté sur

plate-forme stabilisée, caractérisé par un fléau à double amortissement mécanique et pneumatique pivotant autour d'un axe horizontal (LACOSTE, 1967). Les paramètres gravité, tension du ressort, effet de couplage mutuel et correction totale, ainsi que les différentes accélérations horizontales filtrées et non filtrées ont été enregistrés de façon analogique sur support papier. L'ensemble de ces paramètres a été filtré à l'enregistrement avec une période de 3,5 minutes afin d'éliminer une partie des accélérations parasites dues aux vagues.

De plus, les paramètres : gravité, tension du ressort, jour, heure, minutes, ainsi que sept combinaisons de vitesses et d'accélérations ($y''z'$, $y''z''$, $x''z''$, $|z''|^2$, x'' , y'' , $|x''|^2z''$) ont été enregistrés de façon digitale sur bandes magnétiques à raison d'un point toutes les 10 secondes. Ces derniers paramètres décrivent les mouvements du navire sous forme d'une série de puissance des accélérations et vitesses. Un coefficient d'intercorrélation (Cross Correlation) est calculé entre chacun d'eux et le paramètre gravité. Ceci doit permettre de vérifier le bon fonctionnement du gravimètre et, si une défaillance est détectée, ce traitement doit permettre de l'évaluer, et de la corriger ; le principe de base étant qu'il ne doit exister aucune corrélation entre le paramètre gravité et les mouvements propres du navire (LACOSTE, 1973).

BASES GRAVIMÉTRIQUES UTILISÉES

Les valeurs observées de la pesanteur sont rattachées à un certain nombre de bases, toutes définies dans le système de référence dit I.G.S.N. 71. Les valeurs théoriques de la pesanteur sont celles calculées sur l'ellipsoïde défini par l'U.G.G.I. en 1967.

Les bases gravimétriques utilisées ont été en partie implantées par les agents O.R.S.T.O.M. Elles se rapportent au Réseau Gravimétrique International Unifié (1971) et comprennent :

NOUMÉA PORT - Située au coin NE des W.C. accolés au dock de la Compagnie des Transports Maritimes HANNER. $g = 978865.47$ mgal. Elle a été établie par un grand nombre de liaisons avec la base internationale de Nouméa O.R.S.T.O.M. (JEZEK, 1976).

PORT VILA - Grand quai - Située au coin NW du bâtiment des Douanes sur le grand quai de Port Vila. $g = 978617.49$ mgal. La mesure de g a été établie par plusieurs liaisons avec la base Nouméa O.R.S.T.O.M.

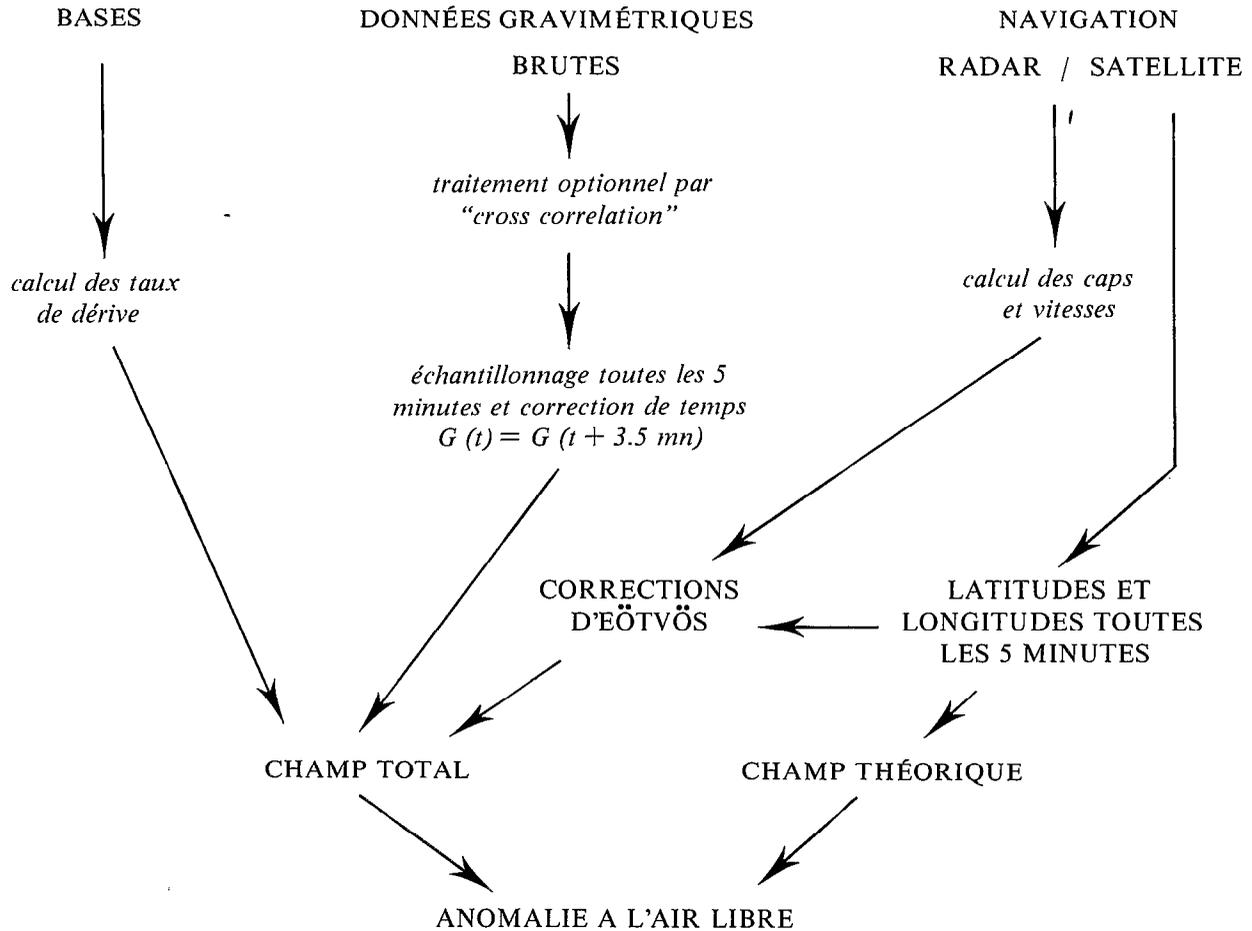
SUVA - Mineral Resources Division décrite dans JEZEK (1976) $g = 978599.56$ mgal.

TONGATAPU - Désignation "FUA' AMOTU", située sur l'aéroport à l'entrée de la "NAC HUT"; elle n'a pas été retrouvée lors de ces campagnes. $g = 978871.23$ mgal. Une station a, par conséquent, été établie et réoccupée sur la 1ère marche de la tour de contrôle de l'aéroport de TONGATAPU.

Les liaisons navire - bases de référence ont été effectuées avec les gravimètres LaCoste et Romberg G 58 et G 107.

TRAITEMENT DES DONNÉES

Le schéma général du traitement appliqué à ces données est le suivant :



PRÉCISION DES MESURES ET CONDITIONS DE TRAVAIL

La précision des mesures dépend essentiellement de la qualité de la navigation et de l'état de la mer. En effet, la mesure recueillie sur un navire en route doit être corrigée de l'effet de Coriolis afin de devenir équivalente à la mesure faite en un point immobile et de même position. La correction appropriée, appelée correction d'Eötvös a pour expression

$$\ddot{E} = 7.503 V \sin \alpha \cos \phi + 0.004 V^2$$

ϕ : latitude du point
 α : cap du navire
 V : vitesse sur le fond

Si les erreurs commises sont de l'ordre de 1° sur le cap et de 0.2 noeud sur la vitesse, la précision obtenue sur la correction d'Eötvös est de l'ordre de ± 1 mgal à la latitude 23° ; ceci montre l'importance de la navigation. D'autre part, les mouvements du bateau dus à l'état de la mer produisent des accélérations horizontales et verticales qui ont parfois des amplitudes mille fois supérieures aux variations que l'on veut mesurer. Ces accélérations sont périodiques, elles peuvent donc en partie être éliminées par filtrage mécanique ou analytique.

EVA VI - Une partie des profils a été effectuée dans le lagon de Nouvelle-Calédonie et dans le bassin des Loyauté ; de plus, 4 grands profils ont été réalisés sur l'arc des Nouvelles-Hébrides et le plateau Nord-Fidjien.

Le lagon néo-calédonien peut être considéré comme une mer très calme puisqu'il est protégé par le grand récif barrière. Dans ces eaux, la totalité de la navigation a été effectuée au voisinage des côtes par radar, à raison d'un point toutes les dix minutes. Cette navigation a ensuite été filtrée graphiquement de façon à ne garder que les changements de cap et de vitesse les plus significatifs.

Les profils effectués dans le bassin des Loyauté par mer relativement calme ont été calés par radar sur la côte Est calédonienne et sur les îles Loyauté.

L'analyse des écarts de l'anomalie à l'air libre X_j au croisement de deux profils a été faite sur 25 croisements au voisinage de la Nouvelle-Calédonie.

La moyenne arithmétique de ces croisements est :
$$\bar{X} = \frac{\sum x_j}{n} = 3.38 \text{ mgal}$$

la variance σ^2 et l'écart type σ ont respectivement pour valeur :

$$\sigma^2 = \frac{\sum (x_j - \bar{X})^2}{n} = 5.1$$

$$\sigma = 2.26 \text{ mgal}$$

La navigation des grands profils réalisés sur l'arc des Nouvelles-Hébrides et sur le plateau Nord-Fidjien a été faite en utilisant le positionnement par satellite. L'état de la mer n'a pas dépassé force 7.

L'écart moyen aux croisements des profils après correction d'Eötvös et filtrage des courtes périodes est de l'ordre de 4 mgal. Cinq rattachements aux bases de Nouméa - Port-Vila - Suva ont été effectués en 32 jours de navigation. La dérive du gravimètre, bien qu'irrégulière, peut être évaluée à 0,02 mgal / jour.

EVA VII - Lors de cette campagne, certains grands profils gravimétriques ont été découpés en tronçons par suite des opérations de sismique réfraction. La navigation a toujours été effectuée en utilisant le positionnement par satellite. La plus grande partie de cette campagne s'est déroulée dans des conditions météorologiques très difficiles. Quelques tronçons de profils gravimétriques ont dû être annulés par suite d'une forte houle de travers rendant la plate-forme stabilisée inefficace.

En 71 jours de campagne, 7 rattachements aux bases de Nouméa, Port-Vila, Suva et Tongatapu ont été réalisés.

Une dérive irrégulière dont la valeur moyenne est de l'ordre de 0.05 mgal/jour a été enregistrée.

L'étude des écarts de l'anomalie à l'air libre aux croisements des profils des campagnes EVA VI et EVA VII portant sur 14 croisements montre une moyenne des écarts en valeur absolue de 7.36 mgal avec une variance $\sigma^2 = 12.02$ et un écart type de $\sigma = 3.47$ mgal. Ces valeurs relativement fortes, ainsi que le mauvais temps subi lors de cette campagne nous ont conduits à suspecter une faiblesse dans le fonctionnement du gravimètre. Pour cette raison deux profils EVA 726 et 727 effectués sur l'arc des Tonga par mauvaise mer, l'un par mer arrière, l'autre contre la mer, ont été traités par "Cross Correlation" au laboratoire LaCoste et Romberg à Austin (Texas). Une erreur systématique allant de -5 mgal par mer arrière à $+9$ mgal contre la mer a été décelée et corrigée sur ces profils.

Pour des raisons de délai, l'ensemble de la croisière EVA VII n'a pu être à ce jour retraitée complètement par la méthode des "Cross Correlation". Néanmoins si les valeurs absolues de l'anomalie à l'air libre sont entachées d'erreur, les gradients restent dans la plupart des cas, valables.

Manuscrit remis en novembre 1979

ANNEXE III

LE GÉOÏDE

par Michel LARUE

Le géoïde est une surface équipotentielle du champ de pesanteur. En théorie, la forme du géoïde et l'ensemble des valeurs de la gravité forment deux représentations mathématiquement équivalentes et complètes d'une même réalité physique : le champ gravifique. La forme du géoïde est exprimée en hauteur par rapport à une surface géométrique simple de référence, un ellipsoïde. Elle a été, à l'origine, connue par la direction de la verticale, qui est, par définition, celle du vecteur champ perpendiculaire en chaque point à une surface équipotentielle, en particulier au géoïde. Ce dernier a donc été d'abord défini par une série de plans tangents. Ensuite, la forme du géoïde a été calculée à partir des valeurs de la gravité, par utilisation de l'intégrale de Stokes. Mais cette dernière suppose connue la gravité sur

l'ensemble de la terre, ce qui est loin d'être le cas, notamment dans les zones océaniques. C'est avec l'ère spatiale, par l'étude des trajectoires des satellites, que le géoïde a commencé à être mieux connu et notamment précisé dans les zones jusqu'alors vierges. (SMITHSONIAN INSTITUTION, 1966 ; RAPP, 1968). Ce modèle n'a, depuis, cessé de s'affiner (GAPOSCHKIN and LAMBECK, 1971 ; GAPOSCHKIN, 1974 ; LERCH *et al.*, 1974, 1977...).

Si les données de gravimétrie marine, quand la couverture était suffisante, ont fourni des modèles régionaux, ce sont les projets SKYLAB, GEOS 2 puis surtout GEOS 3 et ultérieurement SEASAT, qui ont permis la mesure directe par radar de la distance entre le satellite et la surface de la mer. Or, celle-ci est une matérialisation du géoïde, aux effets océanographiques près, tels que les courants. La connaissance de la trajectoire du satellite permet de déterminer la forme de la surface de la mer et donc celle du géoïde. Les caractéristiques du projet GEOS 3 (STANLEY, 1979) sont :

- la distance satellite- océan est mesurée au radar avec une précision de 20 ou 50 cm selon le mode, à un rythme d'une mesure par seconde, intégrant une surface au sol de 13×7 km,
- les détails de la construction du géoïde sont donnés par RAPP (1979),
- la précision estimée est de l'ordre de 1 m (BALMINO *et al.*, 1979).

Les résultats ont été comparés aux géoïdes gravimétriques sur les zones où coïncidaient les deux types de données par CHAPMAN et TALWANI (1979). Ces derniers en tirent un certain nombre de conclusions :

- 1 - Il existe des différences de niveau absolu qui peuvent atteindre 13 mètres.
- 2 - Il persiste des gradients dont les effets ajoutés aux différences de niveaux absolus évoqués ci-dessus conduisent à des différences de 25 mètres, intéressant des longueurs d'ondes de plusieurs milliers de kilomètres. Ces erreurs sont supposées dues à des incertitudes d'orbites, d'échelles, de corrections atmosphériques ou de mesures.
- 3 - Les différences les plus intéressantes entre les géoïdes gravimétriques et altimétriques concernent les courtes longueurs d'onde (inférieures à 200 km). Ces différences peuvent atteindre 10 mètres comme sur les fosses de l'ouest Pacifique. Leur position confirme qu'elles sont significatives de la structure géologique. Ces différences résultent du processus d'élaboration des géoïdes gravimétriques qui utilise la moyenne, par degré carré au mieux, de l'anomalie à l'air libre, opérant un filtrage passe bas, que ne subit pas la mesure d'altimétrie.

Ceci nous autorise à utiliser le géoïde altimétrique à des fins géologiques pour les moyennes longueurs d'onde. Il reste à préciser comment "lire" une carte du géoïde.

La relation entre la structure superficielle et la forme du géoïde peut être quantifiée. Sans entrer dans le détail des calculs, on doit se rappeler qu'il est possible, en milieu océanique, d'établir une relation entre les transformées de Fourier de la gravimétrie et de la morphologie (MC KENZIE and BOWIN, 1976). CHAPMAN (1979) a calculé qu'on passait de la transformée de Fourier de l'anomalie du géoïde à celle de la gravimétrie par une fonction de transfert de type $S(K) = \frac{A}{K}$ où A est une constante et K le

nombre d'onde en radians / km. Par conséquent, il existe une relation entre la transformée de Fourier de l'anomalie du géoïde et celle de la morphologie. Cette relation indique qu'une topographie équilibrée isostatiquement provoque des ondulations du géoïde de même longueur d'onde que les siennes, mais d'amplitude décroissante avec le nombre d'onde. Le géoïde détecte par conséquent mieux les phénomènes à grande longueur d'onde et la gravimétrie ceux de petite longueur d'onde. Comme les coefficients de l'équation sont réels il n'y a pas de déphasage entre l'anomalie du géoïde et la répartition des masses qui lui donne naissance.

Si on estime l'incertitude sur le géoïde à 1 mètre et celle sur l'anomalie gravimétrique à 10 mgal, CHAPMAN et TALWANI (1979) placent la frontière d'efficacité à une longueur d'onde de 600 km. En deçà c'est plutôt le domaine de la gravimétrie, au-delà celui exclusif du géoïde.

Ces remarques justifient une analyse de la forme du géoïde en des termes géologiques dans les limites précisées ci-dessus, à savoir : ne pas interpréter les niveaux absolus ni les anomalies de très grande longueur d'onde, ce qui n'est pas le propos de cet article. L'intérêt d'étudier le géoïde, au stade encore préliminaire de cette étude, réside surtout dans la possibilité d'étendre, par comparaison, les conclusions déduites de l'étude de profils en mer, aux zones sur lesquelles, seul le géoïde est connu.

Les premiers géoïdes publiés montrent qu'une anomalie de forte amplitude surmonte la Nouvelle-Guinée. L'amélioration des modèles et l'augmentation du degré du développement en harmoniques sphériques ont permis de mettre en évidence une excroissance vers le sud-est de cette anomalie et de préciser que celle-ci forme une bosse au-dessus du plateau Nord-Fidjien. Cette anomalie s'étend aussi vers le nord où elle suit la limite de la plaque Pacifique. Au niveau global, diverses explications ont été avancées, citons l'observation de la corrélation des maxima avec la ceinture circumpacifique ainsi qu'avec les zones d'expansion tandis que les minima sont associés aux bassins océaniques (KAULA, 1972).

D'autres auteurs (GOUGH, 1977 ; KAULA, 1972) tentent de relier la forme du géoïde au régime de convection dans le manteau, tandis que LAMBECK (1976) calcule des anomalies latérales de densité en profondeur, à cause de la longueur d'onde de ces anomalies. Toutefois, l'expression en développement, en harmonique sphérique du potentiel, avec une nécessaire limitation à un certain degré, agit comme un filtre passe bas sur le signal du géoïde. BALMINO (1972) tentant d'exprimer les anomalies du géoïde de GAPOCHKIN et LAMBECK (1971) par un ensemble économique de points masses, a trouvé que la profondeur exigeant le plus petit nombre de points était à 1300 km. Or, le géoïde avait été développé jusqu'à l'ordre 16 donnant une résolution de demi longueur d'onde de 11° . Nous pensons qu'il y a là un biais de la méthode. Le géoïde altimétrique (voir chap. VIII, Fig. VIII-26 et 27) montre qu'il existe une énergie importante dans les hautes fréquences qui justifierait un réexamen du problème suivant : une anomalie de grande longueur d'onde peut-elle avoir une cause superficielle étendue ?

A partir du géoïde altimétrique, RAPP (1979) a calculé des anomalies à l'air libre, moyennées par degré carré. (voir Fig. VIII-25). Différentes techniques peuvent être utilisées pour une telle inversion, soit l'utilisation de l'équation de Stokes, soit le passage par les transformées de Fourier, soit la technique de collocations par moindre carré. Ces différentes méthodes ont été discutées par RUMMEL et RAPP (1977). Pour l'établissement de la figure VIII-25 (voir chap. VIII), c'est la dernière méthode qui a été employée. Elle dispense d'étendre l'étude à l'ensemble de la terre. L'incertitude estimée par l'auteur est inférieure à 12 mgal. Il est permis de se demander si l'aspect local de la méthode qui constitue son principal avantage, n'agit pas comme un filtre passe haut, masquant les grandes longueurs d'onde qui ne se retrouveraient pas dans les anomalies à l'air libre.

Manuscrit remis en février 1980
Manuscrit révisé en janvier 1981

BIBLIOGRAPHIE GÉNÉRALE

- AGGARWAL Y.P., BARAZANGI M. and ISACKS B., 1972 - P and S traveltimes in the Tonga-Fiji region: A zone of low velocity in the uppermost mantle behind the Tonga island arc. *J. Geophys. Res.*, 77, pp. 6427-6434.
- ANDERSON R.N. and HOBART M.A., 1976 - The relation between heat flow, sediment thickness, and age in the eastern Pacific. *J. Geophys. Res.*, 81, pp. 2968-2989.
- ANDREWS J.E., PACKHAM G. H. *et al.*, 1975 - Site 286, in "Initial reports of the deep sea drilling project", vol. 30, Washington (US Government Printing Office), pp. 69-131.
- ANDREWS D.J. and SLEEP N.H., 1974 - Numerical modelling of tectonic flow behind island arcs. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 38, pp. 237-251.
- ARNOULD A., 1958 - Etude géologique de la partie nord-est de la Nouvelle-Calédonie. Thèse d'Etat. Université de Paris, 450 p.
- ASH R.P., CARNEY J.N. and MACFARLANE A., 1978 - Geology of Efate and offshore islands. N.H. Cond. Geol. Surv. Reg. Rept., 49 p.
- AUBOUIN J., MATTAUER M. et ALLEGRE C., 1977 - La couronne ophiolitique périaustralienne : un charriage océanique représentatif des stades précoces de l'évolution alpine. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 285, série D, pp. 953-956.
- AVIAS J., 1953 - Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique des formations antécétacées de la Nouvelle-Calédonie centrale. Extrait de : *Sciences de la Terre*, t. 1, n° 1/2, 327 p.
- AVIAS J., 1967 - Overthrust structure of the main ultrabasic New Caledonian massives. *Tectonophysics*, 4, n° 4/6, pp. 531-541.

- AVIAS J., 1977 - About some features of allochthonous ophiolitic and vulcanosedimentary suites units and their contact zones in New Caledonia. International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, éd. Technip, Paris, pp. 245-264.
- BAIN J.H.C., 1973 - A summary of the main structural elements of Papua New Guinea, in "The Western Pacific : Island arcs, marginal seas, geochemistry" by P.J. Coleman (ed.), Univ. West. Aust. Press, pp. 147-161.
- BAKER P.E., 1968 - Petrology of Mt Misery volcano, St Kitts, West Indies. *Lithos*, 1, pp. 124-150.
- BAKER P.E., 1978 - Pétrologie des laves dans les zones de subduction, in "Les roches volcaniques - Pétrologie et cadre structural" par M. Girod *et al.*, Doin éd., Paris, pp. 136-165.
- BALMINO G., 1972 - Representation of the earth potential by buried masses, in "The use of artificial satellites for geodesy" by S.W. Henricksen, A. Mancini and B.H. Chovitz, Geophysical Monograph n°15, A.G.U., Washington D.C., pp. 121-124.
- BALMINO G., 1978 - Traitement des mesures altimétriques de GEOS 3 - calcul de géoïdes locaux - apport à la connaissance globale du champ gravitationnel terrestre. Utilisation pour l'océanologie des satellites d'observation de la terre. CNEXO - Actes de colloques n°5.
- BALMINO G., BROSSIER C., CAZENAVE A., NOUEL F., DOMINH K. and VALES N., 1979 - Geoid of the Kerguelen islands area determined from GEOS 3 altimeter data. *J. Geophys. Res.*, 84, pp. 3827-3831.
- BALTZER F. et TRECASSES J.J., 1971 a - Erosion, transport et sédimentation liés aux cyclones tropicaux dans les massifs d'ultrabasites de Nouvelle-Calédonie. Première approche du bilan général de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation sur péridotite en zone tropicale. *Cah. ORSTOM, série Géol.*, III, 2, pp. 221-244.
- BALTZER F. et TRECASSES J.J., 1971 b - Première estimation du bilan de l'altération, de l'érosion, et de la sédimentation, sur péridotites, sous le climat tropical de la Nouvelle-Calédonie. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 273, série D, pp. 2034-2037.
- BARAZANGI M. and DORMAN J., 1969 - World seismicity maps compiled from ESSA, coast and geodetic survey, epicenter data, 1961, 1967. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, pp. 369-380.
- BARAZANGI M. and ISACKS B.L., 1971 - Lateral variations of seismic-wave attenuation in the upper mantle above the inclined earthquake zone of the Tonga island arc : Deep anomaly in the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 76, pp. 8493-8516.
- BARAZANGI M., ISACKS B.L., DUBOIS J. and PASCAL G., 1974 - Seismic wave attenuation in the upper mantle beneath the southwest Pacific. *Tectonophysics*, 24, n°1/2, pp. 1-12.
- BARAZANGI M., ISACKS B.L., OLIVER J., DUBOIS J. and PASCAL G., 1973 - Descent of lithosphere beneath New Hebrides, Tonga-Fiji and New Zealand : Evidence for detached slabs. *Nature*, 242, pp. 98-101.
- BARAZANGI M., PENNINGTON W. and ISACKS B.L., 1975 - Global study of seismic wave attenuation in the upper mantle behind island arcs using pP waves. *J. Geophys. Res.*, 80, pp. 1079-1092.
- BAUBRON J.C., GUILLON J.H. et RECY J., 1976 - Géochronologie par la méthode K/Ar du substrat volcanique de l'île Maré, archipel des Loyauté (Sud-Ouest Pacifique). *Bull. BRGM*, (2), IV, n° 3, pp. 165-175.
- BAUER G.R., 1970 - The geology of Tofua island, Tonga. *Pacific Science*, 24, pp. 333-350.
- BELL T.S., 1972 - Geotectonic evolution of the southern Caribbean area. *Geol. Soc. Am.*, Memoir 132, pp. 363-400.
- BELLON H. and PRINZHOFER A., (in prep.) - Geochronological approach to the geodynamic evolution of the neo-caledonian ophiolite and the associated intrusive sequence.
- BENDER M.L., FAIRBANKS R.G., TAYLOR F.W., MATTHEWS R.K., GODDARD J.G. and BROECKER W.S., 1979 - Uranium-series dating of the Pleistocene reef tracts of Barbados, West Indies. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, pp. 577-594.
- BENOIT M. and DUBOIS J., 1971 - The earthquakes swarm in the New Hebrides archipelago, August 1965, in "Recent crustal movements" by B. Collins and R. Fraser (ed.), *Roy. Soc. N.Z. Bull.*, 9, pp. 141-148.
- BENTZ F.P., 1974 - Marine geology of the southern Lord Howe rise, southwest Pacific, in "The geology of continental margins" by C.A. Burk and C.L. Drake (ed.), Springer-Verlag, N.Y., pp. 537-547.

- BERCKHEMER H., 1969 - Direct evidence for the composition of the lower crust and the Moho. *Tectonophysics*, 8, n° 2, pp. 97-105.
- BILLINGTON S., ISACKS B.L. and BARAZANGI M., 1977 - Spatial distribution and focal mechanisms of mantle earthquakes in the Hindu Kush - Pamir region : A contorted Benioff zone. *Geology*, 5, pp. 699-704.
- BIRCH F., SCHAIRER J.F. and SPICER C.H., 1942 - Handbook of physical constants. *Geol. Soc. Am.*, Special papers, n° 36.
- BISCHKE R.E., 1974 - A model of convergent plate margins based on the recent tectonics of Shikoku, Japan. *J. Geophys. Res.*, 79, pp. 4845-4858.
- BLACK P.M. and BROTHERS R.N., 1977 - Blueschist ophiolites in the melange zone, northern New Caledonia. *Contr. Mineral. Petrol.*, 65, pp. 69-78.
- BLAKE M.C., BROTHERS R.N. and LANPHERE M.A., 1977 - Radiometric ages of blueschists in New Caledonia. Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, éd. Technip, Paris, pp. 279-282.
- BLOOM A.L., 1977 - Atlas of sea-level curves. I.G.C.P. Project 61.
- BLOOM A.L., BROECKER W.S., CHAPPELL J.M.A., MATTHEWS R.K. and MESOLELLA K.J., 1974 - Quaternary sea-level fluctuations on a tectonic coast : New $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates from the Huon peninsula, New Guinea. *Quaternary Res.*, 4, pp. 185-205.
- BLOOM A.L., JOUANNIC C. and TAYLOR F.W., 1978 - Preliminary radiometric ages from the uplifted Quaternary coral reefs of Efate, in "Geology of Efate and offshore islands", N.H. Cond. Geol. Surv. Reg. Rept., pp. 47-49.
- BLOT C., 1976 - Volcanisme et sismicité dans les arcs insulaires. Prévision de ces phénomènes. Editions de l'ORSTOM, série Géophysique, n° 13, 206 p.
- BOTTINGA Y. and STEINMETZ L., 1979 - A geophysical, geochemical, petrological model of the sub-marine lithosphere. *Tectonophysics*, vol. 55, n° 3/4, pp. 311-347.
- BRIGGS R.M., LILLIE A.R. and BROTHERS R.N., 1978 - High-pressure regional metamorphism in the Diahot area, New Caledonia. *Bull. BRGM Fr.*, section IV, n°3, pp. 171-189.
- de BROIN C.E., AUBERTIN F. and RAVENNE C., 1977 - Structure and history of the Solomon-New Ireland region. International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, éd. Technip, Paris, pp. 37-50.
- BROOKFIELD M.E., 1977 - The emplacement of giant ophiolite nappes. I - Mesozoic - Cenozoic examples. *Tectonophysics*, 37, n°4, pp. 247-303.
- BROOKS J.A., CONNELLY J.B., FINLAYSON O.M. and WIEBENGA W.A., 1971 - St George's channel-Bismarck sea trough. *Nature Phys. Sci.*, 229, n° 7, pp. 205-207.
- BROTHERS R.N., 1974 a - Kaikoura orogeny in Northland, New Zealand. *N.Z Journal of Geology and Geophysics*, vol 17, n°1, pp. 1-18.
- BROTHERS R.N., 1974 b - High-pressure schists in Northern New Caledonia. *Contr. Mineral. Petrol.*, 46, n°2, pp. 109-127.
- BROTHERS R.N. and BLAKE M.C., 1973 - Tertiary plate tectonics and high-pressure metamorphism in New Caledonia. *Tectonophysics*, vol. 17, n°4, pp. 337-358.
- BRYAN W.B., STICE G.D. and EWART A., 1972 - Geology, petrography, and geochemistry of the volcanic islands of Tonga. *J. Geophys. Res.*, 77, pp. 1566-1585.
- BURNS R.E., ANDREWS J.E. *et al.*, 1973 a - Site 204, in "Initial reports of the deep sea drilling project", vol. 21, Washington (US Government Printing Office), pp. 33-56.
- BURNS R.E., ANDREWS J.E. *et al.*, 1973 b - Site 205, in "Initial reports of the deep sea drilling project", vol. 21, Washington (US Government Printing Office), pp. 57-102.
- BUTTERLIN J., 1977 - Géologie structurale de la région des Caraïbes. Masson, Paris.
- CALDWELL J.G., 1978 - The mechanical behavior of the oceanic lithosphere near subduction zones. PhD thesis, faculty of the Graduate School of Cornell University, 151 p.
- CARNEY J.N. and MACFARLANE A., 1977 - Volcano-tectonic events and pre-Pliocene crustal extension in the New Hebrides. International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, éd. Technip, Paris, pp. 91-104.
- CARNEY J.N. and MACFARLANE A., 1978 - Lower to middle Miocene sediments on Macwo, New Hebrides, and their relevance to the development of the outer melanesian arc system. *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, 9, n°3, pp. 123-130.

- CARNEY J.N. and MACFARLANE A., 1979 - Geology of Tanna, Aneityum, Futuna and Aniwa. N.H. Govern. Geol. Surv. Reg. Rept., 71p.
- CARNEY J.N. and MACFARLANE A., (sous presse) - Geological evidence bearing on the Miocene to recent structural evolution of the New Hebrides arc. *Tectonophysics*.
- de CHALVRON M., DUBOIS J., PUECH J.L. et REICHENFELD C., 1966 - Croisière bathymétrique aux Nouvelles-Hébrides à bord du Coriolis. Rapport ORSTOM, Nouméa, 11p.
- CHAPMAN M.E., 1979 - Techniques for interpretation of geoid anomalies. *J. Geophys. Res.*, 84, pp. 3793-3801.
- CHAPMAN M.E. and BODINE J.H., 1979 - Considerations of the indirect effect in marine gravity modelling. *J. Geophys. Res.*, 84, pp. 3889-3892.
- CHAPMAN M.E. and TALWANI M., 1979 - Comparison of gravimetric geoids with GEOS 3 altimetric geoid. *J. Geophys. Res.*, 84, pp. 3803-3816.
- CHASE C.G., 1971 - Tectonic history of the Fiji plateau. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, pp. 3087-3110.
- CHASE C.G., 1978 - Extension behind island arcs and motions relative to hot spots. *J. Geophys. Res.*, 83, pp. 5385-5387.
- CHASE T.E., KARIG D.E., NEWHOUSE D.A. and TAYLOR I.L., 1968 - Bathymetry of the Southwest Pacific. Scripps Inst. Oceanogr., San Diego.
- CHEN T. and FORSYTH D.W., 1978 - A detailed study of two earthquakes seaward of the Tonga trench: Implications for mechanical behavior of the oceanic lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 83, pp. 4995-5003.
- CHERKIS N.Z., 1980 - Aeromagnetic investigations and sea floor spreading history in the Lau basin and northern Fiji plateau. *UN ESCAP, CCOP/SOPAC Tech. Bull.* 3, pp. 37-45.
- CHEVALIER J.P., 1968 - Expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie: l'île de Maré. Vol. 3, éditions de la Fondation Singer-Polignac, Paris, 158p.
- CHOUDHURY M.A., POUPINET G. and PERRIER G., 1975 - Shear velocity from differential travel times of short-period ScS — P in New Hebrides, Fiji-Tonga and Banda sea regions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, pp. 1787-1796.
- CHRISTENSEN N.I., 1966 - Elasticity of ultrabasic rocks. *J. Geophys. Res.*, 71, pp. 5921-5931.
- CHRISTENSEN N.I. and SALISBURY M.H., 1975 - Structure and constitution of the lower oceanic crust. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 13, pp. 57-86.
- CHUNG W.Y. and KANAMORI H., 1978 a - Subduction process of a fracture zone and aseismic ridges - the focal mechanism and source characteristics of the New Hebrides earthquake of 1969 January 19 and some related events. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 54, pp. 221-240.
- CHUNG W.Y. and KANAMORI H., 1978 b - A mechanical model for plate deformation associated with aseismic ridge subduction in the New Hebrides arc. *Tectonophysics*, 50, n°1, pp. 29-40.
- CLARK J.A., FARRELL W.E. and PELTIER W.R., 1978 - Global changes in post-glacial sea-level: A numerical calculation. *Quaternary Res.*, 9, pp. 265-287.
- COCHRAN J.R., 1979 - An analysis of isostasy in the world's oceans. 2, Midocean ridge crests. *J. Geophys. Res.*, 84, pp. 4713-4730.
- COCHRAN J.R. and TALWANI M., 1977 - Free-air gravity anomalies in the world's oceans and their relationship to residual elevation. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 50, pp. 495-552.
- COLEMAN P.J., 1969 - Derived Eocene larger foraminifera on Maewo, eastern New Hebrides, and their south-west Pacific implications. *Ann. Rep. Geol. Surv. N.H.*, pp. 36-37.
- COLEMAN P.J., 1970 - Geology of the Solomon and New Hebrides islands, as part of the melanesian re-entrant, south-west Pacific. *Pacific Science*, 24, pp. 289-314.
- COLEMAN P.J., 1973 - The western Pacific: Island arcs, marginal seas, geochemistry. University of Western Australia Press, 675 p.
- COLEMAN P.J. and HACKMAN B.D., 1974 - Solomon islands, in "Mesozoic-Cenozoic orogenic belts: Data for orogenic studies" by A.M. Spencer (ed.), Geol. Soc. Lond., Spec. pub., pp. 453-461.
- COLEMAN P.J. and PACKHAM G.H., 1976 - The Melanesian borderlands and India-Pacific plates' boundary. *Earth Sc. Rev.*, 12, pp. 197-233.
- COLEMAN R.G., 1971 - Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *J. Geophys. Res.*, 76, pp. 1212-1222.

- COLEMAN R.G., 1977 - Ophiolites. Ancient oceanic lithosphere ? Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, N.Y., 72 fig., 229 p.
- COLLEY H. and ASH R.P., 1971 - The geology of Erromango. N.H. Cond. Geol. Surv. Reg. Rept., 112 p.
- COLLEY H. and WARDEN A.J., 1974 - Petrology of the New Hebrides. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, pp. 1635-1646.
- COLLIGNON M., 1977 - Ammonites néocrétacées de la Nouvelle-Calédonie. *Bull. BRGM, Fr.*, (2), IV, 1, pp. 7-36.
- COLLOT J.Y. and MISSEGUE F., 1977 a - Gravity measurements in Loyalty archipelago, southern New Caledonia and the Isle of Pines. International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, éd. Technip, Paris, pp. 125-134.
- COLLOT J.Y. and MISSEGUE F., 1977 b - Crustal structure between New Caledonia and the New Hebrides. International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, éd. Technip, Paris, pp. 135-144.
- CONNELLY J.B., 1974 - A structural interpretation of magnetometer and seismic profiler records in the Bismarck sea, melanesian archipelago. *J. Geol. Soc. Aust.*, 21, pp. 459-470.
- CORMIER V.F., 1975 - Tectonics near the junction of the Aleutian and Kuril-Kamchatka arcs and a mechanism for middle Tertiary magmatism in the Kamchatka basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, pp. 443-453.
- COUDERT E., 1980 - Etude de la sismicité du sud de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides, enregistrée par un réseau temporaire de stations locales et sous-marines. Thèse de 3ème cycle, Université de Paris-Sud (Orsay).
- COUDRAY J., 1969 - Observations nouvelles sur les formations miocènes et post-miocènes de la région de Népoui (Nouvelle-Calédonie) : précisions lithologiques et preuves d'une tectonique "récente" sur la côte sud-ouest de ce territoire. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 269, série D, pp. 1599-1602.
- COUDRAY J., 1975 - Recherches sur le Néogène et le Quaternaire marins de la Nouvelle-Calédonie. Thèse de Doctorat ès Sciences, Université des Sciences et Techniques du Languedoc (Montpellier). Expédition française sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie, vol. 8, Fondation Singer-Polignac, 276p.
- COUDRAY J., 1977 - The main events of the sedimentary and structural history of New Caledonia from the Oligocene to the present day. International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, éd. Technip, Paris, pp. 217-228.
- COULON C. et MAURY R.C., 1980 - Pétrologie des laves tholéitiques de l'île de Tanna (Nouvelles-Hébrides) : importance des phénomènes cumulatifs dans le volcanisme d'arc insulaire. 8ème R.A.S.T., Marseille.
- COULON C., GIROD M., LEFEVRE C., MARCELOT G. and MAURY R.C., 1980 - Petrology of the quaternary lavas of New Hebrides island arc. 26 ème Cong. Géol. Int., Paris, résumé vol. 1, p. 33.
- COULON C., MAILLET P. et MAURY R.C., 1979 - Contribution à l'étude du volcanisme de l'arc des Nouvelles-Hébrides : données pétrologiques sur les laves de l'île d'Efaté. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXI, n°5, pp. 619-629.
- CRENN Y., 1952 - Itinéraires gravimétriques de Nouvelle-Calédonie. Rapport de l'Institut Français d'Océanie - Nouméa.
- CRENN Y., 1953 - Anomalies gravimétriques et magnétiques liées aux roches basiques de Nouvelle-Calédonie. *Ann. Géophys.*, Fr., t. 9, fasc. 4, pp. 291-299.
- CROOK K.A.W., 1978 - Stage maps to illustrate the development of the southwest Pacific, 90 m.y. to present : A consequence of earth rotation ? *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, 9, n°3, pp. 152-156.
- CULLEN D.J., 1975 - Kandavu bathymetry. N.Z. Oceanogr. Inst. Chart, Oceanic Series, 1/1 000 000e.
- CURTIS R., 1962 - Petrographic description of a specimen from Matthew island submitted by R. Priam. Rapp. dactyl., Geol. Surv. N.H., 2p.
- DANIEL J., 1978 a - Phénomène de subduction et existence du prisme d'accrétion : enseignement de l'arc des Nouvelles-Hébrides. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 286, série D, pp. 1755-1758.

- DANIEL J., 1978 b - Morphology and structure of the southern part of the New Hebrides island arc system. *J. Physics of the Earth*, 26, pp. S 181-S 190.
- DANIEL J., DUGAS F., DUPONT J., JOUANNIC C., LAUNAY J., MONZIER M. et RECY J., 1976-La zone charnière Nouvelle-Calédonie - ride de Norfolk (S-W Pacifique). Résultats de dragages et interprétation. *Cah. ORSTOM, série Géol.*, VIII, n° 1, pp. 95-105.
- DANIEL J., JOUANNIC C., LARUE B. and RECY J., 1977 - Interpretation of d'Entrecasteaux zone (north of New Caledonia). International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, éd. Technip, Paris, pp. 117-124.
- DANIEL J., JOUANNIC C., LARUE B. M. and RECY J., 1978 - Marine geology of eastern Coral sea (eastern margin of Indo-australian plate, north of New Caledonia). *South Pacific Marine Geological Notes*, vol. 1, n° 8, pp. 81-94.
- DAVIES H.L., 1971 - Peridotite - gabbro - basalt complex in eastern Papua : An overthrust plate of oceanic mantle and crust. *Aust. Bur. Mineral Res. Geology and Geophysics*, bull. 128, p.48.
- DAVIES H.L. and SMITH I.E., 1971 - Geology of eastern Papua. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, pp. 3299-3312.
- DAVIS W. M., 1925 - Les côtes et les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie. *Ann. Geogr.*, t. XXXIV, n° 191, pp. 244-269, 332-359, 423-441, 521-556, Paris.
- DENHAM D., 1969 - Distribution of earthquakes in the New Guinea- Solomon islands region. *J. Geophys. Res.*, 74, pp. 4290-4299.
- DEWEY J.F., 1976 - Ophiolite obduction. *Tectonophysics*, 31, n° 1/2, pp. 93-120.
- DEWEY J.F. and BIRD J.M., 1970 - Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 75, pp. 2625-2647.
- DEWEY J.F. and BIRD J.M., 1971 - Origin and emplacement of the ophiolite suite : Appalachian ophiolites in Newfoundland. *J. Geophys. Res.*, 76, pp. 3179-3206.
- DICKINSON W. R., 1973 - Widths of modern arc-trench gaps proportional to past duration of igneous activity in associated magmatic arcs. *J. Geophys. Res.*, 78, pp. 3376-3389.
- DICKINSON W.R., 1978 - Plate tectonic evolution of North Pacific rim. *J. Physics of the Earth*, vol. 26, pp. S1-S19.
- DIEBOLD J.B., STOFFA P.L. and BUHL P., 1979 - Preliminary results from the two-ship expanding spread profiles acquired during ROSE. *EOS Trans.*, AGU, 60, n° 46, p. 887.
- DUBOIS J., 1968 - Etude de la dispersion des ondes de Rayleigh dans la région du Sud-Ouest Pacifique. *Ann. Géophys.*, t. 24, pp. 1-10.
- DUBOIS J., 1969 - Contribution à l'étude structurale du Sud-Ouest Pacifique d'après les ondes sismiques observées en Nouvelle-Calédonie et aux Nouvelles-Hébrides. Thèse de Doctorat ès Sciences, *Ann. Géophys.*, t. 25, n° 4, pp. 923-972.
- DUBOIS J., 1971 - Propagation of P waves and Rayleigh waves in Melanesia : Structural implications. *J. Geophys. Res.*, 76, pp. 7217-7240.
- DUBOIS J., DUGAS F., LAPOUILLE A. et LOUAT R., 1975 a - Fossés d'effondrement en arrière de l'arc des Nouvelles-Hébrides. Mécanismes proposés. *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dynam.*, XVII, fasc. 1, pp. 73-94.
- DUBOIS J., DUGAS F., LAPOUILLE A. and LOUAT R., 1978 - The troughs at the rear of the New Hebrides island arc : Possible mechanisms of formation. *Can. J. Earth Sci.*, 15, pp. 351-360.
- DUBOIS J., DUPONT J., LAPOUILLE A. and RECY J., 1977 a - Lithospheric bulge and thickening of the lithosphere with age : Examples in the South-West Pacific. International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, éd. Technip, Paris, pp. 371-380.
- DUBOIS J., LAUNAY J. et RECY J., 1973 a - 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, série Géol.*, V, n° 1, pp. 3-24.
- DUBOIS J., LAUNAY J. and RECY J., 1974 a - Uplift movements in New Caledonia - Loyalty islands area and their plate tectonics interpretation. *Tectonophysics*, 24, n° 1/2, pp. 133-150.
- DUBOIS J., LAUNAY J. and RECY J., 1975 b - Some new evidence on lithospheric bulges close to island arcs. *Tectonophysics*, 26, n° 3/4, pp. 189-196.
- DUBOIS J., LAUNAY J., RECY J. and MARSHALL J., 1977 b - New Hebrides trench : Subduction rate from associated lithospheric bulge. *Can. J. Earth Sci.*, 14, pp. 250-255.

- DUBOIS J., LARUE B., LAUNAY J., RECY J. et REICHENFELD C., 1970 - Profils bathymétriques et magnétiques à travers le bassin Nord-Fidjien et la dorsale de Hunter. Rapport ORSTOM, Nouméa, 52 p.
- DUBOIS J., PASCAL G., BARAZANGI M., ISACKS B.L. and OLIVER J., 1973 b - Travel times of seismic waves between the New Hebrides and Fiji islands : A zone of low velocity beneath the Fiji plateau. *J. Geophys. Res.*, 78, pp. 3431-3436.
- DUBOIS J., RAVENNE C., AUBERTIN F., LOUIS J., GUILLAUME R., LAUNAY J. and MONTADERT L., 1974 b - Continental margins near New Caledonia, in "The geology of continental margins" by C.A. Burk and C.L. Drake (ed.), Springer-Verlag, N.Y., pp. 521-535.
- DUGAS F., CARNEY J.N., CASSIGNOL C., JEZEK P.A. and MONZIER M., 1977 a - Dredged rocks along a cross-section in the southern New Hebrides island arc and their bearing on the age of the arc. International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, éd. Technip, Paris, pp. 105-116.
- DUGAS F. et DEBENAY J.P., 1978 - Interférence des failles-flexures littorales et de l'érosion karstique sur les constructions coralliennes : le lagon de Nouvelle-Calédonie. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 287, série D, pp. 1091-1094.
- DUGAS F., DUBOIS J., LAPOUILLE A., LOUAT R. and RAVENNE C., 1977 b - Structural characteristics and tectonics of an active island arc : The New Hebrides. International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, éd. Technip, Paris, pp. 79-90.
- DUGAS F. et PARROT J.F., 1978 - Reconstitution de la ceinture éocène du Sud-Ouest Pacifique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 287, série D, pp. 671-674.
- DUPONT J., 1979 - Le système d'arc insulaire des Tonga et Kermadec : deux morphologies différentes, une seule zone de subduction (Pacifique Sud). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 289, série D, pp. 245-248.
- DUPONT J., LAUNAY J., RAVENNE C. et de BROIN C.E., 1975 - Données nouvelles sur la ride de Norfolk (Sud-Ouest Pacifique). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 281, série D, pp. 605-608.
- EADE J.V., 1971 - Tonga bathymetry. N.Z. Oceanogr. Inst. Chart, Oceanic series, 1/1 000 000e.
- EIBY G.A., 1977 - The junction of the main New Zealand and Kermadec seismic regions. International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, éd. Technip, Paris, pp. 167-178.
- ELSASSER W.M., 1971 - Sea-floor spreading as thermal convection. *J. Geophys. Res.*, 76, pp. 1101-1112.
- EQUIPE DE GEOLOGIE-GEOPHYSIQUE EN MER DE NOUMEA, 1971 - Profils bathymétriques et magnétiques entre l'île des Pins et le grand récif sud de la Nouvelle-Calédonie. Rapport ORSTOM, Nouméa, 27p.
- ESPIRAT J.J., 1963 - Etude géologique de régions de la Nouvelle-Calédonie septentrionale (extrémité Nord et versant Est). Thèse de Doctorat d'Univ., Université de Clermont, 217p.
- EWART A., 1976 - Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas - some statistics and implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31, pp. 417-432.
- EWART A., BROTHERS R.N. and MATEEN A., 1977 - An outline of the geology and geochemistry, and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga-Kermadec-New Zealand island arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2, pp. 205-250.
- EWART A. and BRYAN W.B., 1972 - Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, tongan islands. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, pp. 3281-3298.
- EWART A. and BRYAN W.B., 1973 - The petrology and geochemistry of the tongan islands, in "The Western Pacific : Island arcs, marginal seas, geochemistry" by P.J. Coleman (ed.), University of Western Australia Press, pp. 503-522.
- EWART A., BRYAN W.B. and GILL J.B., 1973 - Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga (South-West Pacific). *J. Petrol.*, 14, pp. 429-465.
- EWING J. and EWING M., 1959 - Seismic refraction profiles in the Atlantic ocean basins, in the Mediterranean sea, on the mid-Atlantic ridge and in the Norwegian sea. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70, pp. 291-318.
- FALEYEV V. I., UDINTSEV G.B., AGAPOVA G.V., DOMANITSKIY YE.A. and MAROVA N.A., 1977 - Data on the maximum depths of trenches in the world ocean. *Oceanology*, 17, n°3, pp. 311-313.

- FALVEY D.A., 1975 - Arc reversals, and a tectonic model for the North Fiji basin. *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, 6, n° 2/3, pp. 47-49.
- FALVEY D.A., 1978 - Analysis of palaeomagnetic data from the New Hebrides. *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, 9, n° 3, pp. 117-123.
- FINLAYSON D.M. and CULL J.P., 1973 - Structural profiles in the New Britain - New Ireland region. *J. Geol. Soc. Aust.*, 20, pp. 37-48.
- FINLAYSON D.M., DRUMMOND B.J., COLLINS C.D.M. and CONNELLY J.B., 1977 - Crustal structures in the region of the papuan ultramafic belt. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 14, pp. 13-29.
- FISHER N.H., 1957 - Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields. Part V : Melanesia. International Volcanological Association, Napoli, Italia, pp. 102-105.
- FISHER R.L. and ENGEL C.G., 1969 - Ultramafic and basaltic rocks dredged from the nearshore flank of the Tonga trench. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, pp. 1373-1378.
- FITCH T.J., 1972 - Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 77, pp. 4432-4460.
- FLEITOUT L., 1977 - Influence de la rhéologie et du couplage thermomécanique sur le cisaillement dans le manteau terrestre : applications à l'asthénosphère océanique, aux zones de subduction et aux failles transformantes. Thèse de 3ème cycle, Université de Paris-Sud, Orsay, 128 p.
- FORSYTH D.W., 1975 - Fault plane solutions and tectonics of the south Atlantic and Scotia sea. *J. Geophys. Res.*, 80, pp. 1429-1443.
- FRANK F.C., 1968 - Curvature of island arcs. *Nature*, 220, p. 363.
- FRENEIX S., 1981 - Faunes de bivalves du Sénonien de Nouvelle-Calédonie. Analyse paléobiogéographique, biostratigraphique, paléocéologique. *Annales de Paléontologie-Invertébrés*, vol. 67, Fasc. 1, pp. 13-22.
- FROHLICH C., BARAZANGI M. and ISACKS B.L., 1977 - Upper mantle structure beneath the Fiji plateau : Seismic observations of second P arrivals from the olivine-spinel phase transition zone. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 50, pp. 185-213.
- FRYER P., 1974 - Petrology of some volcanic rocks from the northern Fiji plateau. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, pp. 1717-1720.
- FURUMOTO A.S., HUSSONG D.M., CAMPBELL J.F., SUTTON G.H., MALAHOFF A., ROSE J.C. and WOOLLARD G.P., 1970 - Crustal and upper mantle structure of the Solomon islands as revealed by seismic refraction survey of Nov. - Dec. 1966. *Pacific Science*, 24, pp. 315-332.
- FURUMOTO A.S., WIEBENGA W.A., WEBB J.P. and SUTTON G.H., 1973 - Crustal structure of the hawaiian archipelago, northern Melanesia, and the central Pacific basin by seismic refraction methods. *Tectonophysics*, 20, n° 1/4, pp. 153-164.
- GAPOSCHKIN E.M., 1974 - Earth's gravity field to the eighteenth degree and geocentric coordinates for 104 stations from satellite and terrestrial data. *J. Geophys. Res.*, 79, pp. 5377-5411.
- GAPOSCHKIN E.M. and LAMBECK K., 1971 - Earth's gravity field to the sixteenth degree and station coordinates from satellite and terrestrial data. *J. Geophys. Res.*, 76, pp. 4855-4883.
- GASS I.G. and MASSON-SMITH D., 1963 - The geology and gravity anomalies of the Troodos massif, Cyprus. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 255, pp. 417-467.
- GAVEN C., BERNAT M., JOUANNIC C. et TAYLOR F.W., 1980 - Mouvements verticaux des Nouvelles-Hébrides pendant les derniers 120.000 ans. Datations de coraux par la méthode Io-U. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 290, série D, pp. 175-178.
- GEZE B., 1963 - Observations tectoniques dans le Pacifique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), V, 11, pp. 154-164.
- GILL J.B., 1976 a - Composition and age of Lau basin and ridge volcanic rocks : Implications for evolution of an interarc basin and remnant arc. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, pp. 1384-1395.
- GILL J.B., 1976 b - From island arc to oceanic islands : Fiji, southwestern Pacific. *Geology*, 4, pp. 123-126.
- GILL J.B. and GORTON M., 1973 - A proposed geological and geochemical history of eastern Melanesia, in "The Western Pacific : Island arcs, marginal seas, geochemistry" by P.J. Coleman (ed.), University of Western Australia Press, pp. 543-566.
- GILL J.B. and McDOUGALL I., 1973 - Biostratigraphic and geological significance of Miocene-Pliocene volcanism in Fiji. *Nature*, 241, pp. 176-180.

- GIROD M., 1978 - Séries volcaniques et tectonique des plaques, in "Les roches volcaniques - Pétrologie et cadre structural" par M. Girod *et al.*, Doin éd., Paris, pp. 74-96.
- GOGUEL J., 1980 - Utilisation de la gravimétrie en géologie structurale. ORSTOM Géophysique, n° 17, pp. 59-78.
- GORTON M.P., 1974 - The geochemistry and geochronology of the New Hebrides. Unpublished PhD Thesis, Australian National University, Canberra, 300p.
- GORTON M.P., 1977 - The geochemistry and origin of Quaternary volcanism in the New Hebrides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41, pp. 1257-1270.
- GOSLIN J., BEUZART P., FRANCHETEAU J. and LE PICHON X., 1972 - Thickening of the oceanic layer in the Pacific Ocean. *Marine Geophys. Res.*, 1, pp. 418-427.
- GOUGH D.I., 1977 - The geoid and single-cell mantle convection. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 34, pp. 360-364.
- GOULA X., 1978 - Structure du manteau supérieur dans la partie convexe de l'arc des Nouvelles-Hébrides. Thèse de 3e cycle, I.R.I.G.M., Université Sc. et Méd., Grenoble, 151p.
- GOULA X. and PASCAL G., 1979 - Structure of the upper mantle in the convex side of the New Hebrides island arc. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 58, pp. 145-167.
- GREEN T.H., 1972 - Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high-pressure hydrous conditions. *Contr. Mineral. Petrol.*, 34, pp. 150-166.
- GREENBAUM D., MALLICK D.I.J. and RADFORD N.W., 1975 - Geology of the Torres islands. N.H. Cond. Geol. Surv. Reg. Rept., 46p.
- GRIGGS D.T., 1972 - The sinking lithosphere and the focal mechanism of deep earthquakes, in "The nature of the solid earth" by E.C. Robertson (ed.), McGraw-Hill, pp. 361-384.
- GROUPE FRANÇAIS D'ETUDE DES CHROMITES (G.F.E.C.), 1980 - Lithostratigraphie et déformation du complexe ophiolitique de Nouvelle-Calédonie : application à la prospection des gisements de chromite podiforme. Communication présentée par P. PODVIN et J. P. PARIS. 2ème réunion de travail scientifique internationale sur la géologie, les ressources minérales et la géophysique du Pacifique Sud, Nouméa, 9-15 octobre 1980.
- GROW J.A., 1973 - Crustal and upper mantle structure of the central Aleutian arc. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, pp. 2169-2192.
- GROW J.A. and BOWIN C.O., 1975 - Evidence for high-density crust and mantle beneath the Chile trench due to the descending lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 80, pp. 1449-1458.
- GUERANGE B., LOZES J. et AUTRAN A., 1977 - Le métamorphisme mésozoïque dans la chaîne centrale de Nouvelle-Calédonie et ses implications géodynamiques dans l'évolution de l'orogénèse Rangitata au Crétacé. *Bull. BRGM*, Fr., (2), IV, 1, pp. 53-68.
- GUILLOIN J.H., 1975 - Les massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie. Type d'appareil ultrabasique stratiforme de chaîne récente. *Mém. ORSTOM*, Paris, n° 76, 120 p.
- GUILLOIN J.H. et GONORD H., 1972 - Premières données radiométriques concernant les basaltes de Nouvelle-Calédonie. Leurs relations avec les grands événements de l'histoire géologique de l'arc mélanésien interne au Cénozoïque. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 275, série D, pp. 309-312.
- GUILLOIN J.H. et ROUTHIER P., 1971 - Les stades d'évolution et de mise en place des massifs ultramafiques de Nouvelle-Calédonie. *Bull. BRGM*, Fr., (2), IV, 2, pp. 5-38.
- GUILLOIN J.H. et SAOS J.L., 1972 - Les règles de distribution des sulfures cupro-nickélicifères dans les massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie. Modèle zonéographique d'un appareil stratiforme de chaîne récente. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 274, série D, pp. 3168-3171.
- GUTENBERG B. and RICHTER C.F., 1954 - Seismicity of the earth. Princeton Univ. Press, Princeton, N.J., (2nd edition), 310 p.
- HACKMAN B.D., 1973 - The Solomon islands fractured arc, in "The Western Pacific : Island arcs, marginal seas, geochemistry" by P.J. Coleman (ed.), Univ. W. Aust. Press, pp. 179-191.
- HALUNEN A.J., 1978 - Tectonic relationships on the Fiji plateau. International Geodynamics Conference "Western Pacific", Tokyo, p. 40.
- HALUNEN A.J., 1979 - Tectonic history of the Fiji plateau. Unpublished PhD, Hawaii, Honolulu, 127p.
- HALUNEN A.J. and VON HERZEN R.P., 1973 - Heat flow in the western equatorial Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 78, pp. 5195-5208.

- HARPER J.F., 1975 - Subduction-zone vortices. *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, 6, n° 2/3, pp. 79-80.
- HARTZELL S.H., 1975 - Geophysical study of the Fiji plateau near 15°30S - 173°30 E. *EOS Trans.*, A.G.U., 56, p. 1063 (abstract).
- HASEBE K., FUJII N. and UYEDA S., 1970 - Thermal processes under island arcs. *Tectonophysics*, 10, n° 1/3, pp. 335-355.
- HATHERTON T., 1970 - Upper mantle inhomogeneity beneath New Zealand : Surface manifestations. *J. Geophys. Res.*, 75, pp. 269-284.
- HAWKINS J.W., 1973 - Petrology of marginal basins and their possible significance in orogenic belts: The Lau basin as an example. *Geol. Soc. Am.*, abstracts with programs, 5, (1), p. 51.
- HAWKINS J.W., 1974 - Geology of the Lau basin, a marginal sea behind the Tonga arc, in "The geology of continental margins" by C.A. Burk and C.L. Drake (ed.), Springer-Verlag, N.Y., pp. 505-520.
- HAWKINS J.W., 1976 a - Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, pp. 283-297.
- HAWKINS J.W., 1976 b - Tectonic setting and petrology of Samoa - Tonga - Fiji region. *UN ESCAP, CCOP/SOPAC Tech. Bull.* 2, pp. 141-152.
- HAWKINS J.W., 1977 - Petrologic and geochemical characteristics of marginal basin basalts, in "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins" by M. Talwani and W.C. Pitman III (ed.), M. Ewing Series 1, A.G.U., pp. 355-365.
- HAWKINS J.W. and BATIZA R., 1975 - Tholeiitic basalt from an active spreading center on the North-Fiji plateau near 15°30 S - 173°30 E. *EOS Trans.*, A.G.U., 56, p. 1078 (abstract).
- HAXBY W.F. and TURCOTTE D.L., 1978 - On isostatic geoid anomalies. *J. Geophys. Res.*, 83, pp. 5473-5478.
- HAYES D.E. and EWING M., 1971 - The Louisville ridge - A possible extension of the Eltanin fracture zone, in "Antarctic oceanology, 1" by J.L. Reid (ed.), Washington D.C., A.G.U., Antarctic Research Series, 15, pp. 223-228.
- HAYES D.E. and RINGIS J., 1972 - Early opening of the central Tasman sea. International Symposium on the Oceanography of the South Pacific, UNESCO, Wellington.
- HAYES D.E. and RINGIS J., 1973 - Sea floor spreading in the Tasman sea. *Nature*, 243, pp. 454-458.
- HEIRTZLER J.R. and LE PICHON X., 1965 - Crustal structure of the mid-ocean ridges. 3, Magnetic anomalies over the mid-Atlantic ridge. *J. Geophys. Res.*, 70, pp. 4013-4033.
- HEIRTZLER J.R., LE PICHON X. and BARON J., 1965 - Magnetic anomalies over the Reykjanes ridge. *Deep-sea Research*, 13, pp. 427-443.
- HESS H.H., 1965 - Mid oceanic ridges and tectonics of the sea floor, in "Submarine Geology and Geophysics" by W.F. Whittard and R. Bradshaw (eds.), London, Butterworth, pp. 317-334.
- HOFFMEISTER J.E., 1932 - Geology of Eua, Tonga. *Bull. Bernice P. Bishop Mus.*, 96, pp. 3-93.
- HOUTZ R. and EWING J., 1976 - Upper crustal structure as a function of plate age. *J. Geophys. Res.*, 81, pp. 2490-2498.
- HUGHES G.W., 1978 - The relatip between volcanic island genesis and the Indo-australian Pacific plate margins in the eastern outer islands, Solomon islands, south-west Pacific. *J. Phys. Earth.*, 26, Suppl., pp. S123-S138.
- HUSSONG D.M., 1972 - Detailed structural interpretation of the Pacific oceanic crust using ASPER and ocean-bottom seismometer methods. Unpublished PhD Thesis, Hawaii Institute of Geophysics, 165 p.
- IBRAHIM A.K. and LATHAM G.V., 1978 - A comparison between sonobuoy and Ocean Bottom Seismograph data and crustal structure of the Texas shelf zone. *Geophysics*, vol. 43, n° 3, pp. 514-527.
- IBRAHIM A.K., PONTOISE B., LATHAM G.V., LARUE B.M. and CHEN T., 1979 - Crustal structure in the New Hebrides area. *EOS Trans.*, A.G.U., 60, p. 314 (abstract).

- IBRAHIM A.K., PONTOISE B., LATHAM G.V., LARUE B.M., CHEN T., ISACKS B.L., RECY J. and LOUAT R., 1980 - Structure of the New Hebrides arc-trench system. *J. Geophys. Res.*, 85, pp. 253-266.
- INTERNATIONAL SEISMOLOGICAL CENTRE (I.S.C.), 1964 à 1977 - Newbury RG 13 1LX, Berkshire, United Kingdom.
- ISACKS B.L. and BARAZANGI M., 1977 - Geometry of Benioff zones : Lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere, in "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins" by M. Talwani and W.C. Pitman III (ed.), M. Ewing Series 1, A.G.U., pp. 99-114.
- ISACKS B.L., LOUAT R., STEPHENS C., YORK J., BARAZANGI M., PONTOISE B. and DUBOIS J., (in prep.) - Seismotectonics of the central New Hebrides island arc : New data on the spatial distribution of small and large earthquakes.
- ISACKS B.L. and MOLNAR P., 1971 - Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes. *Rev. Geophys. Space Phys.*, vol. 9, pp. 103-174.
- ISACKS B.L., OLIVER J. and SYKES L.R., 1968 - Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 73, pp. 5855-5899.
- ISACKS B.L., SYKES L.R. and OLIVER J., 1969 - Focal mechanisms of deep and shallow earthquakes in the Tonga - Kermadec region and the tectonics of island arcs. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, pp. 1443-1470.
- JACOB K.H., 1970 - Three-dimensional seismic ray tracing in a laterally heterogeneous spherical earth. *J. Geophys. Res.*, 75, pp. 6675-6689.
- JAKES P. and GILL J.B., 1970 - Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 9, pp. 17-28.
- JAKES P. and WHITE A.J.R., 1972 - Major and trace element abundances in volcanic rocks from orogenic areas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, pp. 29-40.
- JAMES A. and FALVEY D.A., 1978 - Analysis of palaeomagnetic data from Viti Levu, Fiji. *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, 9, n° 3 pp. 115-117.
- JEZEK P.A., 1976 - Gravity base stations in Indonesia and in the southwest Pacific. Woods Hole Oceano. Inst., WHOI-76-55, Massachusetts 02543.
- JEZEK P.A., 1976 - Compositional variations within and among volcanic ash layers in the Fiji plateau area. *J. Geol.*, 84, pp. 595-616.
- JEZEK P.A., BRYAN W.B., HAGGERTY S.E. and JOHNSON H.P., 1977 - Petrography, petrology and tectonic implications of Mitre island, northern Fiji plateau. *Marine Geology*, 24, n° 2, pp. 123-148.
- JOHNSON T. and MOLNAR P., 1972 - Focal mechanisms and plate tectonics of the Southwest Pacific. *J. Geophys. Res.*, 77, pp. 5000-5032.
- JOHNSON R.W., MACKENZIE D.E., SMITH I.E. and TAYLOR G.A.M., 1973 - Distribution and petrology of late Cenozoic volcanoes in Papua New Guinea, in "The Western Pacific: Island arcs, marginal seas, geochemistry" by P.J. Coleman (ed.), Univ. W. Aust. Press, pp. 523-533.
- JONES G.M., HILDE T.W.C., SHARMAN G.F. and AGNEW D.C., 1978 - Fault patterns in outer trench walls and their tectonic significance. *J. Phys. earth*, 26, Suppl., pp. S85-S101.
- JORDAN T.H., 1975 - The present-day motions of the Caribbean plate. *J. Geophys. Res.*, 80, pp. 4433-4439.
- JOUANNIC C., 1975 - Carte bathymétrique de la région Rennell-d'Entrecasteaux. ORSTOM Nouméa, inédite.
- JOUANNIC C., TAYLOR F.W., BLOOM A.L. and BERNAT M., 1980 - Late Quaternary uplift history from emerged reef terraces on Santo and Malekula islands, central New Hebrides island arc. *UN ESCAP, CCOP/SOPAC Tech. Bull.* 3, pp. 91-108.
- JURDY D.M., 1979 - Relative plate motions and the formation of marginal basins. *J. Geophys. Res.*, 84, pp. 6796-6802.
- KAMINSKI W. and MENZEL H., 1968 - Topographie des "Ivrea-Korpes" abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen daten. *Schweizer. Mineralog. Petrog. Mitt.*, 48, pp. 235-246.
- KAPLIN P.A., LEONTEV O.K. and ORLOV A.E., 1975 - Coastal forms of Efate island, in "Insular shelves of the tropical ocean", Acad. Sc., Moscow (en russe), pp. 159-165.

- KARIG D.E., 1970 a - Ridges and basins of the Tonga - Kermadec island arc system. *J. Geophys. Res.*, 75, pp. 239-254.
- KARIG D.E., 1970 b - Kermadec arc - New Zealand tectonic confluence. *N.Z. Journal of Geology and Geophysics*, 13, pp. 21-29.
- KARIG D.E., 1971 a - Site surveys in the Mariana area (SCAN IV), in "Initial reports of the deep sea drilling project", vol. 6, pp. 681-689.
- KARIG D.E., 1971 b - Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 76, pp. 2542-2561.
- KARIG D.E., 1971 c - Structural history of the Mariana island arc system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, pp. 323-344.
- KARIG D.E., 1972 - Remnant arcs. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, pp. 1057-1068.
- KARIG D.E., 1973 - Comparison of island arc - marginal basin complexes in the North-west and South-west Pacific, in "The Western Pacific: Island arcs, marginal seas, geochemistry" by P.J. Coleman (ed.), Univ. W. Aust. Press, pp. 355-364.
- KARIG D.E., 1974 - Evolution of arc systems in the western Pacific. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2, pp. 51-75.
- KARIG D.E., CALDWELL J.G. and PARMENTIER E.M., 1976 - Effects of accretion on the geometry of the descending lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 81, pp. 6281-6291.
- KARIG D.E. and MAMMERICKX J., 1972 - Tectonic framework of the New Hebrides island arc. *Marine Geology*, 12, pp. 187-205.
- KARIG D.E. and SHARMAN G.F., 1975 - Subduction and accretion in trenches. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, pp. 377-389.
- KATZ H.R., 1974 - Margins of the southwest Pacific, in "The geology of continental margins" by C.A. Burk and C.L. Drake (ed.), Springer-Verlag, N.Y., pp. 549-565.
- KATZ H.R., 1976 - Sediments and tectonic history of the Tonga ridge, and the problem of the Lau basin. *UN ESCAP, CCOP/SOPAC Tech. Bull.* 2, pp. 153-165.
- KAULA W.M., 1971 - Global gravity and mantle convection. *Tectonophysics*, 13, n° 1/4, pp. 341-359.
- KAULA W.M., 1972 - Global gravity and tectonics, in "The nature of solid earth" by E.C. Robertson (ed.), McGraw-Hill, pp. 385-405.
- KAY R., HUBBARD N.J. and GAST P.W., 1970 - Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. *J. Geophys. Res.*, 75, pp. 1585-1613.
- KELLEHER J. and MCCANN W., 1976 - Buoyant zones, great earthquakes, and unstable boundaries of subduction. *J. Geophys. Res.*, 81, pp. 4885-4896.
- KENNETT B.L.N., BUNCH A.W.H., ORCUTT J.A. and RAITT R.W., 1977 - Variations in crustal structure on the East Pacific rise crest: A travel time inversion approach. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 34, pp. 439-444.
- KHUDOLEY K.M. and MEYERHOFF A.A., 1971 - Paleogeography and geology history of greater Antilles. *Geol. Soc. Am.*, Memoir n° 129.
- KIECKHEFER R.M., SHOR G.G., CURRAY J.R., SUGIARTA W. and HEHUWAT F., 1980 - Seismic refraction studies of the Sunda trench and forearc basin. *J. Geophys. Res.*, 85, pp. 863-889.
- KOCH P., 1958 a - Introduction à la géologie de la Nouvelle-Calédonie et dépendances. Notice explicative sur la carte géologique au 1/4 000 000 ème. *Bull. Géol. Nouvelle-Calédonie*, 1, Paris, pp. 9-22.
- KOCH P., 1958 b - Hydrogéologie des îles Loyauté. *Bull. Géol. Nouvelle-Calédonie*, 1, Paris, pp. 135-185.
- KOGAN M. G., 1975 - Gravity field of the Kuril - Kamchatka arc and its relation to the thermal regime of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 80, pp. 1381-1390.
- KOGAN M.G., 1976 - Gravity anomalies and main tectonic units of the southwest Pacific. *J. Geophys. Res.*, 81, pp. 5240-5248.
- KOSMINSKAYA I.P. and ZVEREV S.M., 1968 - Deep seismic sounding in the transition zones from continents to oceans, in "The crust and upper mantle of the Pacific area" by L. Knopoff, C.L. Drake and P.J. Hart (ed.), Geophysical Monograph 12, A.G.U., pp. 122-130.
- KONISHI K., SCHLANGER S.O. and OMURA A., 1970 - Neotectonic rates in the central Ryu Kyu islands derived from ²³⁰Th coral ages. *Marine Geology*, 9, pp. 225-240.

- KRAUSE D.C., 1973 - Crustal plates of the Bismarck and Solomon seas, in "Oceanography of the South Pacific" by R. Fraser (ed.), N.Z. National Commission for UNESCO, Wellington, pp. 271-280.
- KROENKE L.W., 1972 - Geology of the Ontong Java plateau. Hawaii Inst. Geophys. Rept. HIG 72-5, Univ. Hawaii, 119p.
- KROENKE L.W. and TONGILAVA S.L., 1975 - A structural interpretation of two reflection profiles across the Tonga arc. *South Pacific Marine Geological Notes*, 1, n° 2, pp. 9-15.
- KURENTOVA N.A. and SHREYDER A.A., 1971 - Geomorphological and geomagnetic investigation in the North-Fiji basin. *Okeanologiya*, 11, n° 1, pp. 66-70.
- LABRECQUE J.L., KENT D.V. and CANDE S.L., 1977 - Revised magnetic polarity time scale for late Cretaceous and Cenozoic time. *Geology*, 5, pp. 330-335.
- LACOSTE L.J.B., 1967 - Measurements of gravity at sea and in the air. *Review of Geophysics*, 5, n° 4, pp. 477-526.
- LACOSTE L.J.B., 1973 - Crosscorrelation method for evaluating and correcting shipboard gravity data. *Geophysics*, 38, n° 4, pp. 701-709.
- LADD H.S., 1976 - New pleistocene neogastropoda from the New Hebrides. *The Nautilus*, 90, n° 4, pp. 127-138.
- LADD H.S. and HOFFMEISTER J.E., 1945 - Geology of Lau, Fiji. *Bull. Bernice P. Bishop Mus.*, 181, 392 p.
- LAMBECK K., 1972 - Gravity anomalies over ocean ridges. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 30, pp. 37-53.
- LAMBECK K., 1976 - Lateral density anomalies in the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 81, pp. 6333-6340.
- LANDMESSER C.W., 1974 - Submarine geology of the eastern Coral sea basin, southwest Pacific. Unpublished M. Sc. Thesis, Univ. Hawaii, 64 p.
- LANDMESSER C.W., ANDREWS J.E. and PACKHAM G., 1975 - Aspects of the geology of the eastern Coral sea and the western New Hebrides basin, in "Initial reports of the deep sea drilling project" by J.E. Andrews and G. Packham *et al.*, vol. 30, Washington (US Government Printing Office), pp. 647-662.
- LAPOUILLE A., 1974 - Esquisse d'une étude structurale de la chaîne Loyauté par son champ magnétique. Rapport ORSTOM, Nouméa, 38p.
- LAPOUILLE A., 1977 - Magnetic surveys over the rises and basins in the south-west Pacific. International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, éd. Technip, Paris, pp. 15-27.
- LAPOUILLE A., 1978 - Southern New Hebrides basin and western South Fiji basin as a single marginal basin. *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, 9, n°3, pp. 130-133.
- LAPOUILLE A. and DUGAS F., 1975 - Geological evolution of New Hebrides and Loyalty areas. *Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys.*, 6, n° 2/3, p. 52.
- LAPOUILLE A. et RAVENNE C., 1972 - Rapport de la mission d'observation à bord du N.O. "Fred H. Moore" (du 9 au 23 juillet 1972). Rapport ORSTOM, Nouméa, 20p.
- LARSON R.L. and CHASE C.G., 1972 - Late Mesozoic evolution of the western Pacific Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, pp. 3627-3644.
- LARUE B.M., COLLOT J.Y. and MALAHOFF A., 1980 - A sedimentary structure southwest of Viti Levu, Fiji: The Baravi basin. *UN ESCAP, CCOP/SOPAC Tech. Bull.* 3, pp. 77-83.
- LARUE B.M., DANIEL J., JOUANNIC C. and RECY J., 1977 - The South Rennell trough: Evidence for a fossil spreading zone. International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, éd. Technip, Paris, pp. 51-61.
- LARUE B.M., PONTOISE B. et JAMET F., 1979 - Optimisation de l'utilisation d'un canon à air pour la réfraction. Rapport ORSTOM, Nouméa, 15p.
- LATHAM G.V., DONOHO P., GRIFFITHS K., ROBERTS A. and IBRAHIM A.K., 1978 - The Texas ocean bottom seismograph. Paper presented at the Soc. of Explor. Geophys., Houston, Texas. Offshore Tech. Conf., p. 1467.
- LATHAM M., 1977 - On geomorphology of northern and western new caledonian ultramafic massifs. International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, éd. Technip, Paris, pp. 235-244.

- LAUNAY J., DUPONT J., LAPOUILLE A., RAVENNE C. and de BROIN C.E., 1977 - Seismic traverses across the northern Lord Howe rise and comparison with the southern part (South-West Pacific). International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, éd. Technip, Paris, pp. 155-163.
- LAUNAY J. et RAVENNE C., 1974 - Carte bathymétrique de la région Nouvelle-Calédonie - Iles Loyauté. Ech. 1/1 100 000ème, ORSTOM - IFP, inédite.
- LAUNAY J. et RECY J., 1972 - Variations relatives du niveau de la mer et néo-tectonique en Nouvelle-Calédonie au Pléistocène supérieur et à l'Holocène. *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn.*, XIV, n°1, pp. 47-66.
- LAWVER L.A. and HAWKINS J.W., 1978 - Diffuse magnetic anomalies in marginal basins : Their possible tectonic and petrologic significance. *Tectonophysics*, 45, n° 4, pp. 323-339.
- LAWVER L.A., HAWKINS J.W. and SCLATER J.G., 1976 - Magnetic anomalies and crustal dilation in the Lau basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 33, pp. 27-35.
- LEEDS A.R., 1975 - Lithospheric thickness in the western Pacific. *Phys. Earth Planet. Interiors*, II, pp. 61-64.
- LEFEVRE C., DUPUY C. et COULON C., 1974 - Le volcanisme andésitique, in "Volcanisme et phénomènes associés". *Revue de la Haute Auvergne*, 44, pp. 313-355.
- LEGUERE J., 1976 - Des corrélations entre la tectonique cassante et l'altération supergène des péridotites de Nouvelle-Calédonie. Thèse de 3ème cycle, Université de Montpellier, 96p.
- LE PICHON X., 1968 - Sea-floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, 73, pp. 3661-3697.
- LE PICHON X., ANGELIER J., AUBOUIN J., LYBERIS N., MONTI S., RENARD V., GOT H., HSÜ K., MART Y., MASCLE J., MATTHEWS D., MITROPOULOS D., TSOFLIAS P. and CHRONIS G., 1979 - From subduction to transform motion : a seabeam survey of the Hellenic trench system. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 44, pp. 441-450.
- LE PICHON X., FRANCHETEAU J. and BONNIN J., 1973 - Plate tectonics. *Developments in Geotectonics* 6, Elsevier, 300p.
- LE PICHON X., HOUTZ R.E., DRAKE C.L. and NAFE J.E., 1965 - Crustal structure of the mid-ocean ridges. 1, Seismic refraction measurements. *J. Geophys. Res.*, 70, pp. 319-339.
- LERCH F.J., KLOSKO S.M., LAUBSCHER R.E. and WAGNER C.A., 1977 - Gravity model improvement using GEOS 3 (GEM 9 et 10). *J. Geophys. Res.*, 84, pp. 3897-3916.
- LERCH F.J., WAGNER C.A., RICHARDSON J. and BROWND J., 1974 - "Goddard earth models" (GEM 5 - 6). G.S.F.C. Doc. X-921-74-145. Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland.
- LEWIS B.T.R. and SNYDSMAN W.E., 1979 - Fine structure of the lower oceanic crust on the Cocos plate. *Tectonophysics*, 55, n° 1/2, pp. 87-105.
- LEWIS J.F., 1973 - Petrology of the ejected plutonic blocks of the Soufriere volcano, St Vincent, West Indies. *J. Petrol.*, 14, part 1, pp. 81-112.
- LILLIE A.R. and BROTHERS R.N., 1970 - The geology of New Caledonia. *N.Z. Journal of Geology and Geophysics*, 13, n° 1, pp. 145-183.
- LOUAT R., 1977 - Relative seismic energy released in South Pacific area. International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, éd. Technip, Paris, pp. 29-36.
- LOUAT R., DUBOIS J. and ISACKS B.L., 1979 - Anomalous propagation of seismic waves through the zone of shearing contact between converging plates of the New Hebrides arc. *Nature*, vol. 281, pp. 293-295.
- LOZES J., 1975 - Etude géologique de la chaîne centrale de Nouvelle-Calédonie entre Thio et Ponérihouen. Thèse de Doctorat 3ème cycle, Université de Toulouse, 119 p.
- LUCAS W.H., 1972 - South Pacific traverse RP-7-SU-71. Pago-Pago to Callao to Seattle. N.O.A.A. Technical Report ERL 230-POL 8, Boulder, Colo., 5 p.
- LUDWIG W.J., NAFE J.E. and DRAKE C.L., 1970 - Seismic refraction, in "The sea", vol. 4, part 1, E.C. Bullard and A.E. Maxwell (ed.), Wiley-Interscience, N.Y., pp. 53-84.
- LUYENDYK B.P., BRYAN W.B. and JEZEK P.A., 1974 - Shallow structure of the New Hebrides island arc. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, pp. 1287-1300.
- McADOO D.C., 1981 - Geoid anomalies in the vicinity of subduction zones. *J. Geophys. Res.*, 86, pp. 6073-6090.

- McBIRNEY A.R., 1969 - Andesitic and rhyolitic volcanism of orogenic belts, in "The earth's crust and upper mantle", P.J. Hart (ed.), Geophysical Monograph 13, A.G.U., pp. 501-507.
- MACDONALD G.A. and KATSURA T., 1964 - Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, 5, pp. 82-133.
- MACDONALD K.C., LUYENDYK B.P. and VON HERZEN R.P., 1973 - Heat flow and plate boundaries in Melanesia. *J. Geophys. Res.*, 78, pp. 2537-2546.
- McKENZIE D.P., 1969 - Speculations on the consequences and causes of plate motions. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 18, pp. 1-32.
- McKENZIE D.P., 1970 - Temperature and potential temperature beneath island arcs. *Tectonophysics*, 10, n° 1/3, pp. 357-366.
- McKENZIE D.P., 1977 - The initiation of trenches : A finite amplitude instability, in "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins" by M. Talwani and W.C. Pitman III (ed.), M. Ewing Series 1, A.G.U., pp. 57-61.
- McKENZIE D.P. and BOWIN C., 1976 - The relationship between bathymetry and gravity in the Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 81, pp. 1903-1915.
- MALAHOFF A., 1970 - Gravity and magnetic studies of the New Hebrides island arc. New Hebrides Condominium Geological Survey, 67p.
- MALAHOFF A., HAMMOND S. and FEDEN R., 1979 a - Back-arc spreading. Volcanism and evolution of the Havre trough - Lau basin - Fiji plateau. Hawaii Symp. Intraplate Volcanism and Submarine Volcanism, Hilo Hawaii (July 16-22, 1979), abstract p. 113.
- MALAHOFF A., HAMMOND S., FEDEN R. and LARUE B., 1979 b - Magnetic anomalies : The tectonic setting and evolution of the southwest Pacific marginal basins. Third Southwest Pacific Workshop Symposium (Dec. 17-19, 1979), Sydney.
- MALAHOFF A., FEDEN R. and FLEMING H., (in prep.) - Magnetic anomalies and tectonic fabric of marginal basins north of New Zealand.
- MALAHOFF A. and LARUE B., 1979 - Origin of the geoidal high in the south-west Pacific. Abstracts, IUGG General Assembly, IASA Symp. Canberra.
- MALLICK D.I.J., 1970 a - Northeast Santo. N.H. Engl. Fr. Cond. Geol. Surv. Ann. Rept. (for 1969), pp. 9-10.
- MALLICK D.I.J., 1970 b - A note on the limestone terraces of the New Hebrides. N.H. Engl. Fr. Cond. Geol. Surv. Ann. Rept. (for 1969), pp. 10-12.
- MALLICK D.I.J., 1973 - Some petrological and structural variations in the New Hebrides, in "The Western Pacific : Island arcs, marginal seas, geochemistry" by P.J. Coleman (ed.), Univ. West. Aust. Press, pp. 193-211.
- MALLICK D.I.J., 1975 - Development of the New Hebrides archipelago. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, B, 272, pp. 277-285.
- MALLICK D.I.J. and GREENBAUM D., 1977 - Geology of southern Santo. N.H. Cond. Geol. Surv. Reg. Rept., 84p.
- MALLICK D.I.J. and ASH R.P., 1975 - Geology of the southern Banks islands. N.H. Cond. Geol. Surv. Reg. Rept., 33 p.
- MAMMERICKX J., CHASE T.E., SMITH S.M. and TAYLOR I.L., 1971 - Bathymetry of the South Pacific. Chart n° 12. Scripps Institution of Oceanography.
- MAMMERICKX J., FISHER R.L., EMMEL F.J. and SMITH S.M., 1976 - Bathymetry of the east and southeast asian seas. Scripps Institution of Oceanography.
- MAMMERICKX J., SMITH S., TAYLOR I. and CHASE T., 1974 - Bathymetry of the South Pacific. Charts 15 and 21. Scripps Institution of Oceanography.
- MARCELOT G., 1980 - Contribution à l'étude du volcanisme des Nouvelles-Hébrides : pétrographie, minéralogie et géochimie des laves d'Erromango. Thèse de 3ème cycle, Université de Paris-Sud, Orsay, 252 p.
- MARCELOT G., LEFEVRE C., MAILLET P. et MAURY R.C., 1979 - Contribution à l'étude du volcanisme de l'arc des Nouvelles-Hébrides : caractérisation de deux séries magmatiques de l'île d'Erromango. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXI, n°5, pp. 631-641.
- MATHER R.S., 1979 - The analysis of GEOS 3 altimeter data in the Tasman and Coral seas. *J. Geophys. Res.*, 84, pp. 3853-3860.
- MATSUDA T. and UYEDA S., 1971 - On the Pacific-type orogeny and its model. Extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas. *Tectonophysics*, 11, n° 1, pp. 5-27.

- MELSON W.G. and THOMPSON G., 1971 - Petrology of a transform fault zone and adjacent ridge segments. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A, 268, pp. 423-441.
- MENARD H.W., 1969 - Anatomy of an expedition. McGraw-Hill editor, 255 p.
- MESOLELLA K.J., MATTHEWS R.K., BROECKER W.S. and THURBER D.L., 1969 - The astronomical theory of climatic change : Barbados data. *J. Geol.*, 77, pp. 250-274.
- MEYERS H. and VON HAKE C.A., 1976 - Earthquake data file summary-key to geophysical records documentation n° 5, N.O.A.A., National Geophysical and Solar, Terrestrial data Center, Boulder, Colo., 31p.
- MILSON J.S., 1970 - Woodlark basin, a minor center of sea-floor spreading in Melanesia. *J. Geophys. Res.*, 75, pp. 7335-7339.
- MILSON J.S., 1973 - Papuan ultramafic belt : Gravity anomalies and the emplacement of ophiolites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, pp. 2243-2258.
- MINEAR J.W. and TOKSÖZ M.N., 1970 - Thermal regime of a downgoing slab and new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 75, pp. 1397-1419.
- MINSTER J.B. and JORDAN T.H., 1978 - Present-day plate motions. *J. Geophys. Res.*, 83, pp. 5331-5354.
- MINSTER J.B., JORDAN T.H., MOLNAR P. and HAINES E., 1974 - Numerical modelling of instantaneous plate tectonics. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 36, pp. 541-576.
- MISSEGUE F., 1979 - Programme GRAVL2 type conversationnel. Calcul de l'anomalie gravimétrique créée par un modèle à deux dimensions. Rapport ORSTOM, 29 p.
- MISSEGUE F., 1981 - Notice et carte gravimétrique de la Nouvelle-Calédonie, in "Atlas de la Nouvelle-Calédonie et dépendances", éditions ORSTOM.
- MITRONOVAS W. and ISACKS B.L., 1971 - Seismic velocity anomalies in the upper mantle beneath the Tonga-Kermadec island arc. *J. Geophys. Res.*, 76, pp. 7154-7180.
- MITRONOVAS W., ISACKS B.L. and SEEBER L., 1969 - Earthquake locations and seismic wave propagation in the upper 250 km of the Tonga island arc. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, pp. 1115-1135.
- MITCHELL A.H.G., 1966 - Geology of South Malekula. N.H. Cond. Geol. Surv. Rept. n°3, 42 p.
- MITCHELL A.H.G., 1969 - Raised reef-capped terraces and Plio-Pleistocene sea-level changes, North Malekula, New Hebrides. *J. Geol.*, 77, pp. 56-67.
- MITCHELL A.H.G., 1971 - Geology of northern Malekula. N.H. Cond. Geol. Surv. Reg. Rept., 56 p.
- MITCHELL A.H.G. and WARDEN A.J., 1971 - Geological evolution of the New Hebrides island arc. *J. Geol. Soc. London*, 127, pp. 501-529.
- MIYASHIRO A., 1972 - Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. *Am. J. Sci.*, 272, pp. 629-656.
- MIYASHIRO A., 1974 - Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274, pp. 321-355.
- MIYASHIRO A., 1975 - Island arc volcanic rock series : A critical review. *Pétrologie*, 1, pp. 177-187.
- MOBERLY R., 1971 - Youthful oceanic lithosphere of marginal seas, western Pacific. (abstract), Proc. Twelfth Pacific Sci. Congress, Canberra, 393 p.
- MOLNAR P., 1977 - Gravity anomalies and the origin of the Puerto Rico trench. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 51, pp. 701-708.
- MOLNAR P. and ATWATER T., 1978 - Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41, pp. 330-340.
- MOLNAR P. and OLIVER J., 1969 - Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 74, pp. 2648-2682.
- MOLNAR P. and SYKES L.R., 1969 - Tectonics of the Caribbean and middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, pp. 1639-1684.
- MOLNAR P., FREEDMAN D. and SHIH J.S.F., 1979 - Lengths of intermediate and deep seismic zones and temperatures of down-going slabs lithosphere. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 56, pp. 41-54.
- MOORES E.M. and VINE F. J., 1971 - The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: Evaluation and implications. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A, 268, pp. 443-466.
- MORGAN W.J., 1965 - Gravity anomalies and convection currents. 2, The Puerto Rico trench and the mid-Atlantic rise. *J. Geophys. Res.*, 70, pp. 6189-6204.

- MORGAN W.J., 1968 - Rises, trenches, great faults and crustal blocks. *J. Geophys. Res.*, 73, pp. 1959-1982.
- MOUTTE J., 1979 - Le massif de Tiébaghi, Nouvelle-Calédonie, et ses gîtes de chromite. Thèse de Docteur Ingénieur, E.N.S.M.P., 160p.
- MOUTTE J. and PARIS J.P., 1977 - Anatomy and structure of the great southern massif (New Caledonia). International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, éd. Technip, Paris, pp. 229-234.
- MURAUCHI S., DEN N., ASANO S., HOTTA H., YOSHII T., ASANUMA T., HAGIWARA K., ICHIKAWA K., SATO T., LUDWIG W.J., EWING J.I., EDGAR N.T. and HOUTZ R.E., 1968 - Crustal structure of the Philippine sea. *J. Geophys. Res.*, 73, pp. 3143-3171.
- NAFE J.E. and DRAKE C.L., 1957 a - Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. *Geophysics*, 22, n°3, pp. 523-552.
- NAFE J.E. and DRAKE C.L., 1957 b - Physical properties of crustal materials as related to compressional wave velocities. Paper presented at the annual meeting of Soc. Explor. Geophys. Dallas, Texas, unpublished.
- NAGUMO S., KASAHARA J. and OUCHI T., 1975 - Active seismicity in the Fiji plateau observed by ocean-bottom seismograph. *J. Phys. Earth.*, 23, pp. 279-287.
- NAKAMURA K., 1977 - Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation. Principle and proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2, pp. 1-16.
- NEEF G. and VEEH H.H., 1977 - Uranium series ages and late Quaternary uplift in the New Hebrides. *Nature*, 269, pp. 682-683.
- NEPROCHNOV Y.P., BELOUSOV I.M., GONCHAROV V.P., SHREYDER A.A., MOSKALENKO V.N., MAROVA N., YEL'NIKOV I.N., VALYASHKO G.M. and SHISHKINA N.A., 1974 - Detailed geophysical investigations in the North Central Fiji basin. *Doklady Akad. Nank. SSSR*, 218, n°3, pp. 688-691.
- NESBITT R.W. and HAMILTON D.L., 1970 - Crystallization of an alkali olivine basalt under controlled $PO_2 - PH_2O$ conditions. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 3, pp. 309-315.
- NOESMOEN A., 1970 - Carte et notice explicative de la carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à l'échelle du 1/50 000ème : feuille Bouloupari. B.R.G.M. Paris.
- OFFICER C.B., 1955 - South West Pacific crustal structure. *EOS Trans.*, A.G.U., 36, pp. 449-459.
- OLIVER J. and ISACKS B.L., 1967 - Deep earthquake zones, anomalous structures in the upper mantle, and the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 72, pp. 4259-4275.
- ORCUTT J.A., DORMAN L.M. and SPUDICH P.K.P., 1977 - Inversion of seismic refraction data, in "The earth's crust" by J.G. Heacock (ed.), Geophys. Monograph 20, A.G.U., pp. 371-384.
- ORCUTT J.A., KENNETT B.L.N., DORMAN L.M. and PROTHERO W.A., 1975 - A low velocity zone underlying a fast-spreading rise crest. *Nature*, 256, pp. 475-476.
- OSBORN E.F., 1962 - Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. *Am. Mineral.*, 47, pp. 211-226.
- OSBURGH E.R. and TURCOTTE D.L., 1970 - Thermal structure of island arcs. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, pp. 1665-1688.
- PACKHAM G.H., 1973 - A speculative phanerozoic history of the south-west Pacific, in "The western Pacific : Island arcs, marginal seas, geochemistry" by P.J. Coleman (ed.), University of Western Australia Press, pp. 369-388.
- PACKHAM G.H., 1975 - Aspects of the geological history of the New Hebrides and South Fiji basins. *Bull. Austr. Soc. Explor. Geophys.*, vol. 6, n° 2/3, pp. 50-51.
- PACKHAM G.H., 1978 - Evolution of a simple island arc : The Lau - Tonga ridge. *Bull. Austr. Soc. Explor. Geophys.*, vol. 9, n°3, pp. 133-140.
- PACKHAM G.H. and ANDREWS J.E., 1975 - Results of leg 30 and the geologic history of the southwest Pacific arc and marginal sea complex, in "Initial reports of the deep sea drilling project" by J.E. Andrews, G.H. Packham *et al.*, vol. 30, Washington (U.S. Government Printing Office), pp. 691-705.
- PACKHAM G.H. and FALVEY D.A., 1971 - An hypothesis for the formation of marginal seas in the western Pacific. *Tectonophysics*, 11, n°2, pp. 79-110.

- PACKHAM G.H. and TERRILL A., 1975 - Submarine geology of the South Fiji basin, in "Initial reports of the deep sea drilling project" by J.E. Andrews, G.H. Packham *et al.*, vol. 30, Washington (U.S. Government Printing Office), pp. 617-645.
- PARIS J.P., 1981 - Géologie de la Nouvelle-Calédonie : un essai de synthèse. Mémoire BRGM, n° 113, 279p., 1 carte H.T. (2 coupures).
- PARIS J.P., ANDREIEFF P. et COUDRAY J., 1979 - Sur l'âge Eocène supérieur de la mise en place de la nappe ophiolitique de Nouvelle-Calédonie, unité du charriage océanique périaustralien, déduit d'observations nouvelles sur la série de Népoui. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 288, série D, pp. 1659-1661.
- PARIS J.P. and BRADSHAW J.D., 1977 a - Paleogeography and geotectonics of New Caledonia and New Zealand in the Triassic and Jurassic. International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, éd. Technip, Paris, pp. 209-216.
- PARIS J.P. et BRADSHAW J.D., 1977 b - Paléogéographie et géotectonique de la Nouvelle-Calédonie et de la Nouvelle-Zélande au Trias et au Jurassique. *Bull. BRGM (2)*, IV, 1, pp. 69-78.
- PARIS J.P. and LILLE R., 1977 a - New Caledonia : Evolution from Permian to Miocene. Mapping data and hypotheses about geotectonics. International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, éd. Technip, Paris, pp. 195-208.
- PARIS J.P. et LILLE R., 1977 b - La Nouvelle-Calédonie du Permien au Miocène : données cartographiques, hypothèses géotectoniques. *Bull. BRGM (2)*, IV, 1 pp. 79-95.
- PARKER R.L. and OLDENBURGH D.W., 1973 - Thermal model of ocean ridges. *Nature Phys. Sci.*, 242, pp. 137-139.
- PARSONS B. and SCLATER J.G., 1977 - An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.*, 82, pp. 803-827.
- PARROT J.F. and DUGAS F., 1980 - The disrupted ophiolitic belt of the southwest Pacific : Evidence of an Eocene subduction zone. *Tectonophysics*, 66, n° 4, pp. 349-372.
- PASCAL G., 1974 - Contribution à l'étude de la sismicité des Nouvelles-Hébrides. Thèse de Doctorat ès Sciences, Faculté des Sciences de l'Université de Paris VI, 133p.
- PASCAL G., 1979 - Seismotectonics of the Papua New Guinea - Solomon islands region. *Tectonophysics*, 57, n°1, pp. 7-34.
- PASCAL G., DUBOIS J., BARAZANGI M., ISACKS B.L. and OLIVER J., 1973 - Seismic velocity anomalies beneath the New Hebrides island arc : Evidence for a detached slab in the upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 78, pp. 6998-7004.
- PASCAL G., ISACKS B.L., BARAZANGI M. and DUBOIS J., 1978 - Precise relocations of earthquakes and seismotectonics of the New Hebrides island arc. *J. Geophys. Res.*, 83, pp. 4957-4973.
- PAUTOT G., 1975 - Marges actives : Pérou et autres exemples. *Bull. Soc. géol. Fr.*, vol. 17, n°4, pp. 529-543.
- PEARCE J.A. and CANN J.R., 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, pp. 290-300.
- PERRIER G., 1973 - La croûte terrestre, in "Traité de Géophysique interne" par J. Coulomb et G. Jobert, t. 1, édition Masson, pp. 229-281.
- PONTOISE B., 1977 - Réfraction aux Nouvelles-Hébrides. Rapport ORSTOM, Nouméa, 28 p.
- PONTOISE B., LATHAM G.V., DANIEL J., DUPONT J. and IBRAHIM A.B., 1980 - Seismic refraction studies in the New Hebrides and Tonga area. *UN ESCAP, CCOP/SOPAC Tech. Bull. 3*, pp. 47-58.
- POUPINET G., 1977 - Hétérogénéités du manteau terrestre déduites de la propagation des ondes de volume. Implication géodynamique. Thèse de Doctorat ès Sciences, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 234 p.
- PRESS F., 1972 - The earth's interior as inferred from a family of models, in "The nature of the solid earth" by E.C. Robertson (ed.), McGraw-Hill, pp. 147-171.
- PRIAM R., 1962 - Rapport préliminaire à propos d'une récente visite à l'îlot Matthew (Sud des Nouvelles-Hébrides). Rapport dactyl., Service des Mines N.H., 10p.
- PRIAM R., 1964 - Contribution à la connaissance du volcan de l'îlot Matthew (Sud des Nouvelles-Hébrides). *Bull. Volcanol.*, t. XXVII, pp. 331-339.

- PRINZHOFER A., NICOLAS A., CASSARD D., MOUTTE J., LEBLANC M., PARIS J.P. and RABINOVITCH M., 1980 - Structures in the New Caledonia peridotites - gabbros : Implications for oceanic mantle and crust. *Tectonophysics*, 69, n° 1/2, pp. 85-112.
- PURDY G.M., STEPHEN R.A., ROHR K. and EWING J.I., 1979 - Shallow crustal structure of the flanks of the east Pacific rise between 0 and 4.5 my BP from air gun seismic refraction profiles recorded during the ROSE project. *EOS Trans., A.G.U.*, 60, p. 887.
- RAITT R.W., 1956 - Seismic refraction studies of the Pacific ocean basin. 1, Crustal thickness of the Central equatorial Pacific. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67, pp. 1623-1640.
- RAITT R.W., FISHER R.L. and MASON R.G., 1955 - Tonga trench. *Geol. Soc. Am.*, Special paper 62, pp. 237-254.
- RAPP R.H., 1968 - Gravitational potential of the earth determined from a combination of satellite, observed, and model anomalies. *J. Geophys. Res.*, 73, pp. 6555-6562.
- RAPP R.H., 1969 - The geopotential to (14.14) from a combination of satellite and gravimetric data. *Bull. Géodésique*, 91, pp. 47-80.
- RAPP R.H., 1977 - Mean gravity anomalies and sea surface heights derived from GEOS 3 altimeter data. Rept. 268, Dep. Geod. Sc. Ohio State Univ., Columbus, 121p.
- RAPP R.H., 1979 - GEOS 3 data processing for the recovery of geoid undulations and gravity anomalies. *J. Geophys. Res.*, 84, pp. 3784-3792.
- RAVENNE C., AUBERTIN F. et LOUIS J., 1973 - Campagne Austradec I - Etude géologique et géophysique de la région Chesterfield - Nouvelle-Calédonie - Loyauté. Rapport IFP, CFP, SNPA, ORSTOM et ELF-ERAP, 31p.
- RAVENNE C. et de BROIN C.E., 1975 - Campagne Austradec II - Zone océanique entre Nouvelle-Calédonie et Nouvelle-Zélande. Rapport d'interprétation CFP, IFP, SNPA, ORSTOM, ELF-ERAP, 44p.
- RAVENNE C., de BROIN C.E., DUPONT J., LAPOUILLE A. and LAUNAY J., 1977 a - New Caledonia basin - Fairway ridge : Structural and sedimentary study. International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, éd. Technip, Paris, pp. 145-154.
- RAVENNE C., PASCAL G., DUBOIS J., DUGAS F. and MONTADERT L., 1977 b - Model of a young intra-oceanic arc : The New Hebrides island arc. International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific, Nouméa 1976, éd. Technip, Paris, pp. 63-78.
- RECY J., DANIEL J., LARUE B.M. et HAWKINS L.V., 1975 - De l'existence d'une zone de subduction fossile dans la région de Rennell (Sud-Ouest Pacifique). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 281, série D, pp. 489-492.
- REMY J.M., 1963 - Le volcan de l'île Matthew (Nouvelles-Hébrides). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 257, pp. 198-200.
- RESEARCH GROUP FOR EXPLOSION SEISMOLOGY, University of Tokyo, Tokyo (Japan), 1973 - Crustal structure of Japan as derived from explosion seismic data. *Tectonophysics*, 20, n° 1/4, pp. 129-135.
- RICHARD J.J., 1962 - Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields. Part XIII : Kermadec, Tonga and Samoa. International Volcanological Association, Roma, Italia, 38p.
- RINGWOOD A.E., 1976 - Phase transformations in descending plates and implications for mantle dynamics. *Tectonophysics*, 32, n° 1/2, pp. 129-143.
- ROBINSON G.P., 1969 - The geology of North Santo. N.H. Geol. Surv. Reg. Rept., 77 p.
- ROCA J.L., 1978 - Contribution à l'étude pétrologique et structurale des Nouvelles-Hébrides. Thèse de 3ème cycle, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 158 p.
- RODDA P., 1967 - Outline of the geology of Viti Levu. *N.Z. Journal of Geology and Geophysics*, 10, n° 5, pp. 1260-1273.
- RODDA P., SNELLING N.J. and REX D.C., 1967 - Radiometric age data on rocks from Viti Levu, Fiji. *N.Z. Journal of Geology and Geophysics*, 10, n°5, pp. 1248-1259.
- RODGERS K.A., 1976 - Ultramafic and related rocks from Southern New Caledonia. *Bull. BRGM, Fr.*, 2ème série, IV, 1, pp. 33-55.
- RODNIKOV A.G., 1973 - The earth's crust in the northwestern part of the Pacific mobile belt. *Tectonophysics*, 20, n° 1/4, pp. 105-114.

- de ROE G.D., 1964 - Rubidium strontium analyses of ultramafic rocks and the origin of peridotites. Mass. Inst. Tech. Ann. report 12, pp. 159-190.
- ROSE J.C., WOOLLARD G.P. and MALAHOFF A., 1968 - Marine gravity and magnetic studies of the Solomon islands, in "The crust and upper mantle of the Pacific area" by L. Knopoff, C.L. Drake and P.J. Hart (ed.), Geophys. Monograph 12, A.G.U., pp. 379-410.
- ROSENDAHL B.R., RAITT R.W., DORMAN L.M., BIBEE L.D., HUSSONG D.M. and SUTTON G.H., 1976 - Evolution of oceanic crust. 1 - A physical model of the East Pacific rise crest derived from seismic refraction data. *J. Geophys. Res.*, 81, pp. 5294-5304.
- ROUTHIER P., 1953 - Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, t. XXXII, fasc. 1/3, feuilles 1-34, n° 67, 271 p.
- RUMMEL R. and RAPP R.H., 1977 - Undulation and anomaly estimation using GEOS 3 altimeter data without precise satellite orbits. *Bull. Géodésique*, 51, pp. 73-88.
- SAMESHIMA T., 1975 - Silica indices of volcanoes in and around New Zealand with reference to volcanic zones in the North Island. *N.Z. Journal of Geology and Geophysics*, 18, n° 4, pp. 523-539.
- SANTO T., 1970 - Regional study on the characteristic seismicity of the world. Part III: New Hebrides islands region. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Tokyo Univ., 48, (1), pp. 1-18.
- SCIENTISTS ABOARD GLOMAR CHALLENGER, 1978 - Leg 60 ends in Guam. *Geotimes*, october, pp. 19-22.
- SCLATER J.G., 1972 - Heat flow and elevation of the marginal basins of the western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 77, pp. 5705-5719.
- SCLATER J.G., ANDERSON R.N. and BELL M.L., 1971 - Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific. *J. Geophys. Res.*, 76, pp. 7888-7915.
- SCLATER J.G. and DETRICK R., 1973 - Elevation of midocean ridges and the basement age of JOIDES deep sea drilling sites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, pp. 1547-1554.
- SCLATER J.G. and FRANCHETEAU J., 1970 - The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 20, pp. 509-542.
- SCLATER J.G., CROWE J. and ANDERSON R.N., 1976 - On the reliability of oceanic heat flow averages. *J. Geophys. Res.*, 81, pp. 2997-3006.
- SCLATER J.G., HAWKINS J.W., MAMMERICKX J. and CHASE C.G., 1972 a - Crustal extension between the Tonga and Lau ridges: Petrologic and geophysical evidence. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, pp. 505-518.
- SCLATER J.G., JAUPART C. and GALSON D., 1980 - The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the earth. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, n° 1, pp. 269-311.
- SCLATER J.G. and MENARD H.W., 1967 - Topography and heat flow of the Fiji plateau. *Nature*, 216, pp. 991-993.
- SCLATER J.G., RITTER U.G. and DIXON F.S., 1972 b - Heat flow in the southwestern Pacific. *J. Geophys. Res.*, 77, pp. 5697-5704.
- SEGAWA J. and TOMODA Y., 1976 - Gravity measurements near Japan and study of the upper mantle beneath the oceanic trench-marginal sea transition zone, in "The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin" by G.H. Sutton, M.H. Manghnani and R. Moberly (ed.), Geophys. Monograph 19, A.G.U., pp. 35-52.
- SHOR G.G., KIRK H.K. and MENARD H.W., 1971 - Crustal structure of the Melanesian area. *J. Geophys. Res.*, 76, pp. 2562-2586.
- SHOR G.G., MENARD H.W. and RAITT R.W., 1969 - Structure of the Pacific basin, in "The sea", vol. 4, Part II, by A.E. Maxwell (ed.), Wiley-Interscience, N.Y., pp. 3-27.
- SLEEP N. and TOKSÖZ M.N., 1971 - Evolution of marginal basins. *Nature*, 233, pp. 548-550.
- SMITHSONIAN INSTITUTION, 1966 - Geodetic parameters for a 1966 Smithsonian Institution standard earth, edited by C.A. Lundquist and G. Veis. Smithsonian Astrophys. Obs. Rept. n° 200.
- SOLOMON S. and BIEHLER S., 1969 - Crustal structure from gravity anomalies in the southwest Pacific. *J. Geophys. Res.*, 74, pp. 6696-6701.

- SOLOMON S., SLEEP N.H. and RICHARDSON R.M., 1975 - On the force driving plate tectonics. Inferences from absolute plate velocities and intraplate stress. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 42, pp. 769-801.
- STANLEY H.R., 1979 - The GEOS 3 project. *J. Geophys. Res.*, 84, pp. 3779-3783.
- STAUDER W., 1968 a - Mechanism of the Rat island earthquake sequence of February 4, 1965, with relation to island arcs and sea-floor spreading. *J. Geophys. Res.*, 73, pp. 3847-3858.
- STAUDER W., 1968 b - Tensional character of earthquake foci beneath the Aleutian trench with relation to sea-floor spreading. *J. Geophys. Res.*, 73, pp. 7693-7701.
- STOESER D.B., 1975 - Igneous rocks from leg 30 of the deep sea drilling project, in "Initial reports of the deep sea drilling project" by J.E. Andrews, G. Packham *et al.*, vol. 30, Washington (US Government Printing Office), pp. 401-414.
- STORZER D., 1970 - Fission track dating of volcanic glasses and the thermal history of rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 8, pp. 55-60.
- STORZER D. et SELO M., 1978 - Chronothermométrie par traces de fission des basaltes provenant des legs 51 et 52, et quelques réflexions sur l'altération de ces roches par l'eau de mer. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 5, p. 250.
- SUTTON G.H., MAYNARD G.L. and HUSSONG D.M., 1971 - Widespread occurrence of a high-velocity layer in the Pacific crust found with repetitive sources and sonobuoys, in "The structure and physical properties of the earth's crust" by J.G. Heacock (ed.), *Geophys. Monograph 14*, A.G.U., pp. 193-209.
- SUYEHIRO K. and SACKS I.S., 1979 - P and S wave velocity anomalies associated with the subducting lithosphere determined from travel-time residuals in the Japan region. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 69, pp. 97-114.
- SYKES L.R., 1966 - The seismicity and deep structure of island arcs. *J. Geophys. Res.*, 71, pp. 2981-3006.
- SYKES L.R., ISACKS B.L. and OLIVER J., 1969 - Spatial distribution of deep and shallow earthquakes of small magnitudes in the Fiji-Tonga region. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, pp. 1093-1113.
- TALWANI M., LE PICHON X. and EWING M., 1965 - Crustal structure of the mid-ocean ridges. 2, Computed model from gravity and seismic refraction data. *J. Geophys. Res.*, 70, pp. 341-352.
- TALWANI M., WINDISCH C. and LANGSETH M., 1971 - Reykjanes ridge crest : A detailed geophysical study. *J. Geophys. Res.*, 76, pp. 473-517.
- TALWANI M., WORZEL J.L. and EWING M., 1961 - Gravity anomalies and crustal section across the Tonga trench. *J. Geophys. Res.*, 66, pp. 1265-1278.
- TALWANI M., WORZEL J.L. and LANDISMAN M., 1959 - Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res.*, 64, pp. 49-59.
- TAYLOR F. W., 1978 - Quaternary tectonics and sea-level history, Tonga and Fiji, South West Pacific. PhD, dissertation, Cornell University, 355 p.
- TAYLOR F.W., FAIRBANKS R. G., JOUANNIC C. and BLOOM A.L., 1979 - Sclerochronology : A new method for absolute dating of paleoseismic uplift. *EOS Trans.*, A.G.U., 60, p. 400 (abstract).
- TAYLOR F.W., ISACKS B.L., JOUANNIC C., BLOOM A.L. and DUBOIS J., 1980 - Coseismic and Quaternary vertical tectonic movements, Santo and Malekula islands, New Hebrides island arc. *J. Geophys. Res.*, 85, pp. 5367-5381.
- TAYLOR G.A., 1956 - Review of volcanic activity in the territories of Papua New Guinea, the Solomon and New Hebrides islands (1951-1953). *Bull. Volcanol.*, série II, t. XVIII.
- TERRILL A., 1975 - Depositional and tectonic patterns in the northern Lord Howe rise-Mellish rise area. *Bull. Austr. Soc. Explor. Geophys.*, vol. 6, n° 2/3, pp. 37-39.
- TERRILL A. and PACKHAM G.V., 1974 - Bathymetry of the South Fiji basin. Mercator projection. Dept. Geol. and Geophys. Univ. Sydney, N.S.W., Australia.
- TISSEAU C., 1979 - Modèles de flexure de la lithosphère sous l'effet d'une charge sédimentaire. Application au bassin de Nouvelle-Calédonie (Sud-Ouest Pacifique). Thèse de 3ème cycle, Université de Paris-Sud, Orsay, 112p.
- TISSOT B. et NOESMOEN A., 1958 - Les bassins de Nouméa et de Bourail, (Nouvelle-Calédonie). *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 13, n°5, pp. 739-760.

- TOKSÖZ M.N. and BIRD P., 1977 - Formation and evolution of marginal basins and continental plateaus, in "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins" by M. Talwani and W.C. Pitman III (ed.), M. Ewing Series 1, A.G.U., pp. 379-393.
- TOKSÖZ M.N., MINEAR J.W. and JULIAN B.R., 1971 - Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab. *J. Geophys. Res.*, 76, pp. 1113-1138.
- TONGILAVA S.L. and KROENKE L.W., 1975 - Oil prospecting in Tonga 1968-1974. *South Pacific Marine Geological Notes*, 1, n° 1, pp. 1-8.
- TURCOTTE D.L., HAXBY W.F. and OCKENDON J.R., 1977 - Lithospheric instabilities, in "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins" by M. Talwani and W.C. Pitman III (ed.), M. Ewing Series 1, A.G.U., pp. 63-69.
- TURCOTTE D.L. and OXBURGH E.R., 1969 - A fluid theory for the deep structure of dip-slip fault zone. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 1, pp. 381-386.
- UYEDA S., 1974 - Northwest Pacific trench margins, in "The geology of continental margins" by C.A. Burk and C.L. Drake (ed.), Springer-Verlag, N.Y., pp. 473-491.
- UYEDA S., 1977 - Some basic problems in the trench-arc - back arc system, in "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins" by M. Talwani and W.C. Pitman III (ed.), M. Ewing Series 1, A.G.U., pp. 1-14.
- UYEDA S., 1978 a - Active margins actively reconsidered. A white paper. *Geotimes*, February.
- UYEDA S., 1978 b - The new view of the earth. Moving continents and moving oceans. W.H. Freeman and Co, San Francisco, 217 p.
- UYEDA S. and KANAMORI H., 1979 - Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.*, 84, pp. 1049-1061.
- VAN EYSINGA F.W.B., 1975 - Geological time table. 3ème édition, Elsevier, Amsterdam.
- VLAAR N.J. and WORTEL M.J.R., 1976 - Lithospheric aging, instability and subduction. *Tectonophysics*, 32, n° 3/4, pp. 331-351.
- VOGT P.R., 1973 - Subduction and aseismic ridges. *Nature*, 241, pp. 189-191.
- VOGT P.R., LOWRIE A., BRACEY D.R. and HEY R.N., 1976 - Subduction of aseismic oceanic ridges : Effects on shape, seismicity, and other characteristics of consuming plate boundaries. *Geol. Soc. Am.*, special paper 172, 59p.
- WAGER L.R., 1962 - Igneous cumulates from the 1902 eruption of Soufrière, St Vincent. *Bull. Volcanol.*, t. XXIV, pp. 93-99.
- WANG C.Y., 1970 - Density and constitution of the mantle. *J. Geophys. Res.*, 75, pp. 3264-3284.
- WANO A.R.J. and LEWIS K.B., 1972 - Gazetteer of seafloor features in the New Zealand region. *NZOI Records*, N.Z. Oceanographic Institute, Wellington, 1, n°5, pp. 67-106.
- WARDEN A.J., 1967 - The geology of the Central islands. N.H. Geol. Surv. Rept. n°5, 108p.
- WATANABE T., LANGSETH M.G. and ANDERSON R.N., 1977 - Heat flow in back-arc basins of the western Pacific, in "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins" by M. Talwani and W.C. Pitman III (ed.), M. Ewing Series 1, A.G.U., pp. 137-161.
- WATTS A.B., 1976 - Gravity field of the northwest Pacific Ocean basin and its margin : Philippine sea. *Geol. Soc. Am.*, Special Map and Chart Series MC-12.
- WATTS A.B., COCHRAN J.R., BODINE J.H. and STECKLER M.S., 1980 - Lithospheric flexure. 26ème Congrès Géologique International, Paris, résumé vol. III, p. 1375.
- WATTS A.B. and TALWANI M., 1974 - Gravity anomalies seaward of deep-sea trenches and their tectonic implications. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 36, pp. 57-90.
- WATTS A.B. and TALWANI M., 1975 - Gravity effect of downgoing lithospheric slabs beneath island arcs. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, pp. 1-4.
- WATTS A.B. and WEISSEL J.K., 1975 - Tectonic history of the Shikoku marginal basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 25, pp. 239-250.
- WATTS A.B., WEISSEL J.K. and DAVEY F.J., 1977 a - Tectonic evolution of the South Fiji marginal basin, in "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins" by M. Talwani and W.C. Pitman III (ed.), M. Ewing Series 1, A.G.U., pp. 419-427.
- WATTS A.B., WEISSEL J.K. and LARSON R.L., 1977 b - Sea-floor spreading in marginal basins of the western Pacific. *Tectonophysics*, 37, n° 1/3, pp. 167-181.
- WEGENER A., 1924 - The origin of continents and oceans. Methuen London.

- WEISSEL J.K., 1977 - Evolution of the Lau basin by the growth of small plates, in "Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins" by M. Talwani and W.C. Pitman III (ed.), M. Ewing Series 1, A.G.U., pp. 429-436.
- WEISSEL J.K. and HAYES D.E., 1972 - Magnetic anomalies in the south-east Indian Ocean. *Antarct. Res. Sci. (U.S.A.)*, vol. 19, pp. 165-196.
- WEISSEL J.K. and WATTS A.B., 1975 - Tectonic complexities in the South Fiji marginal basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 28, pp. 121-126.
- WEISSEL J.K. and WATTS A.B., 1979 - Tectonic evolution of the Coral sea basin. *J. Geophys. Res.*, 84, pp. 4572-4582.
- WEISSEL J.K., WATTS A.B., LAPOUILLE A., KARNER G. and JONGSMA D., 1977 - Preliminary results from recent geophysical investigations in marginal basins of Melanesia. *EOS Trans.*, A.G.U., 58, p. 504.
- WIEBENGA W.A., 1973 - Crustal structure of the New Britain - New Ireland region, in "Island arcs, marginal seas, geochemistry" by P.J. Coleman, Univ. W. Aust. Press, pp. 163-177.
- WILSON J.T., 1965 - A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207, pp. 343-347.
- WISEMAN J.D.H. and OVEY C.D., 1955 - Proposed names of features on the deep-sea floor. 1 - The Pacific Ocean. *Deep-sea Research*, 2, pp. 93-106.
- WOOLLARD G.P., 1975 - The interrelationships of crustal and upper mantle parameters values in the Pacific. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 13, pp. 87-137.
- WORZEL J.L., 1965 - Pendulum gravity measurements at sea 1936-1959. J. Wiley and Sons Inc., N.Y., 422p.
- WORZEL J.L., 1974 - Standard oceanic and continental structure, in "The geology of continental margins" by C.A. Burk and C.L. Drake (ed.), Springer-Verlag, N.Y., pp. 59-66.
- WORZEL J.L., 1976 - Gravity investigations of the subduction zone, in "The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin" by G.H. Sutton, M.H. Manghnani and R. Moberly (ed.), Geophysical Monograph 19, A.G.U., pp. 1-15.
- YASUI M., KISHII T., WATANABE T. and ÜYEDA S., 1968 - Heat flow in the sea of Japan, in "The crust and upper mantle of the Pacific area" by L. Knopoff, C.L. Drake and J. Hart (ed.), Geophysical Monograph 12, A.G.U., pp. 3-16.
- YODER H.S. Jr. and TILLEY C.E., 1962 - Origin of basaltic magmas. An experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, 3, pp. 342-532.
- YONEKURA N., 1972 - A review of seismic crustal deformations in and near Japan. *Bull. Dept. Geogr.*, Univ. Tokyo, 4, pp. 17-50.
- YONEKURA N., 1975 - Quaternary tectonic movements in the outer arc of south-west Japan with special reference to seismic crustal deformations. *Bull. Dept. Geogr. Univ. Tokyo*, 7, pp. 19-71.

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES HORS-TEXTE

CHAPITRE III

	Pages
- <i>Planche 1. Vues aériennes de Matthew (couleur)</i>	188/189
- <i>Planche 2. Matthew : vues du piton est et de l'édifice occidental (couleur)</i>	190/191
- <i>Planche 3. Vues aériennes de Hunter (couleur)</i>	192/193
- <i>Planche 4. Hunter : vues de l'extrémité septentrionale de l'île (couleur)</i>	194/195
- <i>Planche 5. Volcanites de Matthew et Hunter : microphotographies de lames minces (N et B)</i>	196/197
- <i>Planche 6. Volcanites de Hunter (enclaves) : microphotographies de lames minces (N et B)</i>	210/211

CHAPITRE V

- <i>Planche 7. Vues de deux volcans de l'arc insulaire des Tonga : Kao et Tofua (couleur)</i>	252/253
--	---------

LISTE DES PLANCHES ET CARTES HORS-VOLUME

H.V. I-1	- <i>Carte générale du Sud-Ouest Pacifique extraite de l'Atlas de la Nouvelle-Calédonie (échelle 1/12.000.000 à l'équateur).</i>
H.V. II-1	- <i>Carte bathymétrique de la partie sud des Nouvelles-Hébrides (échelle 1/1.000.000 environ).</i>
H.V. II-2	- <i>Carte bathymétrique simplifiée du sud de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides (échelle 1/2.000.000 environ).</i>
H.V. III-1	- <i>Carte bathymétrique de la terminaison sud de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides (échelle 1/1.000.000 environ).</i>
H.V. V-1	- <i>Carte bathymétrique du bassin de Lau et de l'arc insulaire des Tonga par J.W. HAWKINS, 1974 (échelle 1/2.900.000 environ).</i>
H.V. V-2	- <i>Morphologie, magnétisme et structures superficielles de la partie nord de l'arc des Tonga (18° à 23° sud).</i>
H.V. V-3	- <i>Morphologie, magnétisme et structures superficielles de la partie sud de l'arc des Tonga (23° à 26° sud).</i>
H.V. V-4	- <i>Morphologie, magnétisme et structures superficielles de l'arc des Kermadec.</i>
H.V. XII-1	- <i>Carte bathymétrique de la région Nouvelle-Calédonie et îles Loyauté (échelle 1/1.000.000 environ).</i>
H.V. XII-2	- <i>Carte bathymétrique de la région nord de la Nouvelle-Calédonie (échelle 1/1.000.000 environ).</i>
H.V. XII-3	- <i>Carte gravimétrique de la région Nouvelle-Calédonie (échelle 1/1.000.000 environ).</i>

TABLE DES MATIÈRES

NOTE AUX LECTEURS	5
PRÉFACE	7
SOMMAIRE	9
LISTE DES AUTEURS	13
REMERCIEMENTS	17
CHAPITRE I	21
— Motivations et objectifs de l'étude des structures du Sud-Ouest Pacifique	23
CHAPITRE II - L'ARC INSULAIRE DES NOUVELLES-HÉBRIDES	29
1 — Présentation générale de l'arc des Nouvelles-Hébrides	31
- Histoire tectonique de l'arc des Nouvelles-Hébrides	33
- Caractères de la zone de subduction actuelle	35
- Objet et cadre de l'étude	37
2 — Morphologie et structures superficielles de la partie sud de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides	39
- Bathymétrie et morphologie	40
- <i>bassin océanique externe et flanc externe de la fosse</i>	40
- <i>flanc interne de la fosse (arc-trench gap)</i>	47
- <i>limites</i>	49
- <i>morphologie</i>	49

- arc proprement dit	50
- limites et largeur de l'arc	51
- morphologie	52
- "fore horst" et bassin intermédiaire	52
- ligne volcanique et position des îles	52
- zone des horsts et fossés	53
- conclusion	55
- Magnétisme	55
- partie antérieure de l'arc	56
- arc proprement dit	57
- Sismique réflexion	57
- bassin océanique externe et pente externe de la fosse	58
- flanc interne de la fosse	59
- arc proprement dit	59
 3 — Quelques notes à propos de la pétrologie des volcanites de la chaîne centrale, de Vaté à Anatom	61
- Présentation des îles	62
- <i>Vaté</i>	62
- <i>Erromango</i>	65
- <i>Tanna</i>	69
- <i>Anatom</i>	74
- <i>Futuna</i>	75
- Conclusion	78
 4 — Sismique réfraction : structure de la croûte aux Nouvelles-Hébrides	79
- Apports récents	79
- Données techniques	80
- Description des résultats	82
- <i>le profil 7R2</i>	83
- <i>le profil 7R3</i>	83
- <i>le profil 7R4</i>	85
- <i>le profil 7R5</i>	89
- <i>le profil 7R8</i>	89
- Discussion des résultats	89
 5 — Anomalies gravimétriques et structure de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides	91
- Introduction - Travaux antérieurs et implantation des profils	91
- <i>cadre gravimétrique régional</i>	92
- <i>levés et études gravimétriques antérieurs</i>	92
- <i>implantation des profils gravimétriques</i>	94
- Analyse qualitative des profils	95
- <i>la plaque plongeante : le plateau Nord-Loyauté</i>	95
- <i>la fosse</i>	98
- <i>l'arc et les fossés arrière-arc</i>	98

- Structure de la zone de convergence des Nouvelles-Hébrides	99
- <i>introduction</i>	99
- <i>conditions imposées et précision de la méthode</i>	100
- <i>modèle A</i>	101
- <i>modèle B</i>	106
- <i>structures superficielles</i>	108
- Conclusion	109
6 — Sismicité de l'arc des Nouvelles-Hébrides	111
- Introduction	111
- <i>situation générale de la sismicité des Nouvelles-Hébrides</i>	111
- <i>approche scientifique récente</i>	112
- Détermination des séismes de l'arc des Nouvelles-Hébrides	113
- <i>possibilités théoriques</i>	113
- <i>profondeur des séismes intermédiaires</i>	114
- <i>localisation des séismes des Nouvelles-Hébrides par une méthode relative</i>	118
- <i>séismes superficiels</i>	118
- <i>séismes intermédiaires</i>	120
- Sismicité superficielle	122
- <i>représentation géographique</i>	122
- <i>enregistrements de séismes superficiels sur le ZGP de Port-Vila</i>	125
- <i>séismes "basse énergie" : modèle du cisaillement visqueux</i> ...	125
- Sismicité intermédiaire	128
- <i>introduction</i>	128
- <i>coupes transversales</i>	128
- <i>coupe longitudinale</i>	133
- <i>enregistrements de séismes intermédiaires sur la station longue période verticale de Port-Vila</i>	135
- Propriétés générales du milieu subducté sous les Nouvelles-Hébrides	137
- <i>atténuation</i>	137
- <i>contribution à la détermination de la structure de vitesse à l'intérieur du milieu subducté</i>	138
- <i>propriété à grande échelle</i>	138
- <i>résultats apportés par un réseau local</i>	140
- <i>enregistrements de séismes superficiels le long de l'arc</i>	141
- <i>ondes réfléchies enregistrées en arrière de l'arc, trajet Hébrides - Fidji</i>	143
- Subduction de la ride d'Entrecasteaux	144
- Conclusion	147
- <i>déroulement de la subduction</i>	147
- <i>structure de vitesse du milieu subducté sur les Nouvelles-Hébrides</i> ...	147
- <i>perspectives de la sismologie</i>	148
7 — La subduction aux Nouvelles-Hébrides	149
- Mouvement des plaques	149
- Style de la subduction	152
- <i>bombement de la lithosphère en avant de la fosse</i>	152

- <i>angle de plongement de la zone de Benioff</i>	153
- <i>nature du volcanisme</i>	153
- <i>structure du flanc interne de la fosse</i>	153
- <i>existence de terrasses coralliennes soulevées</i>	153
- <i>existence des fossés arrière-arc</i>	153
- Structure profonde de l'arc	154
- Conclusion	155

CHAPITRE III - ÉTUDE DE LA TERMINAISON SUD DE L'ARC INSULAIRE DES NOUVELLES-HÉBRIDES	157
1 — Présentation de la terminaison méridionale de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides du point de vue régional et rappel des données antérieures	159
2 — Morphologie et structure de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides dans sa terminaison sud	163
- La plaque plongeante	167
- La fosse	167
- Les structures de l'arc situées sur le plateau Nord-Fidjien	169
3 — Sismicité et subduction de la terminaison sud de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides	179
- Caractères généraux de la sismicité	181
- Géométrie du plan de Benioff	182
- Mode de terminaison de la subduction	183
- Discussion	184
- Conclusion	185
4 — Volcanisme et pétrologie des îles Matthew et Hunter : données préliminaires..	187
- Morphologie, structure et chronologie de l'activité volcanique de Matthew et Hunter	188
- <i>Matthew</i>	188
- <i>l'édifice oriental</i>	188
- <i>l'édifice occidental</i>	191
- <i>Hunter</i>	192
- Pétrologie des volcanites de Matthew et Hunter-Nord	195
- <i>caractères généraux</i>	195
- <i>les laves</i>	195
- <i>pétrographie</i>	195
- <i>données modales</i>	199
- <i>géochimie des éléments majeurs</i>	202
- <i>les enclaves</i>	207
- <i>les enclaves à texture doléritique</i>	207
- <i>les enclaves à texture grenue</i>	209
- Conclusion	210
- Annexes I à VII	211
5 — Essai de schéma tectonique de la terminaison sud de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides	217

CHAPITRE IV	221
— Sur la surrection et la déformation d'un arc jeune : l'arc des Nouvelles-Hébrides	223
- Introduction	223
- Les terrasses pléistocènes	227
- <i>Santo</i>	227
- <i>Malekula</i>	232
- <i>le Nord-Ouest-Malekula</i>	232
- <i>le Nord-Est et le Sud-Malekula</i>	237
- <i>Efaté</i>	238
- La terrasse holocène	240
- <i>Santo</i>	240
- <i>Malekula</i>	242
- <i>Efaté</i>	243
- La terrasse 1965	244
- Discussion	244
- Conclusion	246
CHAPITRE V - L'ARC INSULAIRE DES TONGA-KERMADEC	247
1 — Le cadre général et les traits essentiels de l'arc insulaire des Tonga-Kermadec	249
- Situation géographique de l'étude	249
- <i>l'arc insulaire des Tonga-Kermadec dans le Pacifique</i>	249
- <i>l'arc insulaire des Tonga</i>	251
- <i>l'arc insulaire des Kermadec</i>	254
- Travaux antérieurs	254
- <i>la plate-forme fidjienne</i>	256
- <i>les îles et la ride de Lau</i>	256
- <i>relations entre la plate-forme fidjienne et la ride de Lau</i>	256
- <i>la ride des Tonga</i>	257
- <i>relations entre les rides de Lau et Tonga</i>	259
- <i>les bassins de Lau et du Havre</i>	260
2 — Morphologie et structures superficielles de l'arc insulaire des Tonga-Kermadec	263
- Apports nouveaux	263
- <i>le plancher océanique du Pacifique</i>	265
- <i>la fosse des Tonga et Kermadec</i>	269
- <i>l'arc frontal des Tonga et Kermadec</i>	270
- <i>la ligne volcanique des Tonga et la dépression de Tofua</i>	271
- <i>le bassin de Lau</i>	277
- Interprétation des caractères morphologiques	277
- <i>comparaison des profils</i>	277
- <i>interprétation</i>	279
3 — Etude par réfraction de la structure interne de l'arc des Tonga	283
- Apports nouveaux	283
- <i>données techniques</i>	285
- <i>description des données</i>	285

- Discussion des résultats	289
- <i>plaque plongeante</i>	289
- <i>prisme d'accrétion</i>	291
- <i>arc proprement dit</i>	291
- <i>arrière-arc</i>	291
4 — Etude gravimétrique de l'arc des Tonga	293
- Apports nouveaux	293
- Modèle de distribution des densités dans la croûte de la lithosphère	294
- <i>plaque plongeante</i>	295
- <i>zone de contact des plaques</i>	295
- <i>arc insulaire</i>	296
- Discussion	296
5 — Sismicité de l'arc des Tonga-Kermadec	299
- Introduction	299
- Localisation des séismes des Tonga-Kermadec	300
- Les séismes profonds : 400 à 700 km	300
- <i>interprétation des coupes</i>	303
- <i>conclusion</i>	305
- Les séismes intermédiaires	306
- <i>la sismicité intermédiaire au sud de 19° S</i>	306
- <i>le problème de la terminaison septentrionale de l'arc des Tonga</i>	308
- <i>base expérimentale des conclusions précédentes</i>	310
- Les séismes superficiels : 0 à 80 km	310
- <i>le long de l'arc insulaire des Tonga-Kermadec</i>	310
- <i>le problème de l'interruption de la sismicité au milieu de l'arc des Tonga-Kermadec</i>	312
- Coupe longitudinale des séismes aux Tonga-Kermadec	312
- Contribution à la structure de vitesse de la lithosphère subductée aux Tonga-Kermadec	312
- <i>observations et interprétation</i>	312
- <i>conclusion</i>	314
- Conclusion	314
- <i>considérations générales</i>	314
- <i>limites géographiques mises en évidence par la sismicité</i>	317
6 — Aperçu morphologique, structural et sismologique de l'arc insulaire des Tonga-Kermadec	319
 CHAPITRE VI	 325
— Structure et histoire de la région Salomon - Nouvelle-Irlande	327
- Introduction	327
- Traits structuraux	329
- <i>bassin sédimentaire médian</i>	329
- <i>la ride Sud-Ouest</i>	331
- <i>la ride Nord-Est</i>	334

- Histoire tectonique	337
- <i>importance de l'arrivée du plateau d'Ontong Java dans la zone de convergence Indienne-Pacifique</i>	337
- <i>arc insulaire</i>	338
- <i>synthèse</i>	339
- <i>avant la collision du plateau d'Ontong Java</i>	339
- <i>collision du plateau d'Ontong Java</i>	339
- <i>après la collision du plateau d'Ontong Java</i>	340
- Conclusion	341
 CHAPITRE VII	 343
— Analyse de quelques paramètres géophysiques dans une zone de subduction ..	345
- Rôle des paramètres vitesse de subduction et âge de la lithosphère sur le comportement mécanique des zones de subduction	346
- Caractéristiques des paramètres	346
- <i>paramètre profondeur relative</i>	346
- <i>paramètre vitesse de subduction</i>	348
- Données	348
- Résultats	350
- <i>à l'échelle de l'arc</i>	350
- <i>à l'échelle globale</i>	350
- Interprétation	352
- Rôle des paramètres vitesse de subduction et âge de la lithosphère dans la sismicité profonde des zones de subduction	353
- Caractéristiques des paramètres	353
- <i>âge maximal de l'extrémité de la zone sismique</i>	353
- <i>épaisseur de la lithosphère</i>	354
- Données	354
- Résultats	355
- Interprétation	355
- Calcul des températures	357
 CHAPITRE VIII	 361
— Bassins marginaux actifs du Sud-Ouest Pacifique : plateau Nord-Fidjien, bassin de Lau	363
- Introduction	363
- <i>aperçu bibliographique sur les bassins marginaux</i>	363
- <i>description du Sud-Ouest Pacifique</i>	366
- <i>travaux antérieurs</i>	367
- <i>bathymétrie - morphologie</i>	367
- <i>couverture sédimentaire</i>	367
- <i>flux de chaleur</i>	367
- <i>structure de la croûte et du manteau supérieur</i>	371
- <i>sismicité</i>	371
- <i>paléomagnétisme</i>	372
- <i>anomalies magnétiques</i>	373
- <i>géologie</i>	378

- Réfraction	378
- données disponibles	378
- analyse des profils	381
- structure crustale	381
- profondeur du Moho et structure du manteau supérieur	388
- Gravimétrie	391
- données disponibles	391
- analyse qualitative	391
- géoïde	392
- anomalies à l'air libre	395
- analyse quantitative	398
- la structure superficielle du plateau Nord-Fidjien	398
- effet gravimétrique de la lithosphère subductée	398
- influence de la jeunesse des bassins marginaux	401
- extension des conclusions	404
- Conclusion	405
- Perspectives	406
 CHAPITRE IX	 407
— Etude des bassins marginaux fossiles du Sud-Ouest Pacifique : bassin Nord-d'Entrecasteaux, bassin Nord-Loyauté, bassin Sud-Fidjien	409
- Situation géographique et tectonique	409
- Environnement	411
- la zone de fracture de Rennell	411
- la zone d'Entrecasteaux	411
- la chaîne des Loyauté	411
- la fosse des Nouvelles-Hébrides	415
- la ride de Lau - Colville	415
- la ride des Trois Rois	415
- Structure superficielle	415
- bathymétrie et morphologie	415
- bassin Nord-d'Entrecasteaux	415
- bassin Nord-Loyauté	415
- bassin Sud-Fidjien	417
- géothermie	417
- Couverture sédimentaire et structure de la croûte et du manteau supérieur	417
- bassin Nord-d'Entrecasteaux - Nord-Loyauté	417
- bassin Sud-Fidjien	419
- Magnétisme	420
- bassin Nord-d'Entrecasteaux	420
- bassin Nord-Loyauté	423
- bassin Sud-Fidjien	427
- Interprétations et conclusions tectoniques	430
- caractères des bassins marginaux	430

- paléogéographie du bassin Nord-Loyauté	430
- relation entre les bassins Nord-d'Entrecasteaux, Nord-Loyauté et Sud-Fidjien	434
- relation entre le bassin Nord-d'Entrecasteaux et le bassin Nord-Loyauté	434
- relation entre le bassin Nord-Loyauté et le bassin Sud-Fidjien..	435
- création et subduction de l'ensemble formé par les bassins Nord-d'Entrecasteaux, Nord-Loyauté et Sud-Fidjien - Conséquences géodynamiques	435
- origine de la formation des bassins marginaux du Sud-Ouest Pacifique	437
CHAPITRE X	439
— La zone d'Entrecasteaux (Sud-Ouest Pacifique) : nouvelle approche pétrologique et géochronologique	441
- Le point des connaissances	443
- du point de vue bathymétrique	443
- l'examen des différents profils de sismique réflexion	445
- données de paléomagnétisme	447
- gravimétrie	447
- données sismologiques	447
- le forage DSDP 286	447
- Les données nouvelles	449
- Discussion	454
- Conclusion	457
CHAPITRE XI	459
— Les bassins sédimentaires du Sud-Ouest Pacifique	461
- Introduction	461
- Bassins sédimentaires reconnus	463
- région sud	463
- région néo-calédonienne	468
- arc insulaire des Nouvelles-Hébrides	468
- région Salomon - Nouvelle-Irlande - îles de l'Amirauté	468
- Régions pouvant présenter des épaisseurs sédimentaires notables	475
- ride de Lord Howe	475
- ride de Norfolk - Nouvelle-Calédonie	475
- bassin sédimentaire médian de l'arc des Tonga	477
- Conclusion	477
CHAPITRE XII - LES PÉRIDOTITES DE NOUVELLE-CALÉDONIE DANS LEUR CONTEXTE RÉGIONAL : MISE EN PLACE DE LA SÉRIE OPHIOLI- TIQUE ET ÉVOLUTION DES STRUCTURES	479
1 — Présentation de l'étude de la mise en place des péridotites de Nouvelle-Calédonie dans leur contexte régional	481
2 — Apports de la géologie terrestre et données nouvelles de microtectonique ...	485
- Etat des connaissances	485

- Eléments nouveaux : quelques données microtectoniques sur le contact basal des péridotites	491
- <i>introduction</i>	491
- <i>les éléments nouveaux</i>	491
- Bordure est du Massif de Kaala	493
- <i>unité inférieure</i>	493
- <i>unité médiane</i>	495
- <i>unité supérieure</i>	495
- <i>conclusion</i>	495
- Extrémité nord du Massif de Taom	496
- <i>unité inférieure</i>	497
- <i>unité médiane</i>	497
- <i>unité supérieure</i>	497
- <i>conclusion</i>	497
- Le flanc sud du Mont Do	498
- <i>unité inférieure</i>	498
- <i>unité médiane</i>	498
- <i>unité supérieure</i>	498
- <i>conclusion</i>	499
- Bordure ouest du Grand Massif du Sud	500
- <i>unité inférieure</i>	500
- <i>unité médiane</i>	501
- <i>unité supérieure</i>	502
- <i>conclusion</i>	502
- Conclusion générale	502
3 — Origine et évolution du bassin des Loyauté et de ses bordures après la mise en place de la série ophiolitique de Nouvelle-Calédonie	505
- Généralités	505
- <i>situation et morphologie générale</i>	507
- <i>influence des grands ensembles sur le champ magnétique terrestre</i>	509
- Etude structurale du bassin	509
- <i>données de la sismique réflexion</i>	509
- <i>apport de la sismique réfraction et synthèse des données</i>	512
- <i>données géologiques et interprétation</i>	520
- Etude de la bordure orientale du bassin des Loyauté	521
- <i>les îles Loyauté</i>	521
- <i>morphologie de la chaîne des Loyauté</i>	523
- <i>structure</i>	523
- Etude de la bordure occidentale du bassin des Loyauté	525
- <i>morphologie</i>	525
- <i>structure</i>	525
- <i>la bordure du lagon nord</i>	525
- <i>la bordure de la Nouvelle-Calédonie</i>	528

- <i>le versant oriental de la ride de Norfolk au sud de l'île des Pins</i>	528
- Interprétation générale des résultats	531
- Annexe	534
- <i>les roches magmatiques et les produits de leur érosion</i>	534
- <i>les roches organogènes</i>	537
4 — Sismique réfraction dans le bassin des Loyauté : résultats et discussion	541
- Présentation des données - Interprétation	541
- Discussion	542
- <i>la première unité</i>	542
- <i>la deuxième unité</i>	544
- <i>la troisième unité</i>	545
- Conclusion	548
5 — Anomalies gravimétriques et structure de la croûte dans la région de la Nouvelle-Calédonie : enracinement des péridotites	549
- Présentation des données gravimétriques	549
- <i>gravimétrie à terre</i>	551
- <i>gravimétrie marine</i>	551
- Carte gravimétrique de la région de Nouvelle-Calédonie	552
- <i>analyse qualitative en plan</i>	552
- <i>analyse qualitative en coupe</i>	553
- <i>interprétation</i>	554
- Modélisation gravimétrique	556
- <i>données de base</i>	556
- <i>le modèle I</i>	558
- <i>le modèle II</i>	558
- <i>interprétation</i>	559
- Conclusion	563
CHAPITRE XIII	565
— Apports nouveaux à l'étude du Sud-Ouest Pacifique	567
- Intérêt et limites des modélisations	568
- <i>intérêts des reconstitutions géodynamiques : exemple du plateau Nord-Fidjien</i>	568
- <i>le modèle de CHASE</i>	568
- <i>le modèle de GILL et GORTON</i>	571
- <i>le modèle de DUBOIS, LAUNAY, RECY et MARSHALL</i>	572
- <i>le modèle de FALVEY</i>	572
- <i>le modèle de MALAHOFF, HAMMOND, FEDEN et LARUE</i>	575
- <i>discussion</i>	576
- <i>limites des modélisations : exemples du plateau Nord-Fidjien, des Nouvelles-Hébrides et du Sud-Ouest Pacifique</i>	576
- <i>la deuxième partie du modèle de CHASE</i>	576
- <i>le modèle de la lithosphère détachée de BARAZANGI, ISACKS, OLIVER, DUBOIS et PASCAL</i>	576

- le modèle des bassins inter-arcs ou marginaux actifs de KARIG et MAMMERICKX	577
- la deuxième partie du modèle de FALVEY	578
- les modèles sur le Sud-Ouest Pacifique de CROOK et de PARROT et DUGAS	578
- conclusion	580
- Résultats principaux et perspectives d'avenir	580
- les zones de subduction	581
- la morphologie	581
- l'activité sismique	581
- la structure de l'arc	582
- l'influence de la lithosphère plongeante	583
- la surrection de certains arcs insulaires	584
- corrélations entre divers facteurs observés sur les arcs	585
- structures associées aux zones de subduction : les bassins marginaux	585
- arrêt et reprise de la subduction	586
- l'obduction	586
- perspectives d'avenir	587
ANNEXES	589
— Annexe I : réfraction marine	591
- Données techniques	592
- les systèmes d'enregistrement	592
- les sources	593
- le canon à air	593
- le flexichoc	594
- les explosifs	594
- types de profils - qualités et défauts de chacun	595
- Dépouillements - Méthode de traitement	596
- généralités sur la réfraction	596
- modèle à couches de vitesse constante	596
- modèle à gradients	597
- réalisation des assemblages - obtention des hodochrones	598
- modèles	598
- modèles de vitesse	598
- modèles de vitesse et de densité	599
— Annexe II : gravimétrie marine (campagnes EVA VI et VII)	601
- Matériel utilisé	601
- Bases gravimétriques utilisées	602
- Traitement des données	603
- Précision des mesures et conditions de travail	603
- Eva VI	604
- Eva VII	604
— Annexe III : le géoïde	607

BIBLIOGRAPHIE GÉNÉRALE	611
LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES HORS-TEXTE	635
LISTE DES PLANCHES ET CARTES HORS-VOLUME	635
TABLE DES MATIÈRES	637

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ET TECHNIQUE OUTRE-MER

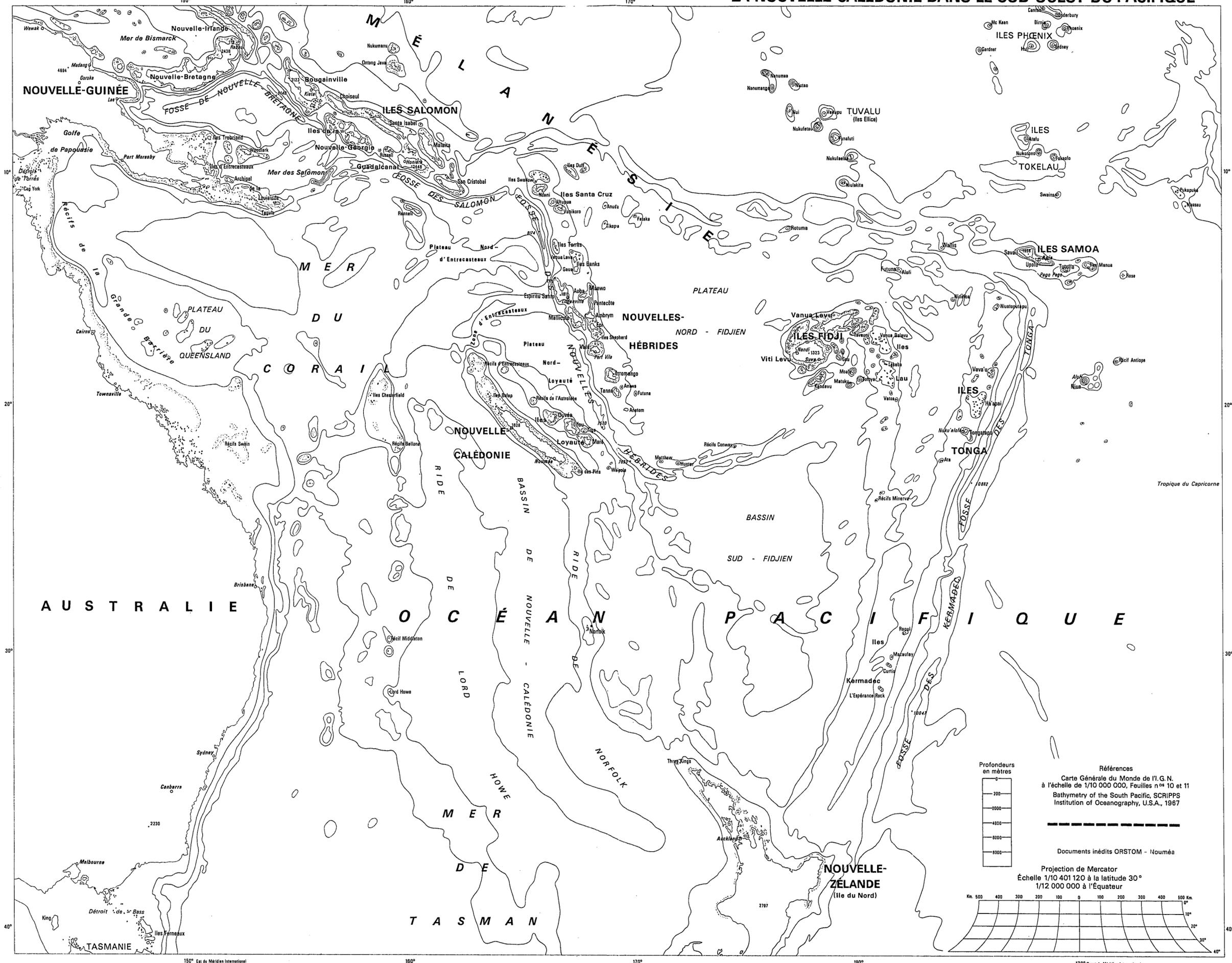
Direction générale :

24, rue Bayard - 75008 PARIS

Service des Publications :

70-74, route d'Aulnay - 93140 BONDY

O.R.S.T.O.M. Editeur
Dépôt légal : 3è trim. 1982
I.S.B.N. : 2-7099-0653-8

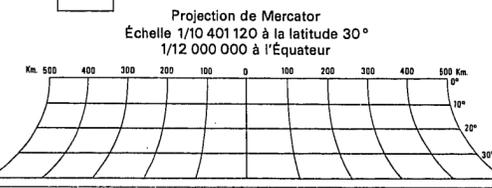


Profondeurs en mètres

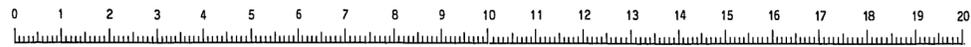
0
200
1000
2000
4000
6000
8000

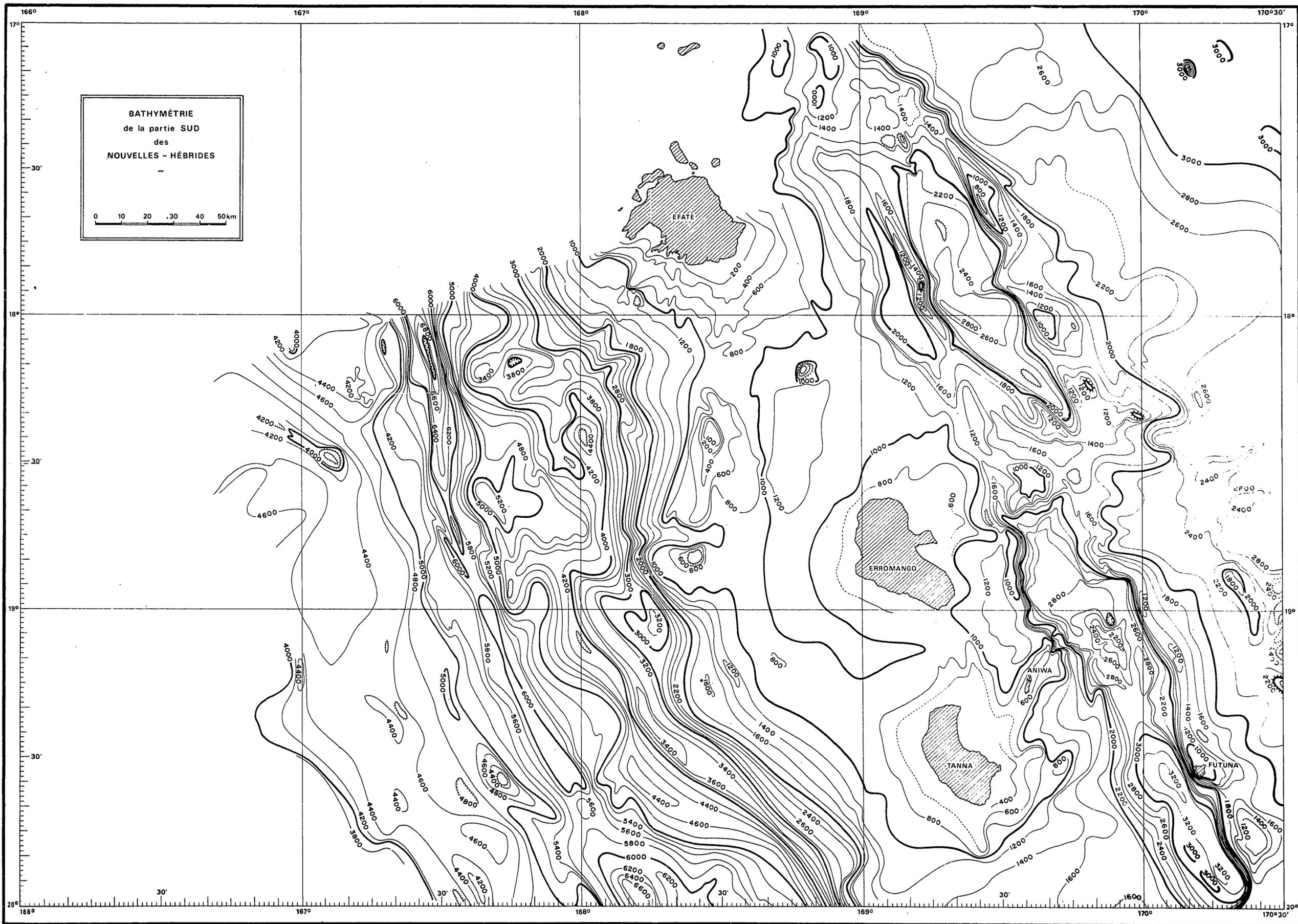
Références
 Carte Générale du Monde de l'I. G. N.
 à l'échelle de 1/10 000 000, Feuilles n° 10 et 11
 Bathymetry of the South Pacific, SCRIPPS
 Institution of Oceanography, U.S.A., 1967

Documents inédits ORSTOM - Nouméa



Cette mire doit être lisible dans son intégralité
 Pour A0 et A1: ABERPFTHLJDQCGQUVWMNSZXKY
 zsaecmuvnwixirfkhbdpqgyjlt 7142385690
 Pour A2, A3 et A4: ABERPFTHLJDQCGQUVWMNSZXKY
 zsaecmuvnwixirfkhbdpqgyjlt 7142385690

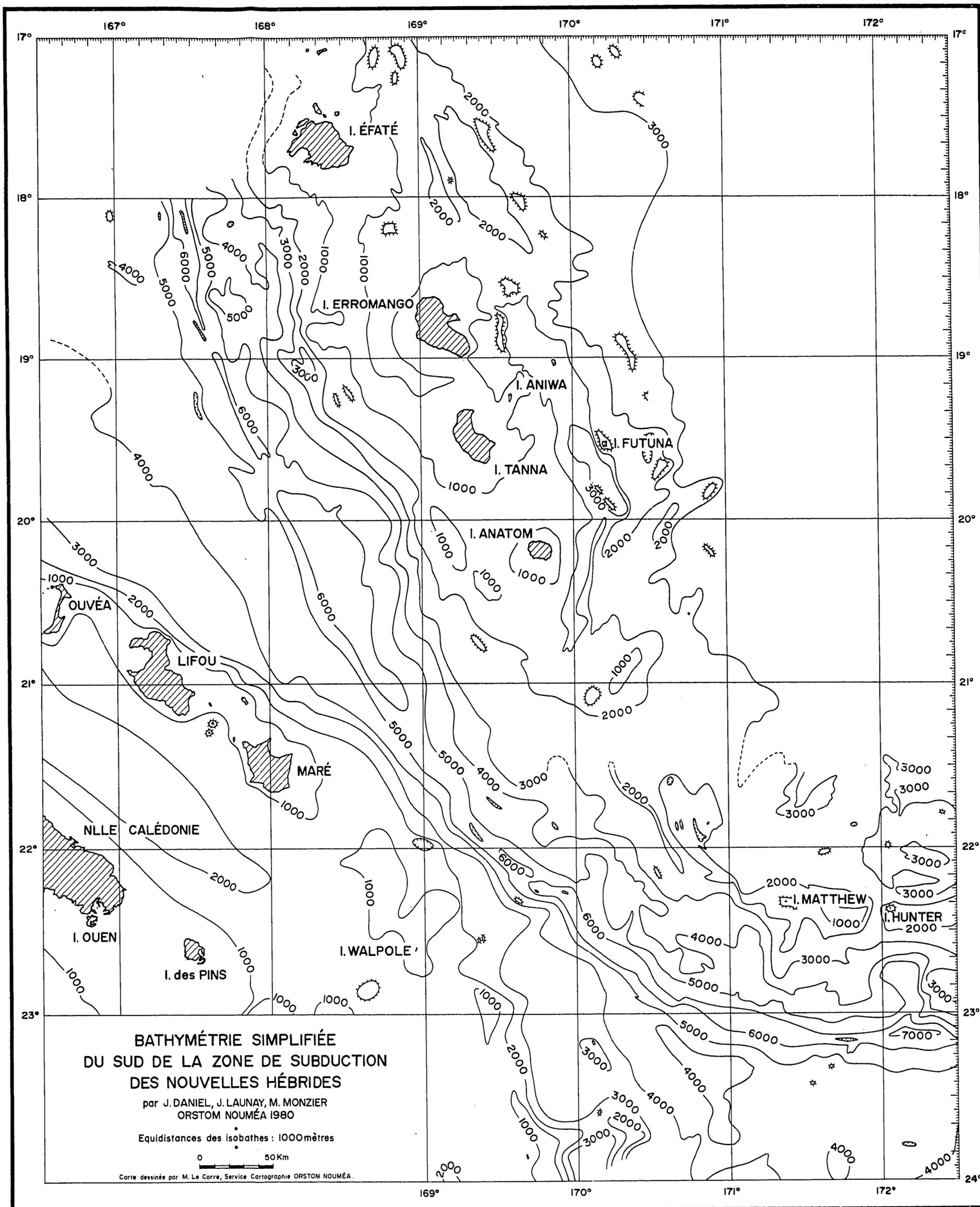




H.V. II_1

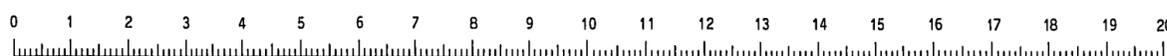
Cette mire doit être lisible dans son intégralité
 Pour A0 et A1: ABERPFTHLIJDCCGQUVWMNSZXY
 zsaecmuvnwixrfkhdppqyjl t 7142385690
 Pour A2A3A4: ABERPFTHLIJDCCGQUVWMNSZXY
 zsaecmuvnwixrfkhdppqyjl t 7142385690

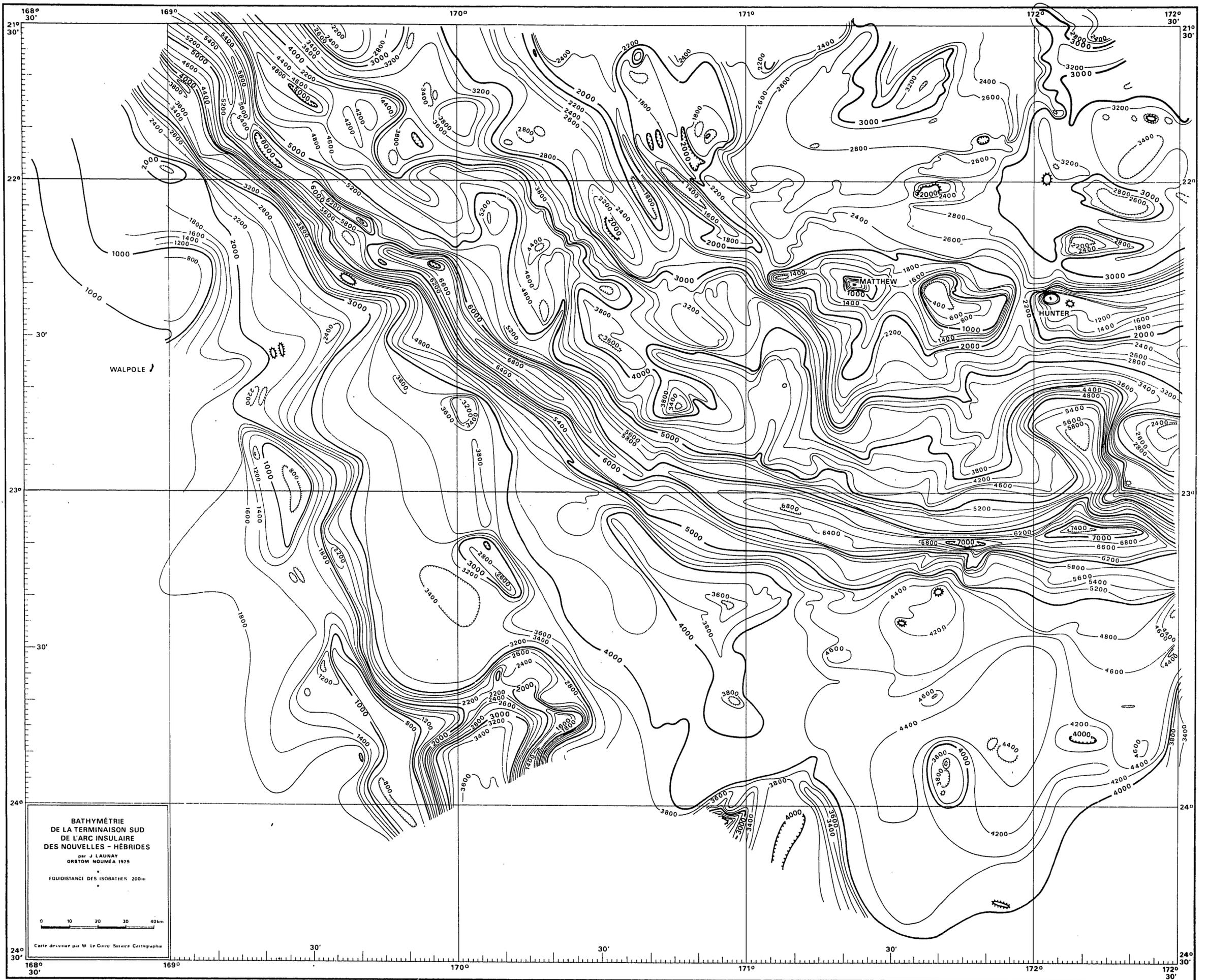




H.V. II_2

Cette mire doit être lisible dans son intégralité
Pour A0 et A1: ABERPFTHLIJDCCGQUVWMSZXY
zsaecmuvnwixirfkhbdpqgylt 7142385690
Pour A2A3A4: ABERPFTHLIJDCCGQUVWMSZXY
zsaecmuvnwixirfkhbdpqgylt 7142385690

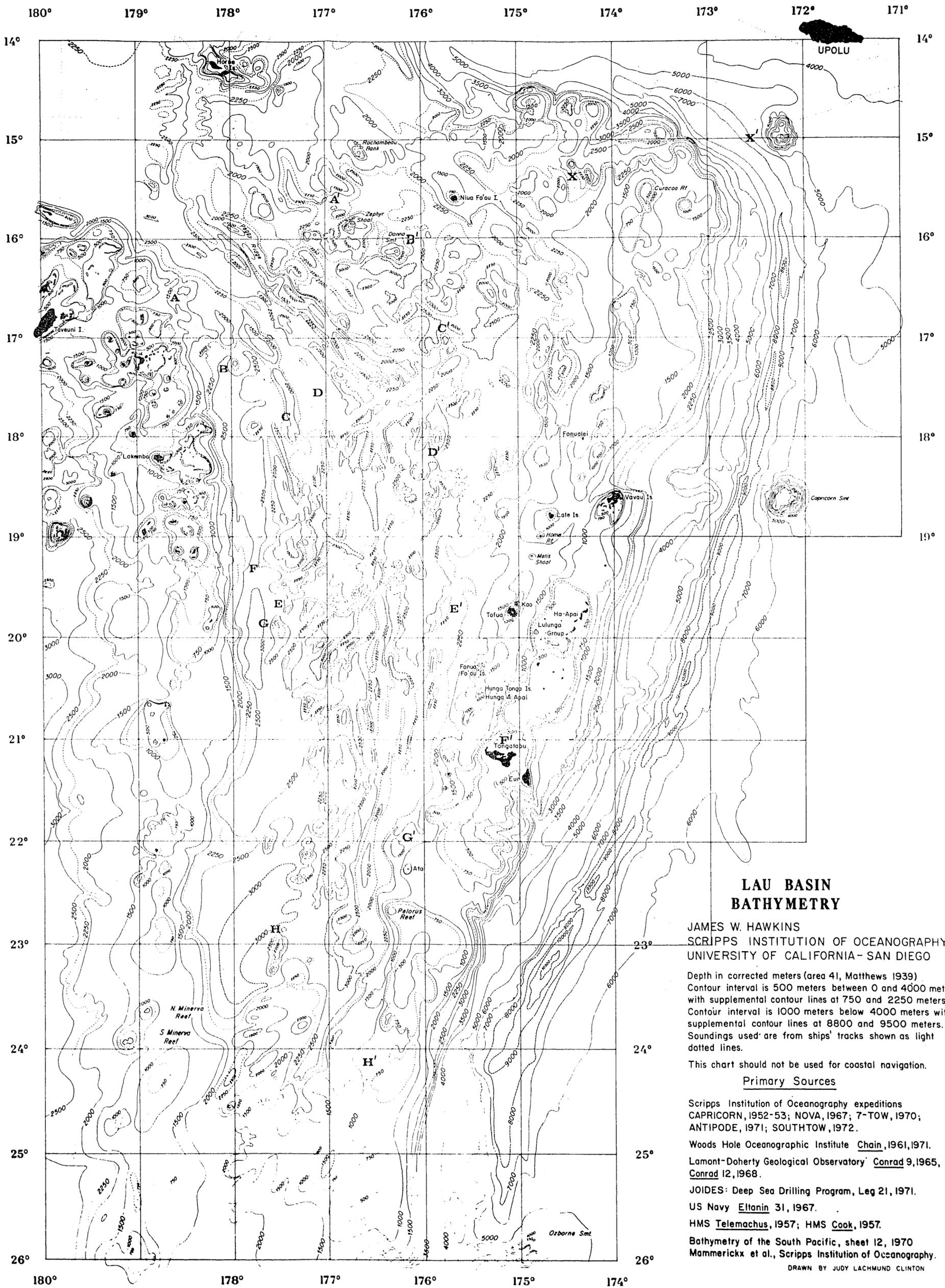




H.V. III_1

Cette mire doit être lisible dans son intégralité
 Pour A0 et A1: ABERPFTLHJDOCGQUVWMNSZXY
 zsaecmuvnwixrfkhdppqyjl 7142385690
 Pour A2A3A4: ABERPFTLHJDOCGQUVWMNSZXY
 zsaecmuvnwixrfkhdppqyjl 7142385690





**LAU BASIN
BATHYMETRY**

JAMES W. HAWKINS
SCRIPPS INSTITUTION OF OCEANOGRAPHY
UNIVERSITY OF CALIFORNIA - SAN DIEGO

Depth in corrected meters (area 41, Matthews 1939)
Contour interval is 500 meters between 0 and 4000 meters
with supplemental contour lines at 750 and 2250 meters.
Contour interval is 1000 meters below 4000 meters with
supplemental contour lines at 8800 and 9500 meters.
Soundings used are from ships' tracks shown as light
dotted lines.

This chart should not be used for coastal navigation.

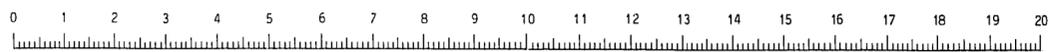
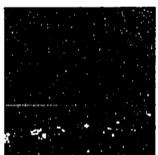
Primary Sources

- Scripps Institution of Oceanography expeditions
CAPRICORN, 1952-53; NOVA, 1967; 7-TOW, 1970;
ANTIPODE, 1971; SOUTHTOW, 1972.
- Woods Hole Oceanographic Institute Chain, 1961, 1971.
- Lamont-Doherty Geological Observatory Conrad 9, 1965,
Conrad 12, 1968.
- JOIDES: Deep Sea Drilling Program, Leg 21, 1971.
- US Navy Eltanin 31, 1967.
- HMS Telemachus, 1957; HMS Cook, 1957.
- Bathymetry of the South Pacific, sheet 12, 1970
Mammerickx et al., Scripps Institution of Oceanography.

DRAWN BY JUDY LACHMUND CLINTON

H.V. V_1

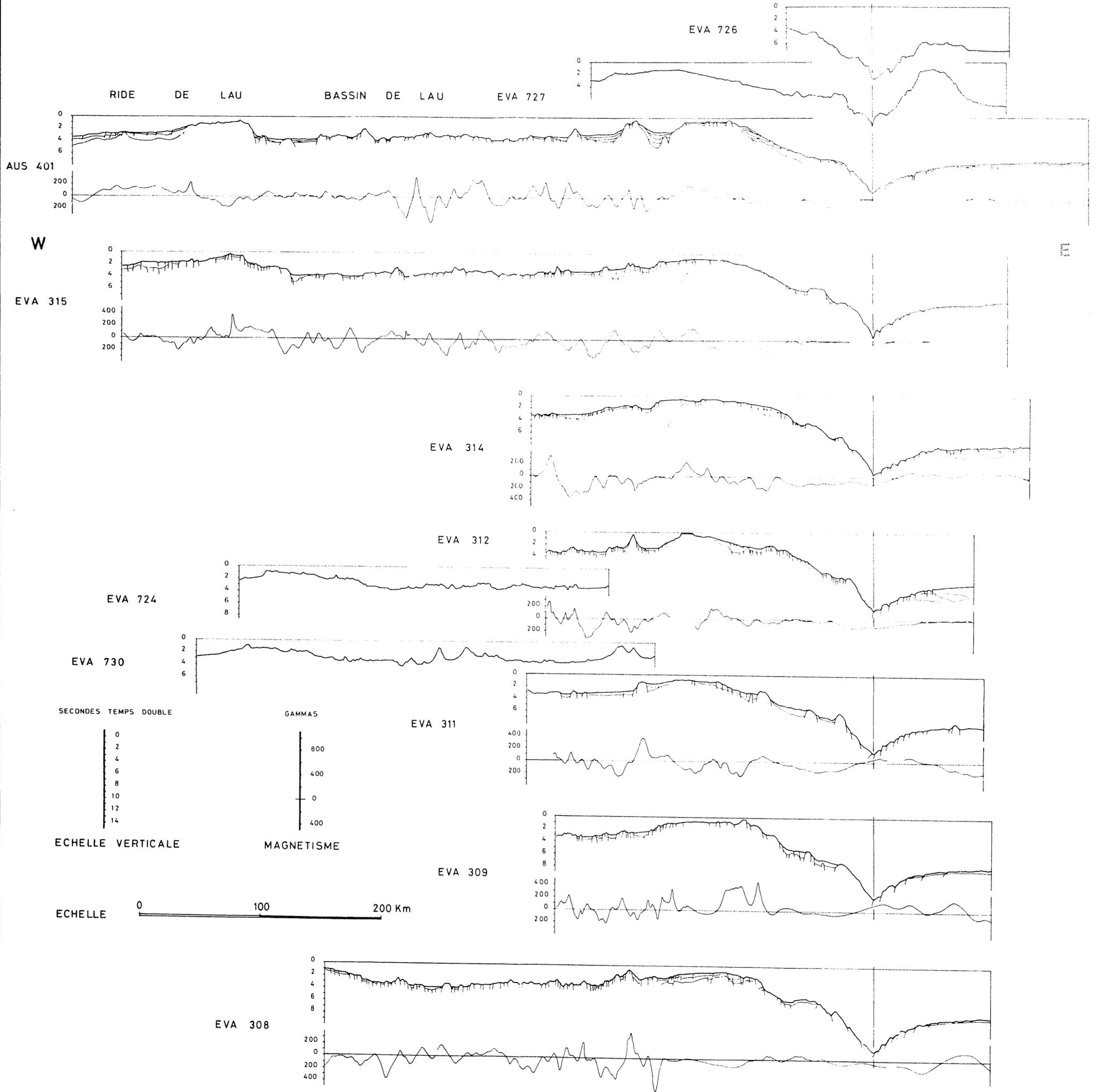
Cette mire doit être lisible dans son intégralité
Pour A0 et A1: ABERPFTLJDDCGQUVWMNSZXY
zsaecmuvnw xirfkhbdpqgyjlt 7142385690
Pour A2A3A4: ABERPFTLJDDCGQUVWMNSZXY
zsaecmuvnw xirfkhbdpqgyjlt 7142385690



GAM-T-12
JHD F40 05 N

ARC DES TONGA
de 18° à 23° SUD

RIDE DE TONGA FOSSE PLAQUE PACIFIQUE



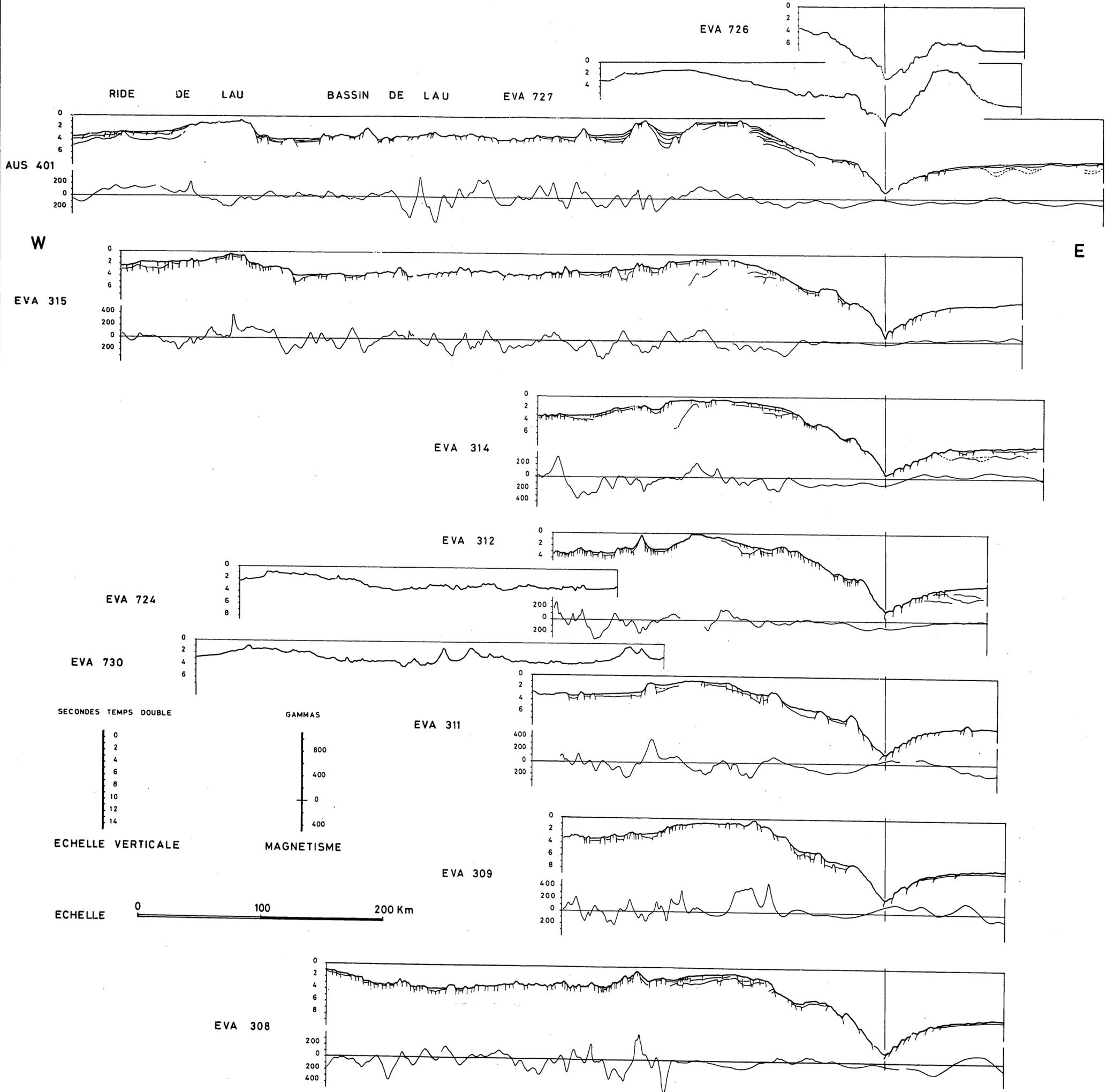
H.V. V_2

Cette mire doit être lisible dans son intégralité
 Pour A0 et A1: ABERPFTHLIJDQCGQUVWMNSZXY
 zsaecmuvnwxfkhdppqgyjlt 7142385690
 Pour A2A3A4: ABERPFTHLIJDQCGQUVWMNSZXY
 zsaecmuvnwxfkhdppqgyjlt 7142385690



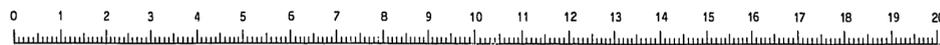
ARC DES TONGA
de 18° à 23° SUD

RIDE DE TONGA FOSSE PLAQUE PACIFIQUE



H.V. V_2

Cette mire doit être lisible dans son intégralité
Pour A0 et A1: ABERPFTHLIJDQCGQUVWMSZXY
zsaeocmuvnwixr fkhbdpggyjlt 7142385690
Pour A2 A3 A4: ABERPFTHLIJDQCGQUVWMSZXY
zsaeocmuvnwixr fkhbdpggyjlt 7142385690



ARC DES TONGA
de 23° à 26°SUD

RIDE DE TONGA FOSSE PLAQUE PACIFIQUE

GEO 321

RIDE DE LAU BASSIN DE LAU

W

EVA 306

E

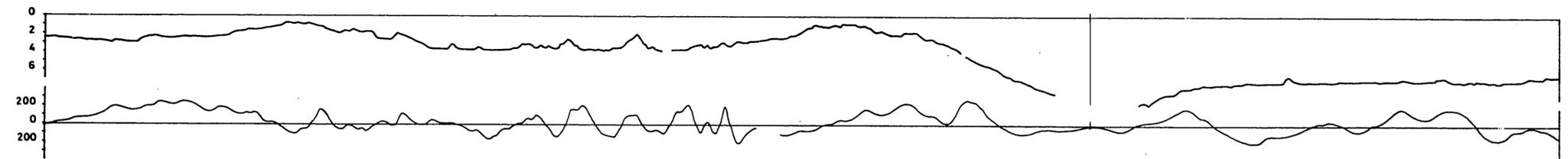
SECONDES TEMPS DOUBLE



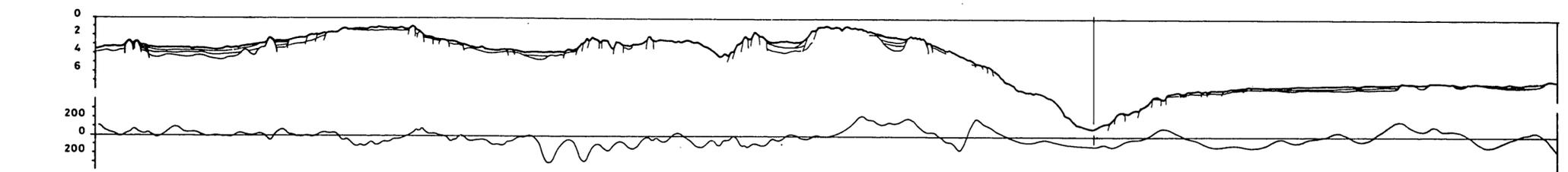
ECHELLE VERTICALE

EVA 305

LIAISON SUVA - AUS 403

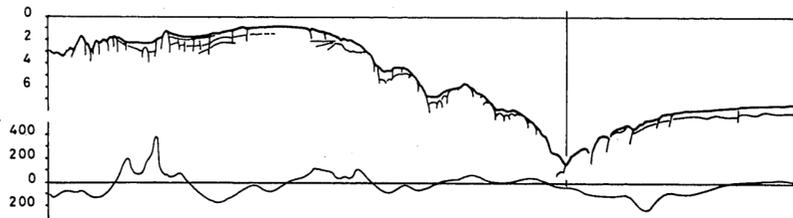


AUS 403

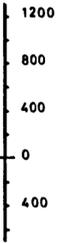


ECHELLE 0 100 200 Km

EVA 303

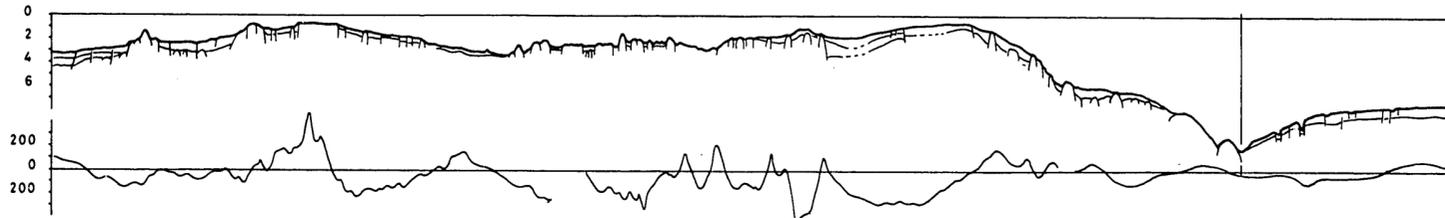


GAMMAS

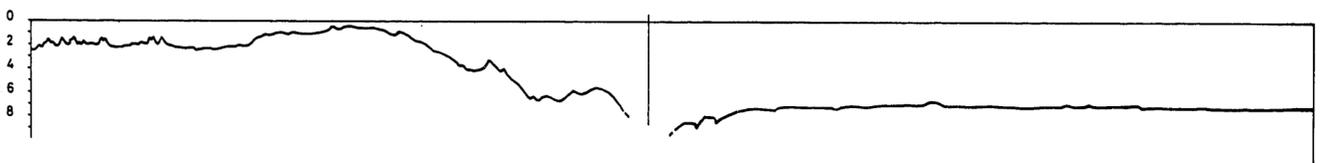


MAGNETISME

EVA 302

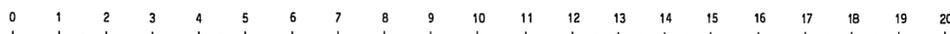


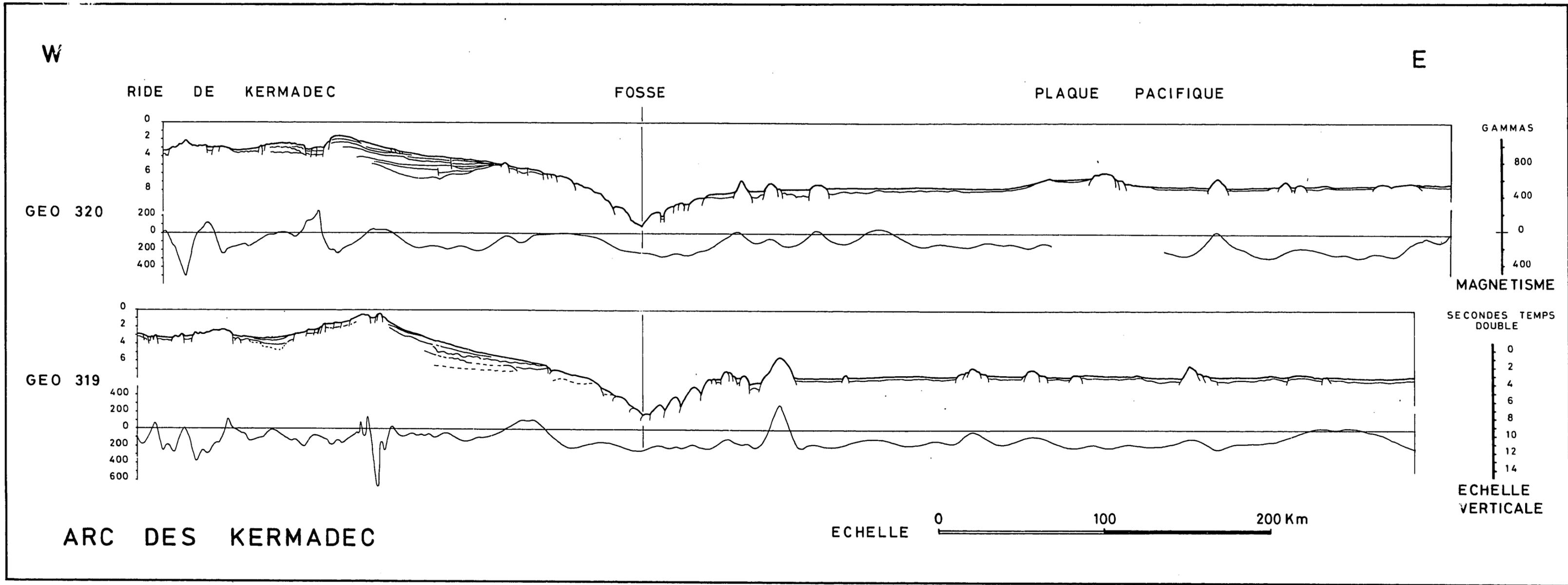
LIAISON PAPEETE - AUS 201



H.V. V_3

Cette mire doit être lisible dans son intégralité
Pour A0 et A1: ABERPFTHLIJDOCGQUVWMSZXY
zsaecmuvnwxfkhdppqgyjlt 7142385690
Pour A2A3A4: ABERPFTHLIJDOCGQUVWMSZXY
zsaecmuvnwxfkhdppqgyjlt 7142385690



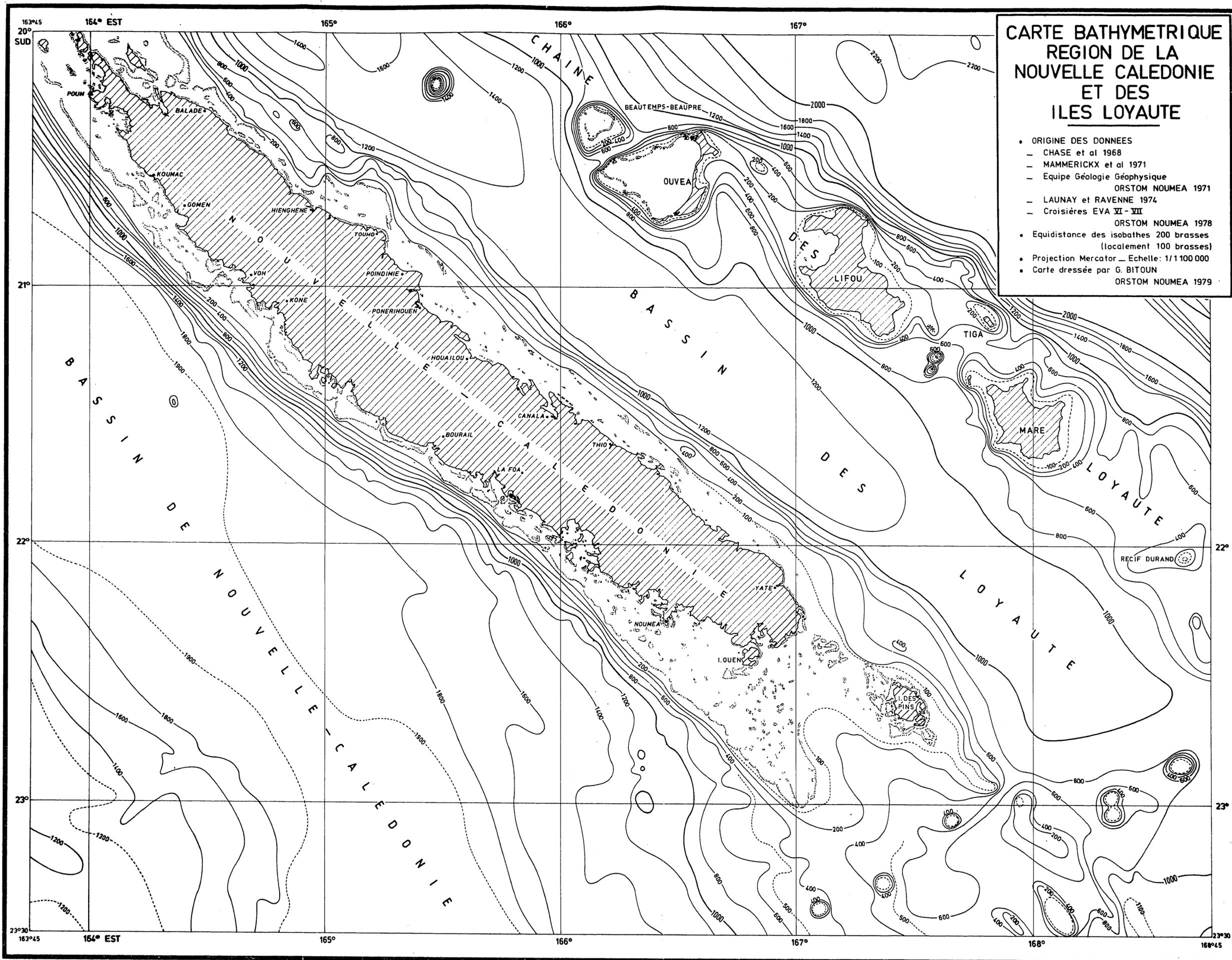


H.V. V_4



Cette mire doit être lisible dans son intégralité
 Pour A0 et A1: ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
 zsaecmuvnwixirfkhdppqgyjlt 7142385690
 Pour A2, A3, A4: ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
 zsaecmuvnwixirfkhdppqgyjlt 7142385690





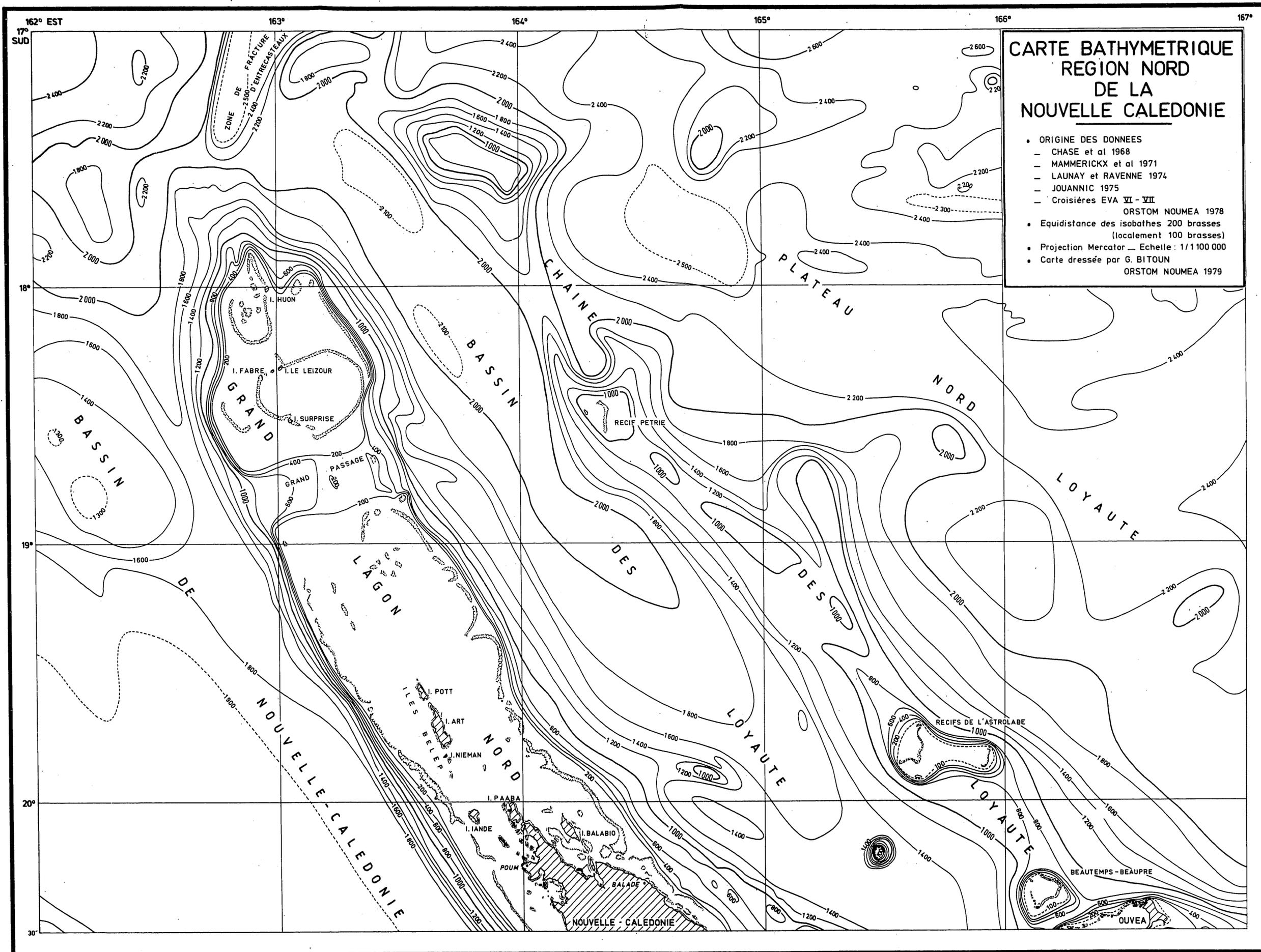
**CARTE BATHYMETRIQUE
REGION DE LA
NOUVELLE CALEDONIE
ET DES
ILES LOYAUTE**

- ORIGINE DES DONNEES
 - CHASE et al 1968
 - MAMMERICKX et al 1971
 - Equipe Géologie Géophysique ORSTOM NOU MEA 1971
 - LAUNAY et RAVENNE 1974
 - Croisières EVA VI - VII ORSTOM NOU MEA 1978
- Equidistance des isobathes 200 brasses (localement 100 brasses)
- Projection Mercator - Echelle: 1/1 100 000
- Carte dressée par G. BITOUN ORSTOM NOU MEA 1979

H.V. XII-1

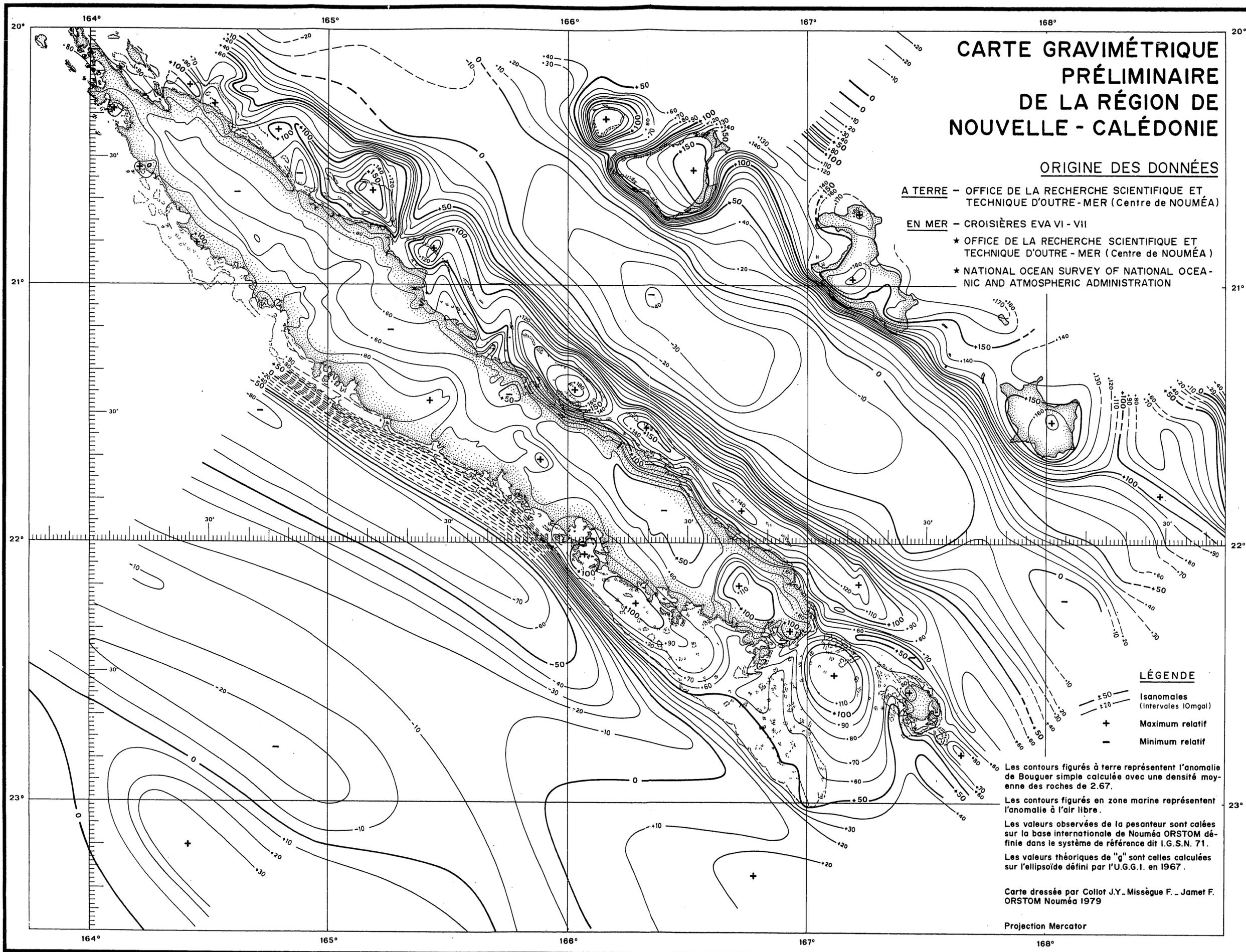
Cette mire doit être lisible dans son intégralité
 Pour A0 et A1: ABERPFTHLIJDQCGQUVWMNSZXY
 zsaecmuvnw xirfk hbdpqg jlt 7142385690
 Pour A2 A3 A4: ABERPFTHLIJDQCGQUVWMNSZXY
 zsaecmuvnw xirfk hbdpqg jlt 7142385690





H.V. XII_2

Cette mire doit être lisible dans son intégralité
 Pour A0 et A1: ABERPFTHLJDOCGQUVWMSZXY
 zsaecmuvnwixr fkhbdpqgylt 7142385690
 Pour A2, A3, A4: ABERPFTHLJDOCGQUVWMSZXY
 zsaecmuvnwixr fkhbdpqgylt 7142385690



CARTE GRAVIMÉTRIQUE PRÉLIMINAIRE DE LA RÉGION DE NOUVELLE - CALÉDONIE

ORIGINE DES DONNÉES

- A TERRE** - OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET
TECHNIQUE D'OUTRE - MER (Centre de NOUMÉA)
- EN MER** - CROISIÈRES EVA VI - VII
- ★ OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET
TECHNIQUE D'OUTRE - MER (Centre de NOUMÉA)
 - ★ NATIONAL OCEAN SURVEY OF NATIONAL OCEA-
NIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION

LÉGENDE

- ± 50 Isanomales (Intervales 10mgal)
- ± 20
- + Maximum relatif
- Minimum relatif

Les contours figurés à terre représentent l'anomalie de Bouguer simple calculée avec une densité moyenne des roches de 2.67.

Les contours figurés en zone marine représentent l'anomalie à l'air libre.

Les valeurs observées de la pesanteur sont calées sur la base internationale de Nouméa ORSTOM définie dans le système de référence dit I.G.S.N. 71.

Les valeurs théoriques de "g" sont celles calculées sur l'ellipsoïde défini par l'U.G.G.I. en 1967.

Carte dressée par Collet J.Y., Missègue F., Jamet F. ORSTOM Nouméa 1979

Projection Mercator

Cette mire doit être lisible dans son intégralité
Pour A0 et A1: ABERPFTLJDDCGQUVWMNSZXY
zsaecmuvnwixrfkhbdpqgyjlt 7142385690
Pour A2A3A4: ABERPFTLJDDCGQUVWMNSZXY
zsaecmuvnwixrfkhbdpqgyjlt 7142385690

