

BASSINS MARGINAUX ACTIFS DU SUD-OUEST PACIFIQUE : PLATEAU NORD-FIDJIEEN, 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.

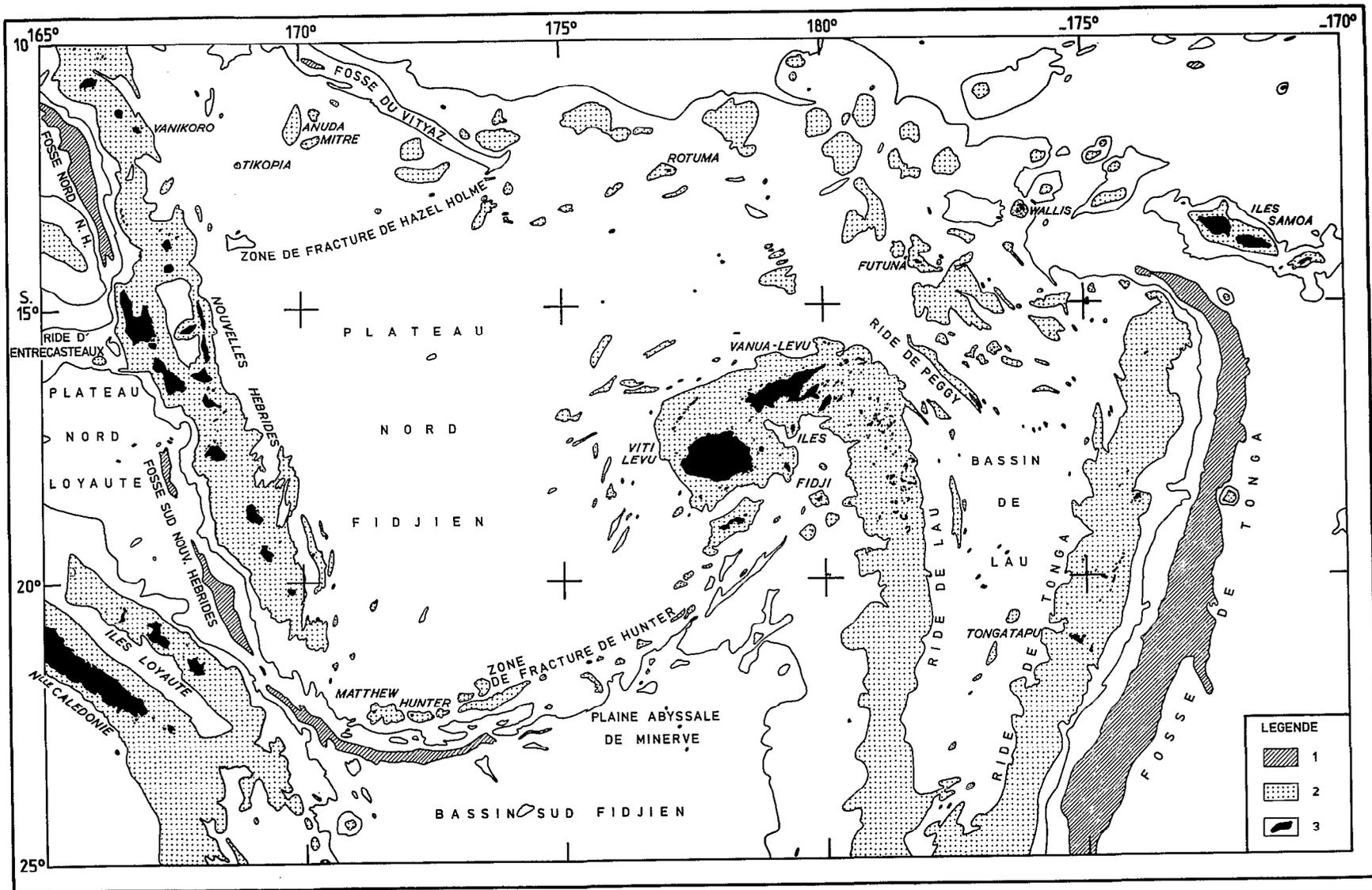


Fig. VIII-1 - Schéma bathymétrique du Sud-Ouest Pacifique. 1 = Fosses limitées par l'isobathe 5.5 km. 2 = Rides limitées par l'isobathe 2 km. 3 = Terres émergées. La courbe intermédiaire est celle de 3.5 km.

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 recourent 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;

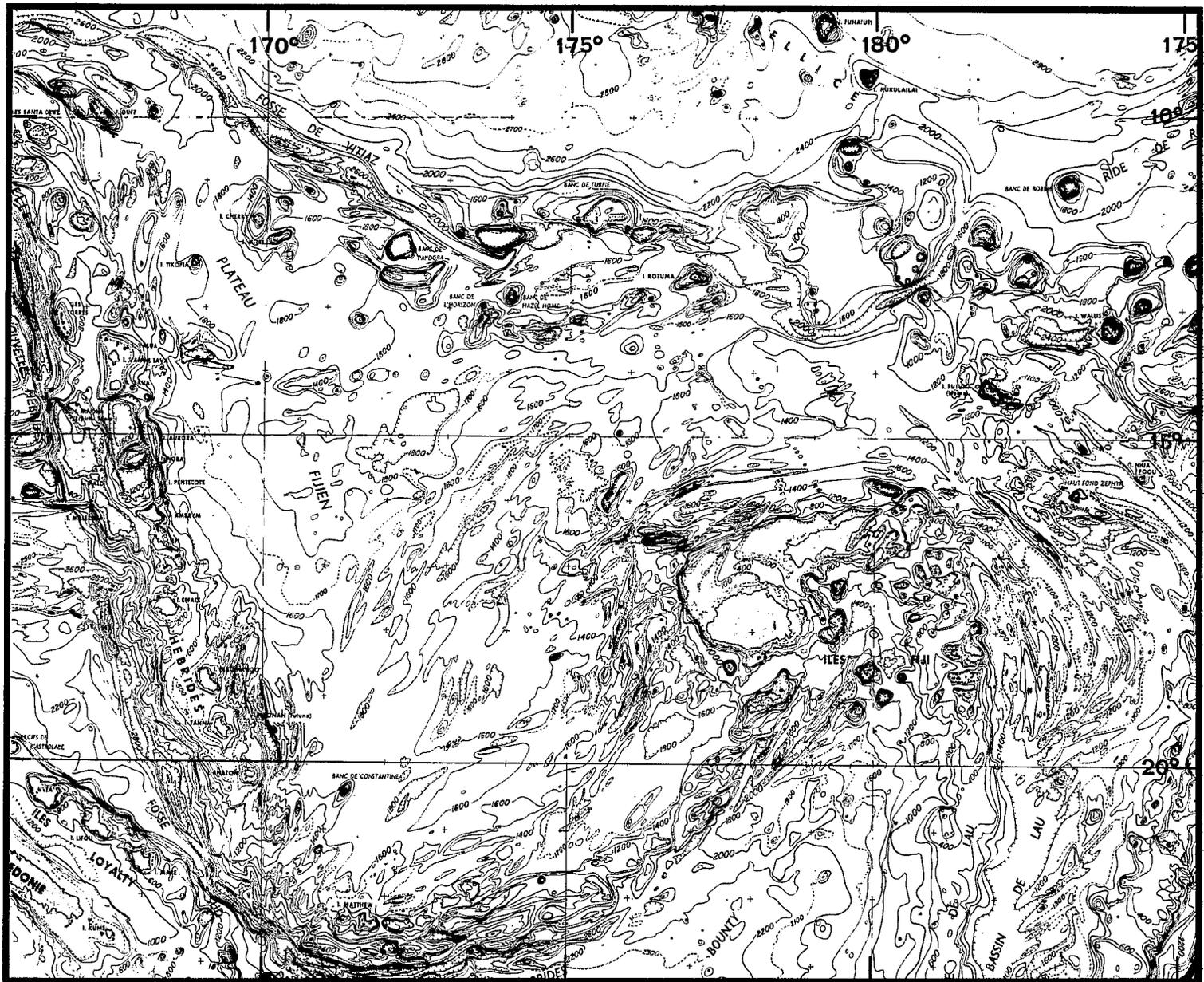


Fig. VIII-2 - Carte bathymétrique du plateau Nord-Fidjien d'après MAMMERICKX *et al.* (1971), profondeurs en brasses.

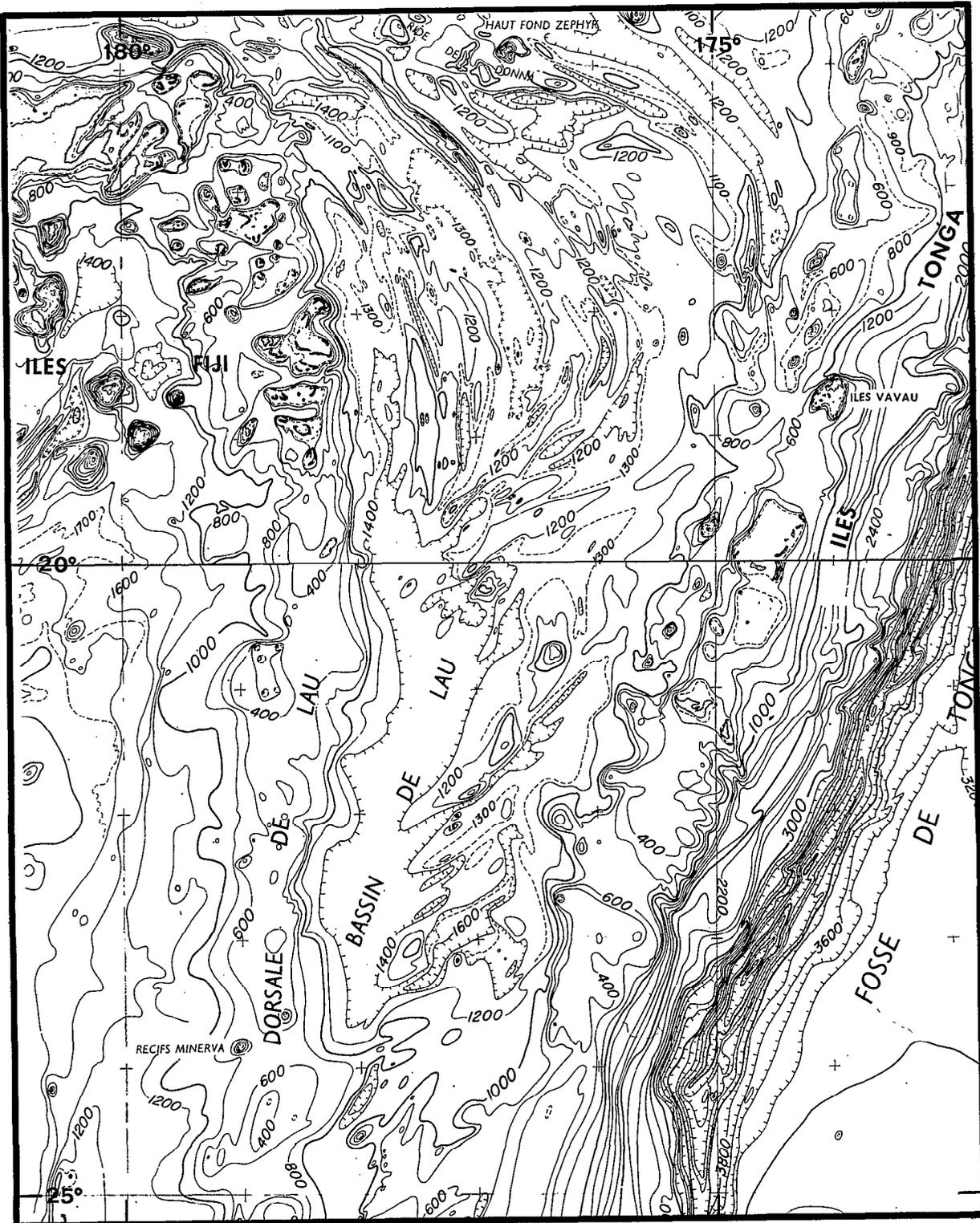


Fig. VIII-3 - Carte bathymétrique du bassin de Lau d'après MAMMERICKX *et al.* (1971), profondeurs en brasses.

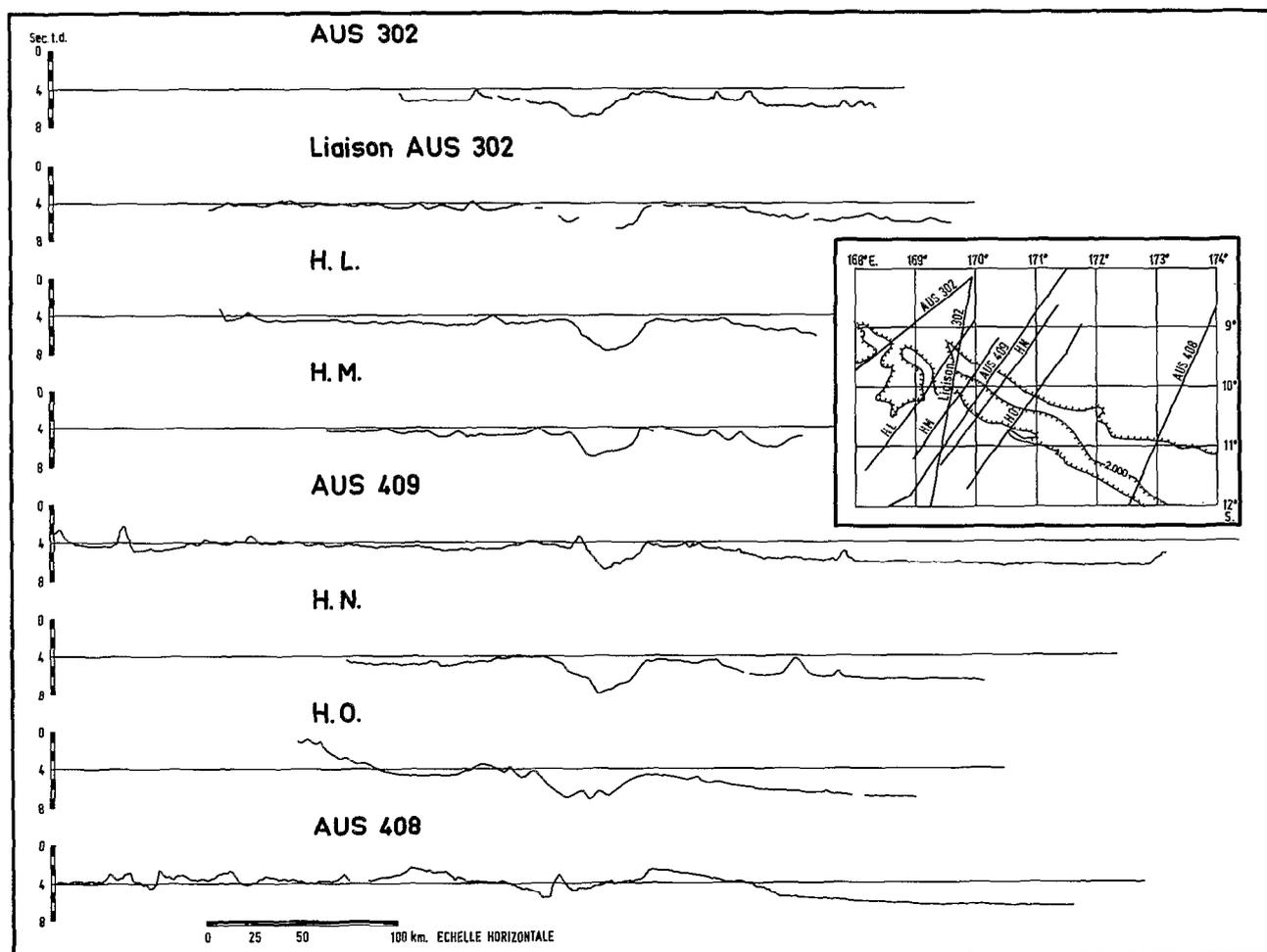


Fig. VIII-4 - Profils bathymétriques à travers la fosse du Vityaz. Les profils HL, HM, HN, HO sont extraits de HALUNEN (1979), les profondeurs sont en secondes temps double, l'exagération verticale est voisine de 6.

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.

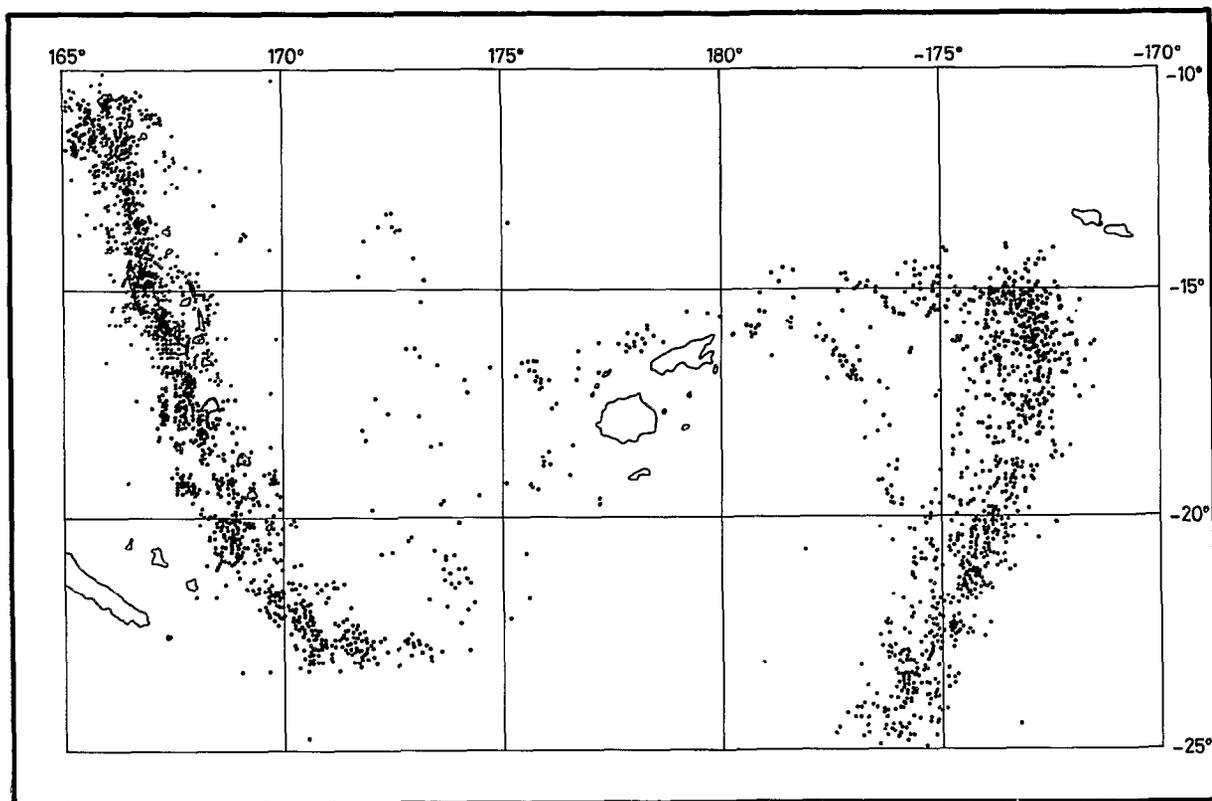


Fig. VIII-5 - Sismicité superficielle des bassins marginaux d'après HALUNEN (1979).

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).

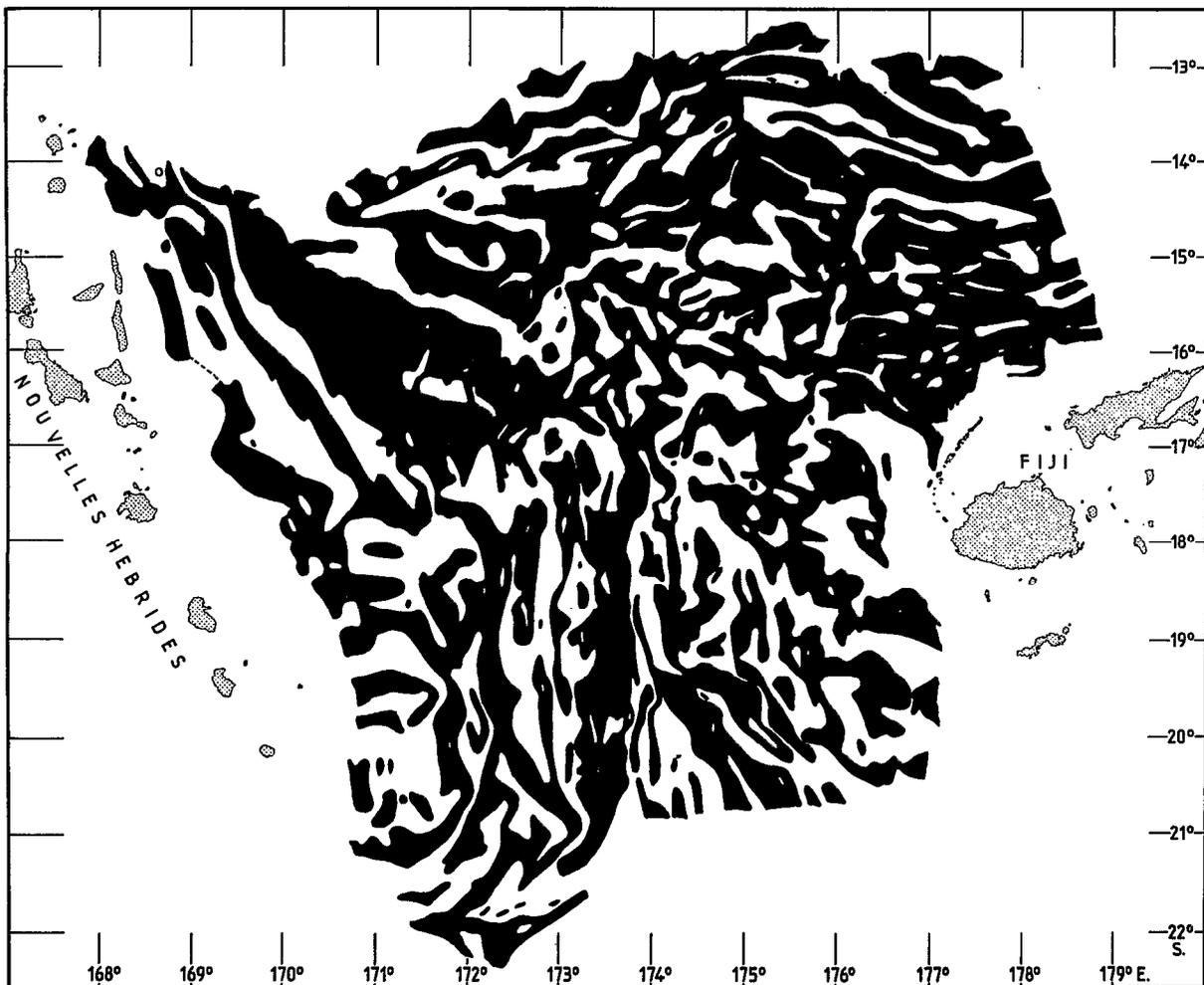


Fig. VIII-6 - Carte aéromagnétique du plateau Nord-Fidjien. Sont noircies les zones supérieures à 0. Champ de référence IGRF 1975 d'après MALAHOFF *et al.* (1979 b).

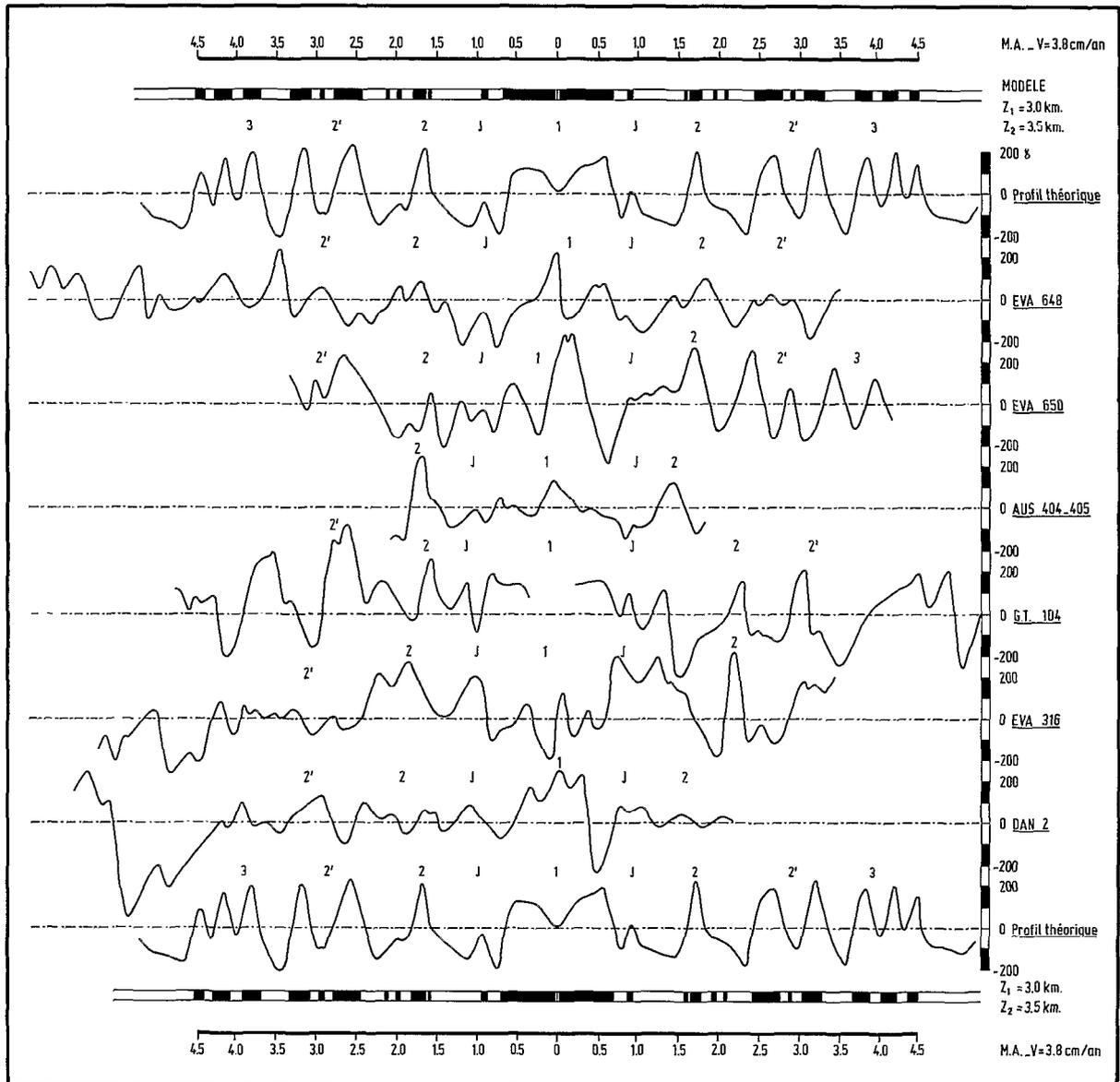


Fig. VIII-7 - Modèle magnétique sur le plateau Nord-Fidjien.

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.

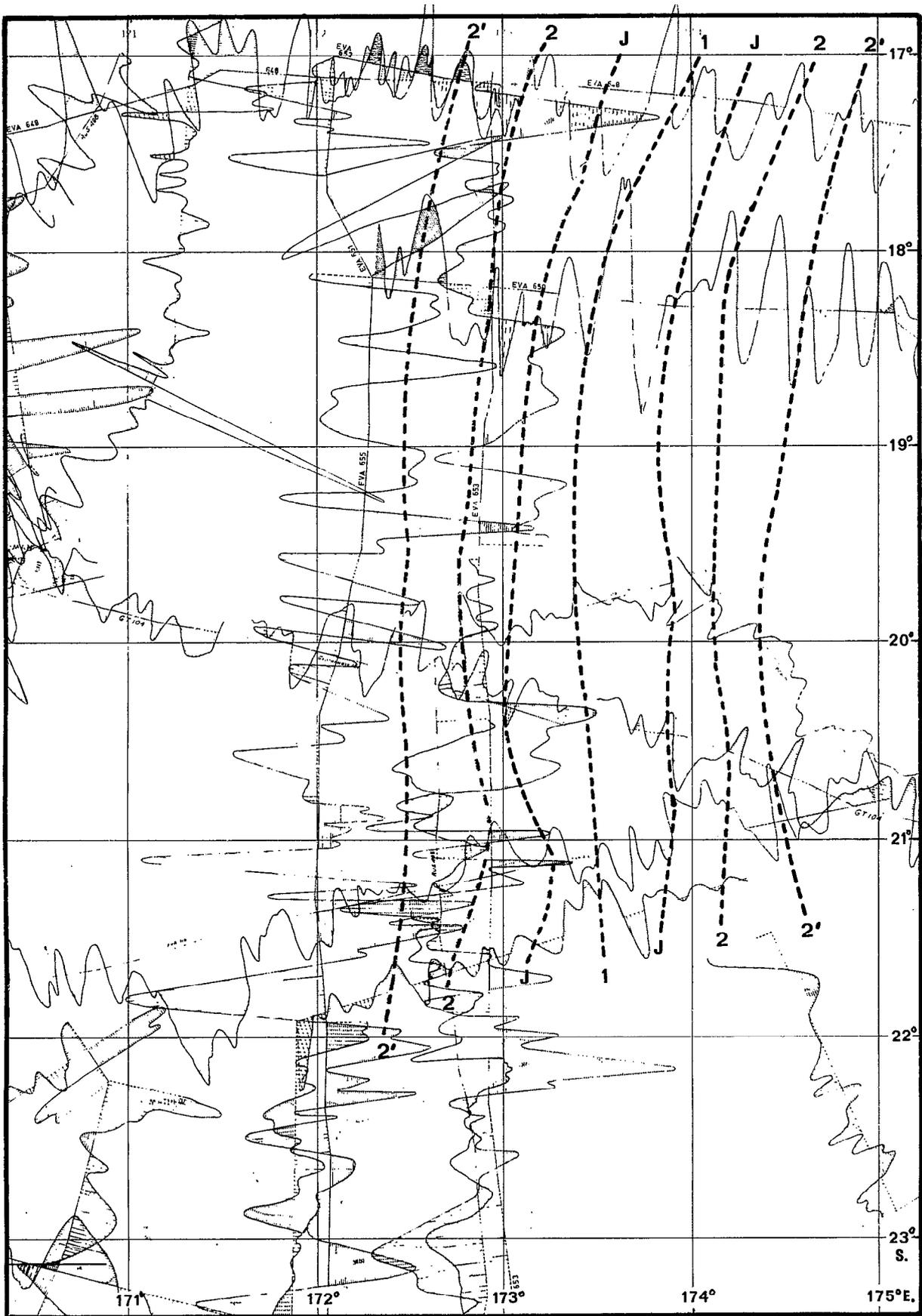


Fig. VIII-8 - Carte des âges du plateau Nord-Fidjien.

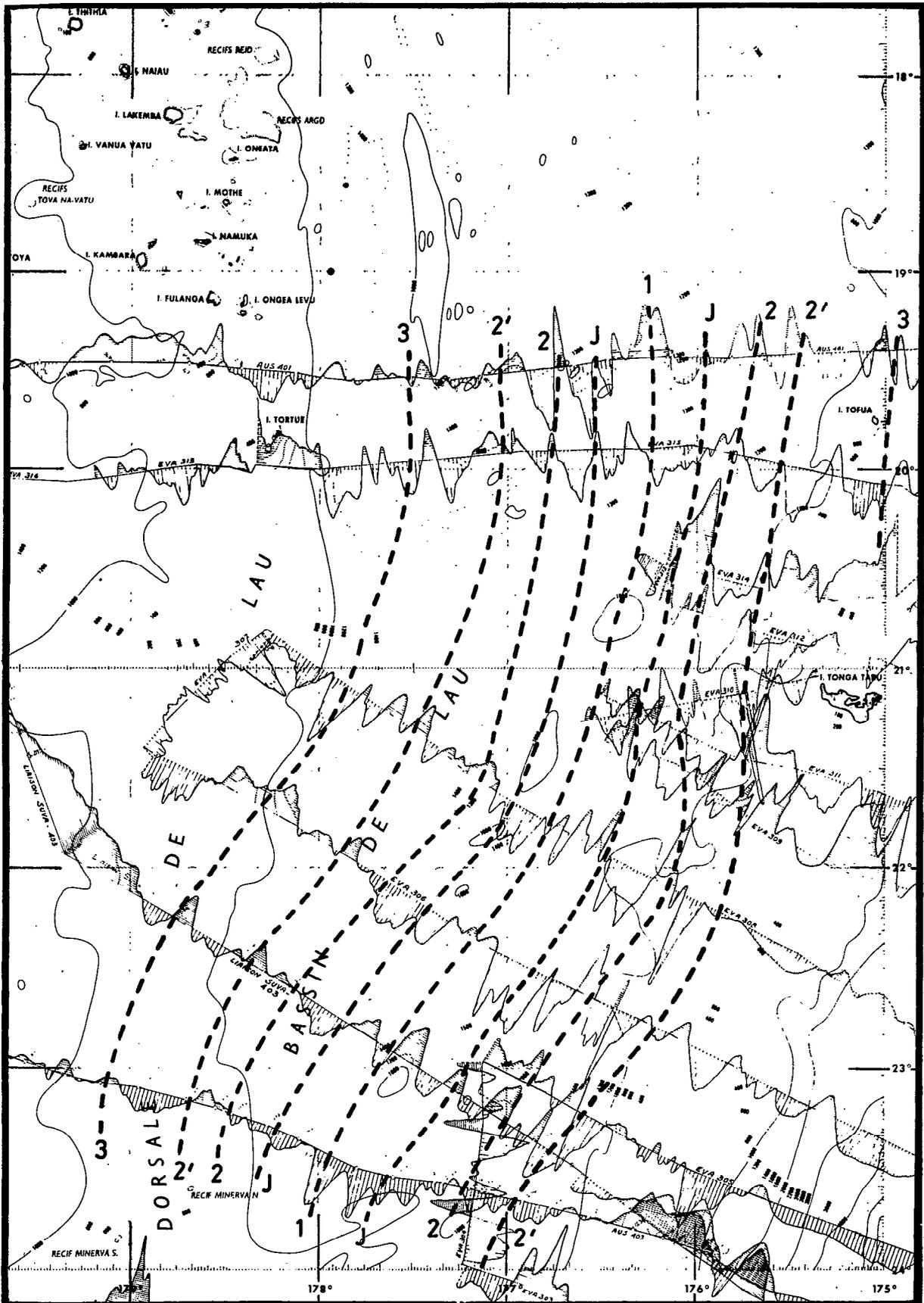


Fig. VIII-10 - Carte des âges sur le bassin de Lau.

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.

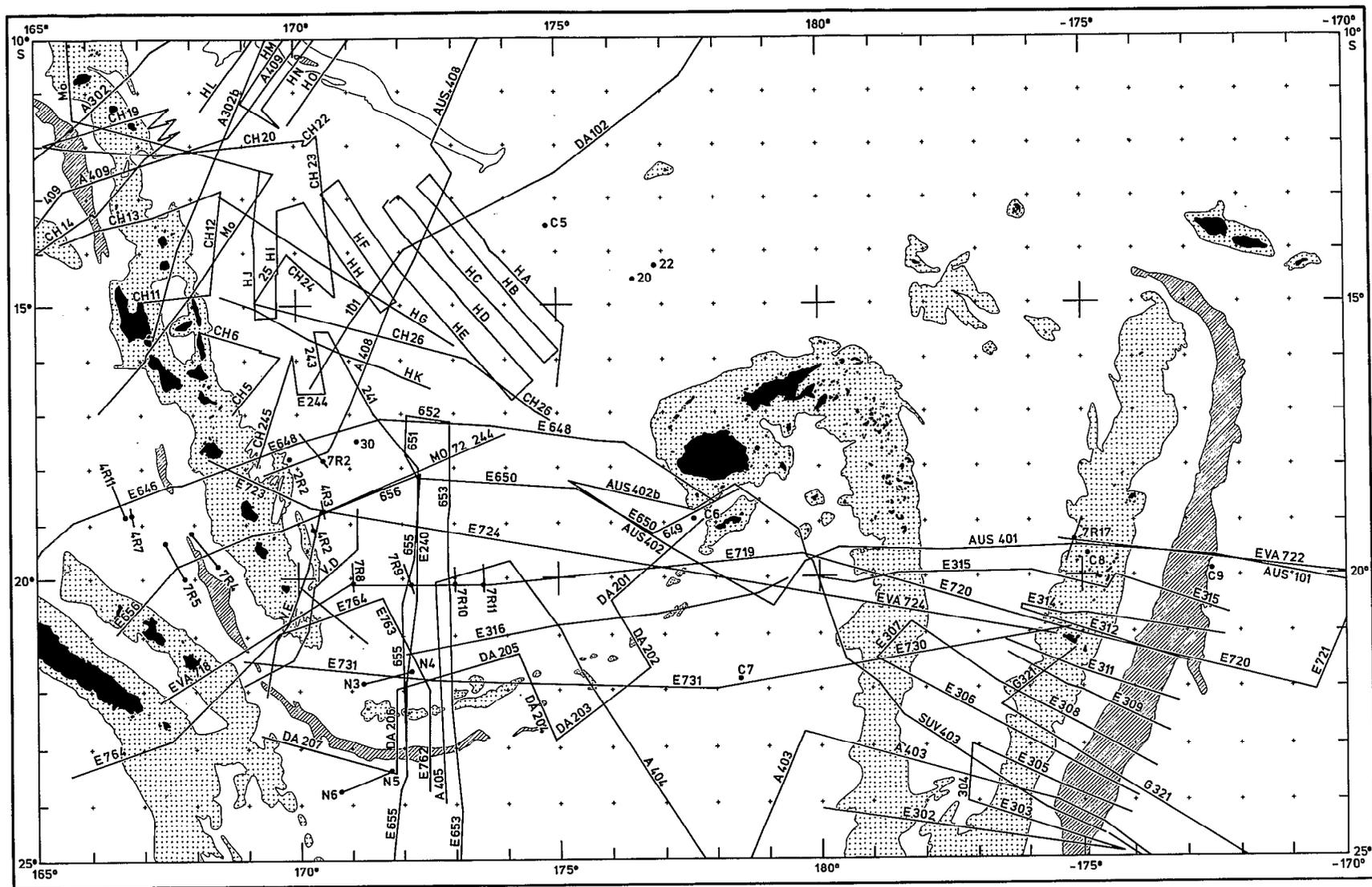


Fig. VIII-11 - Implantation des itinéraires et des profils de réfraction. Les profils ORSTOM sont repérés par une initiale de la campagne et un numéro de profil ; A ou AUS = AUSTRADÉC ; E ou EVA = EVA ; G = GEORSTOM ; DA = DANAIDES. Les campagnes étrangères consultées sont : CH = Chain d'après LUYENDYK *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.

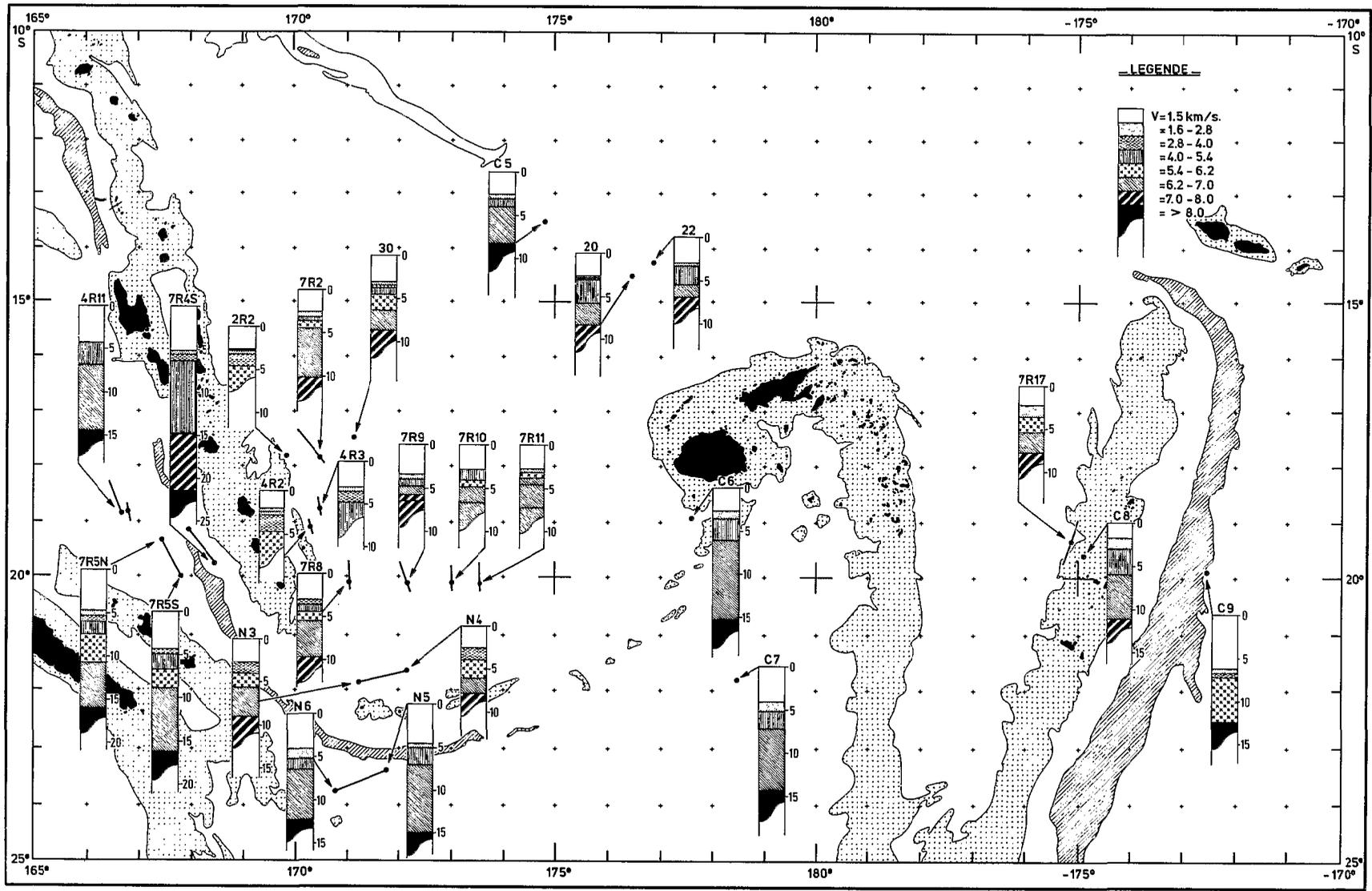


Fig. VIII-12 - Carte des données de réfraction sur les bassins marginaux.

N° dans cet art.	N° original du profil	POSITION				Eau	CROUTE										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	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 6.8	2.57 1.04 1.2	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 :

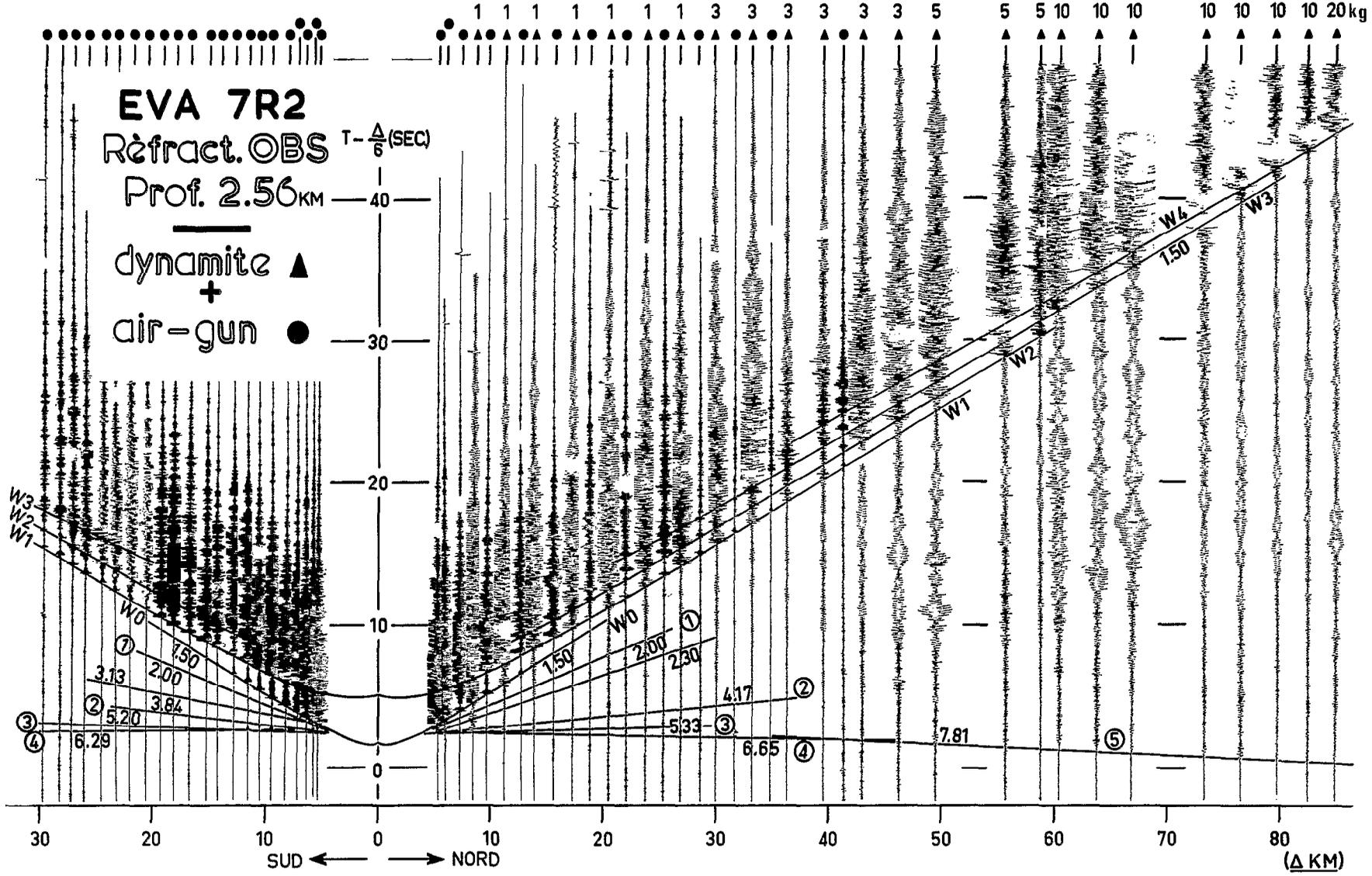


Fig. VIII-13 - Profil de réfraction 7 R2, les nombres au-dessus des triangles indiquent la charge d'explosifs.

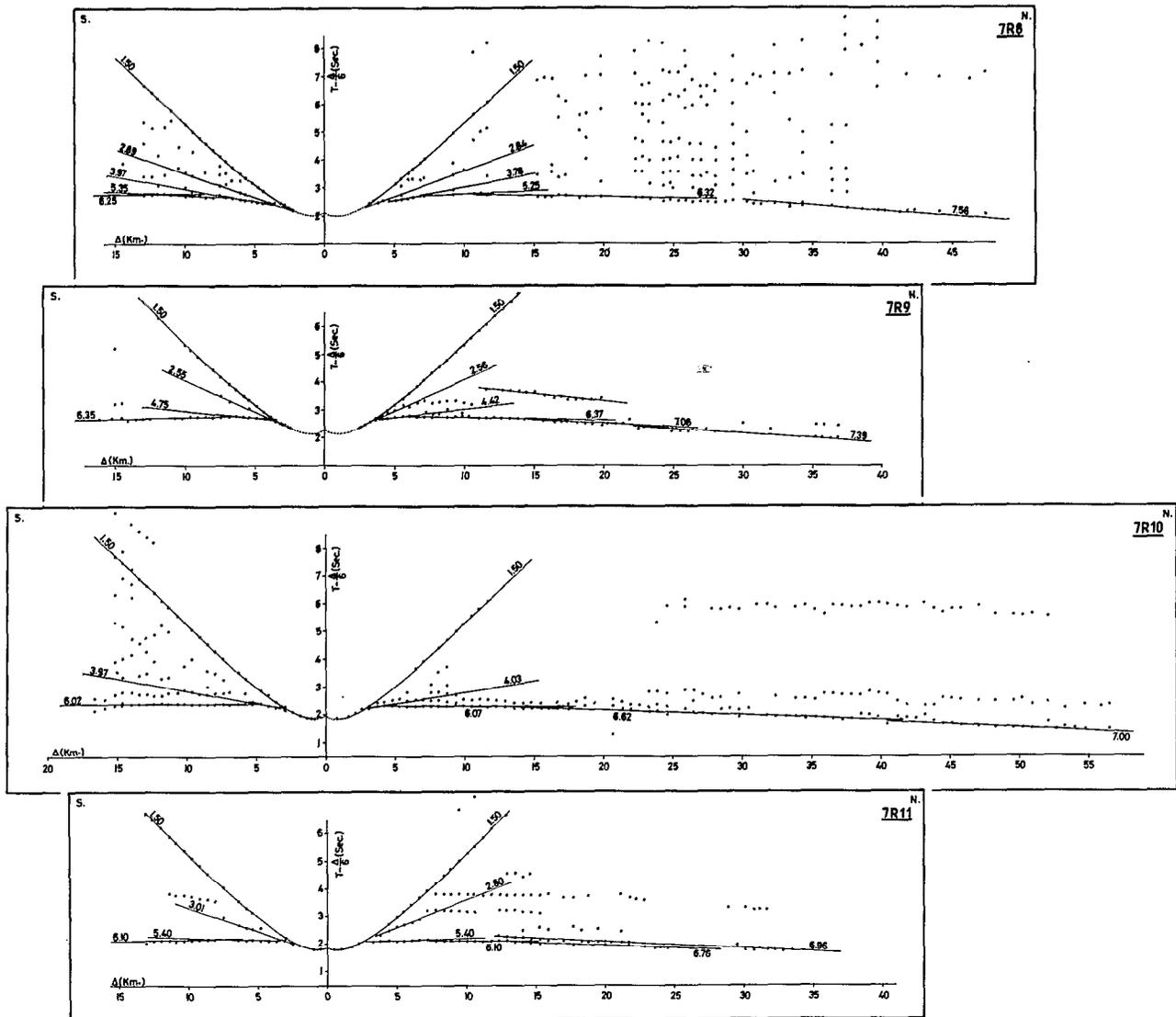


Fig. VIII-14 a - Hodochrones des profils de réfraction.

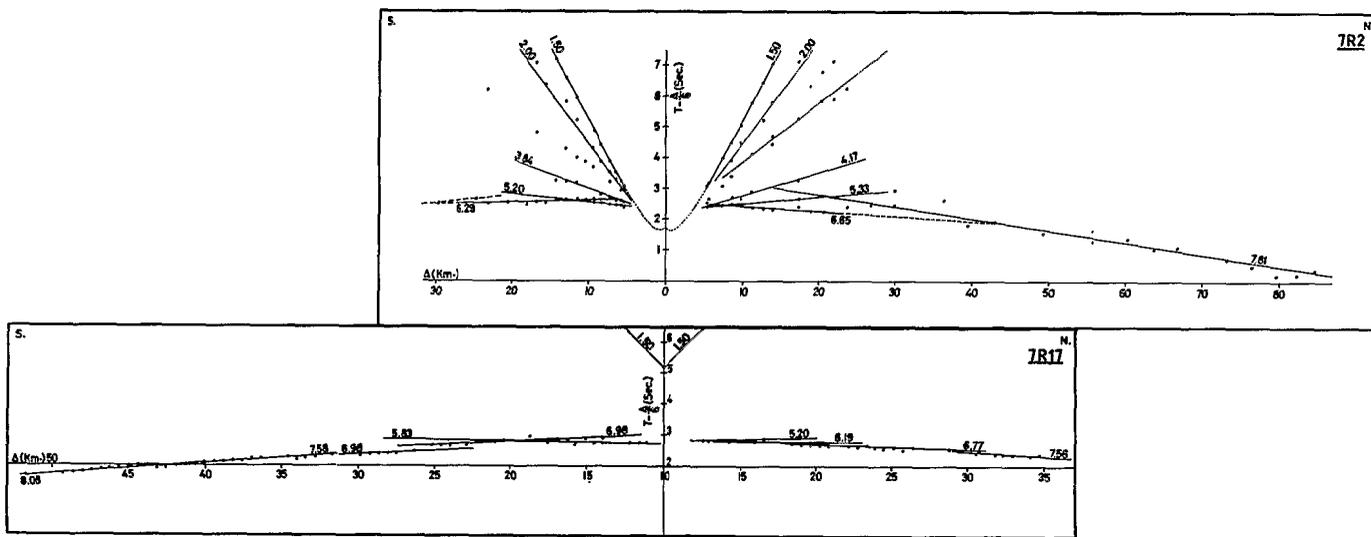


Fig. VIII-14 b - Hodochrones des profils de réfraction. L'échelle horizontale du profil 7 R2 est moitié de celle du profil 7 R17.

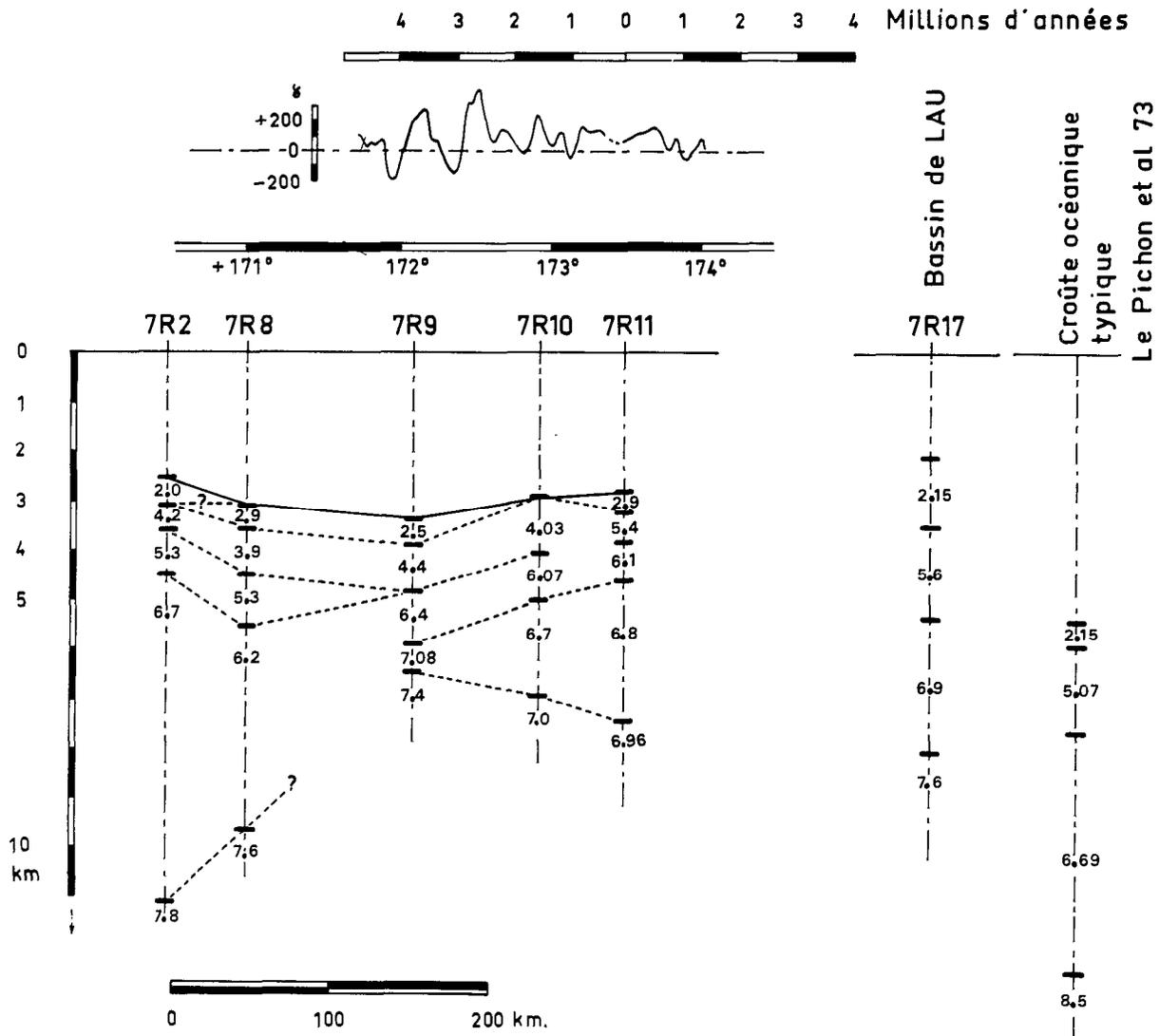


Fig. VIII-15 - Résultats de la réfraction en fonction de l'âge.

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.

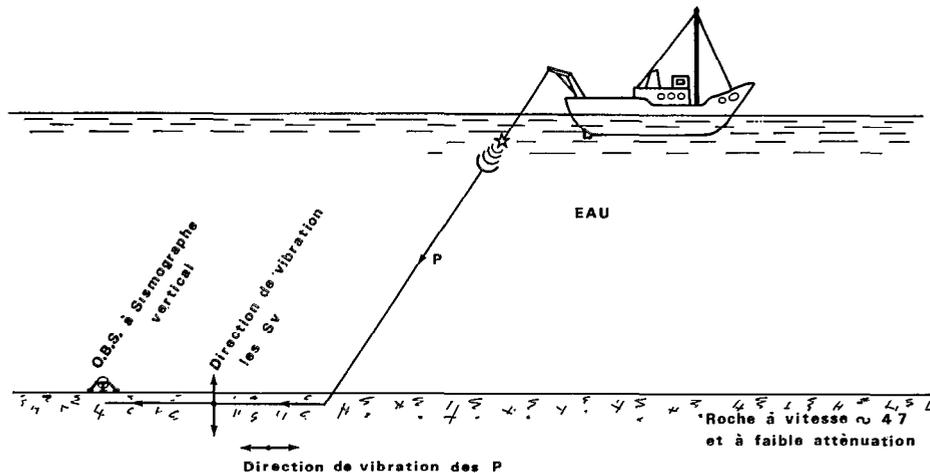


Fig. VIII-16 - Schéma explicatif de la possibilité d'enregistrement d'une onde SV.

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 2C 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

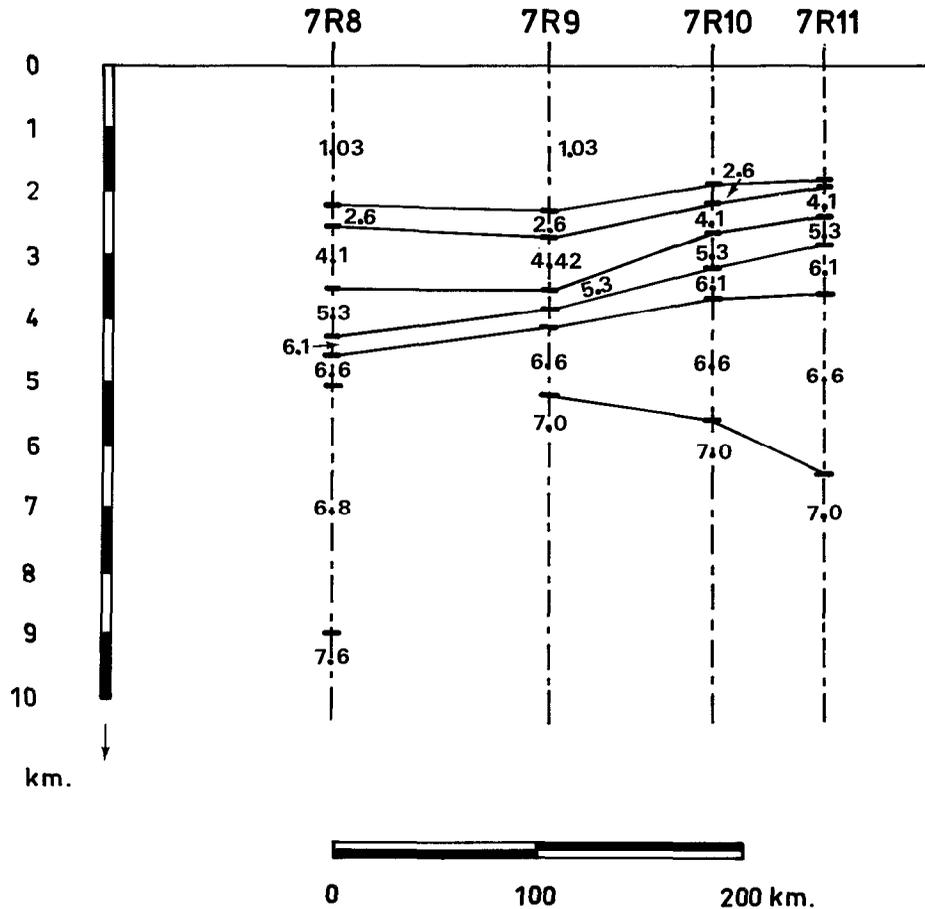


Fig. VIII-17 - Résultats de la réfraction avec vitesses forcées.

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.

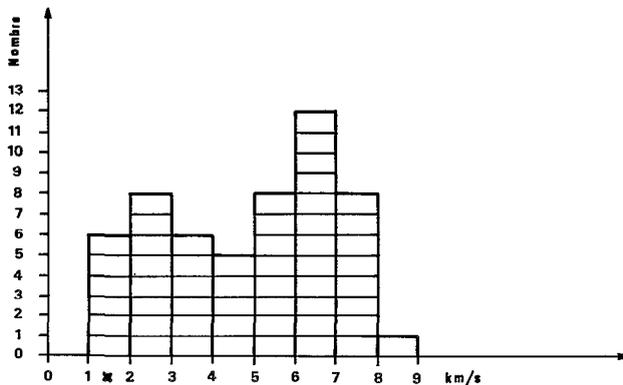


Fig. VIII-18 - Histogramme des fréquences d'apparition des vitesses sur 13 profils de réfraction sur le plateau Nord-Fidjien. Les couches à 1.5 km/s ont été omises.

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.

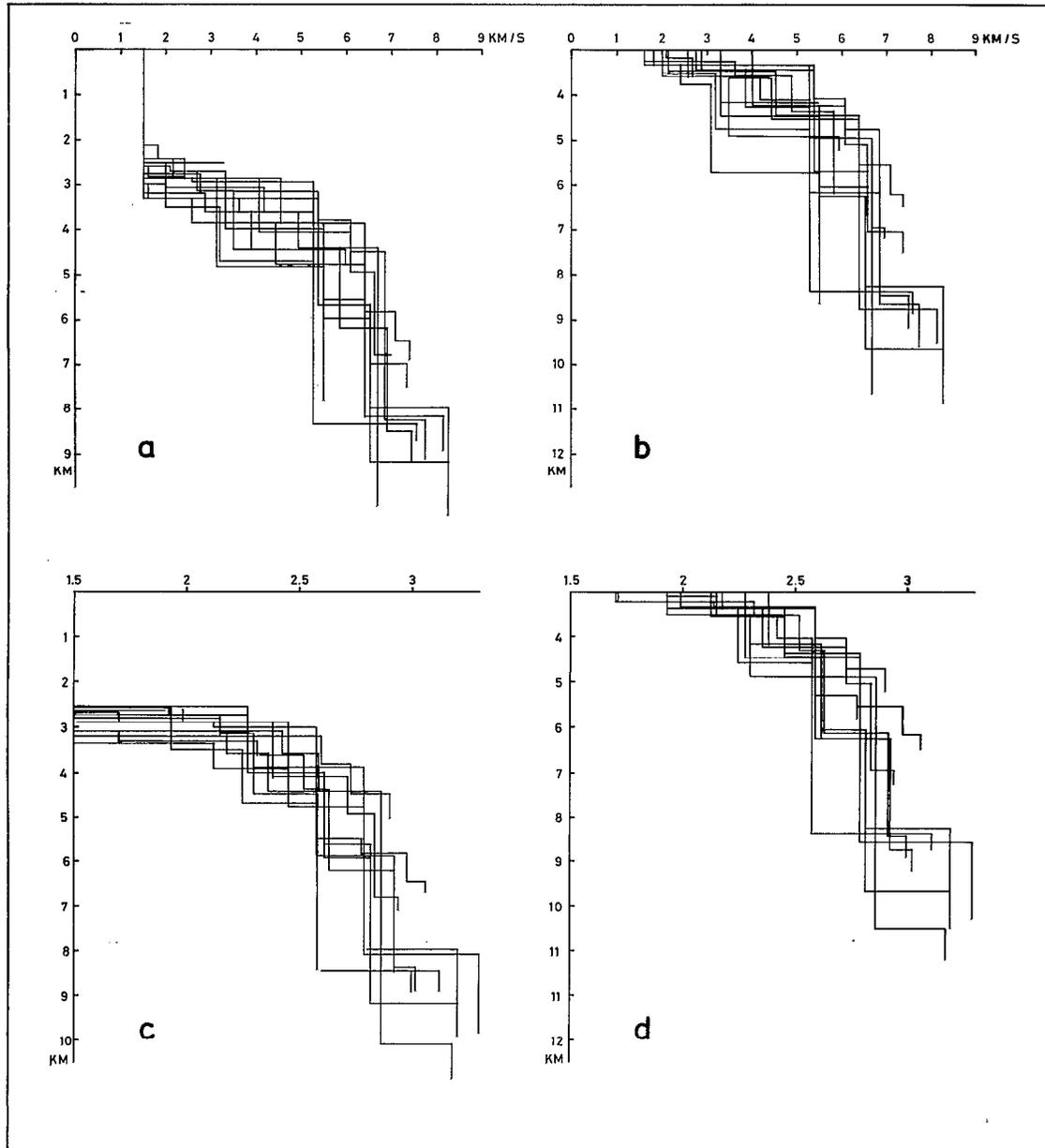


Fig. VIII-19 - Données de réfraction en fonction de la profondeur. a) vitesse avec origine à la surface. b) vitesse avec origine au fond. c) densité avec origine à la surface. d) densité avec origine au fond.

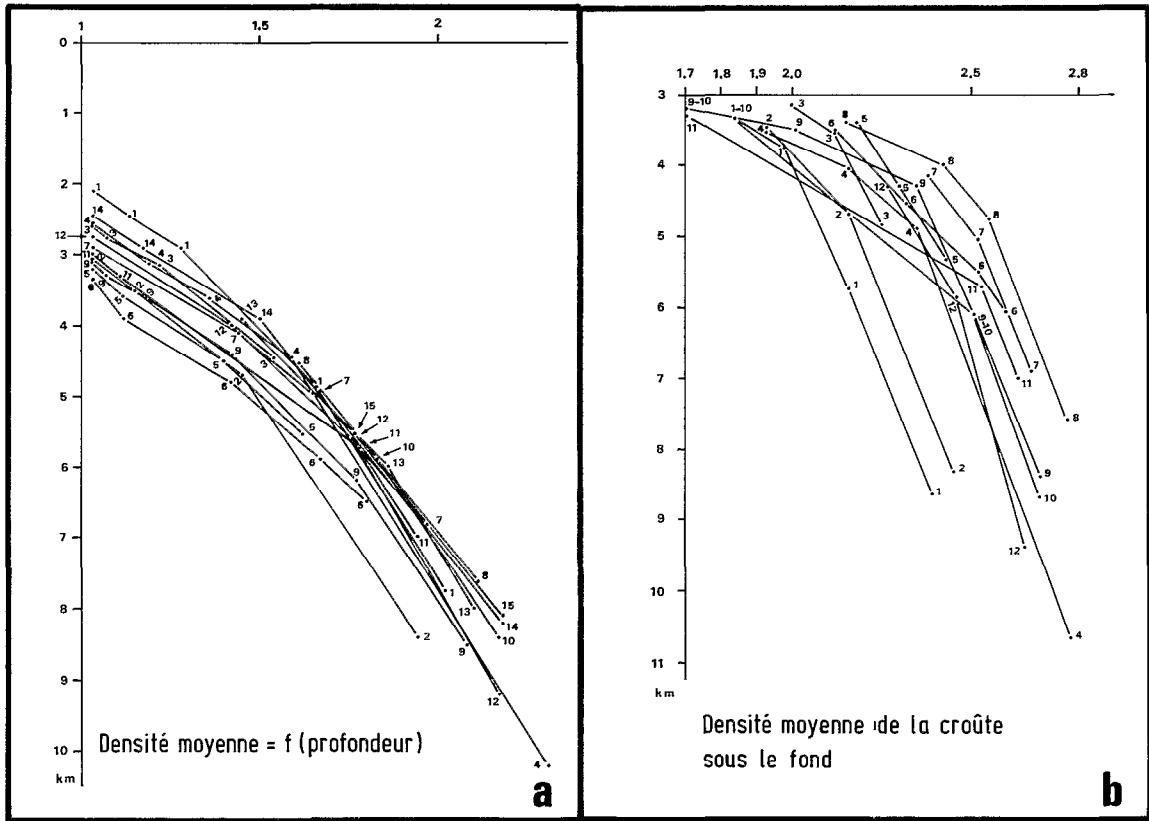


Fig. VIII-20 - Densité moyenne $\bar{\rho} = \Sigma h \rho / \Sigma h = f(\text{profondeur})$. a) origine à la surface. b) origine au fond.

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.

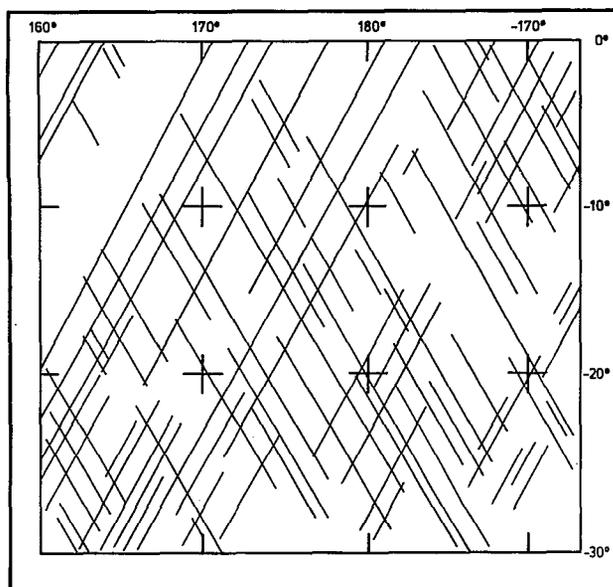


Fig. VIII-21 - Couverture GEOS 3 dans le Sud-Ouest Pacifique.

(1) NOAA/NOS : National Oceanic and Atmospheric Administration / National Ocean Survey.

GEOÏDE ALTIMÉTRIQUE GEOS 3

Equidistance des courbes 2m.

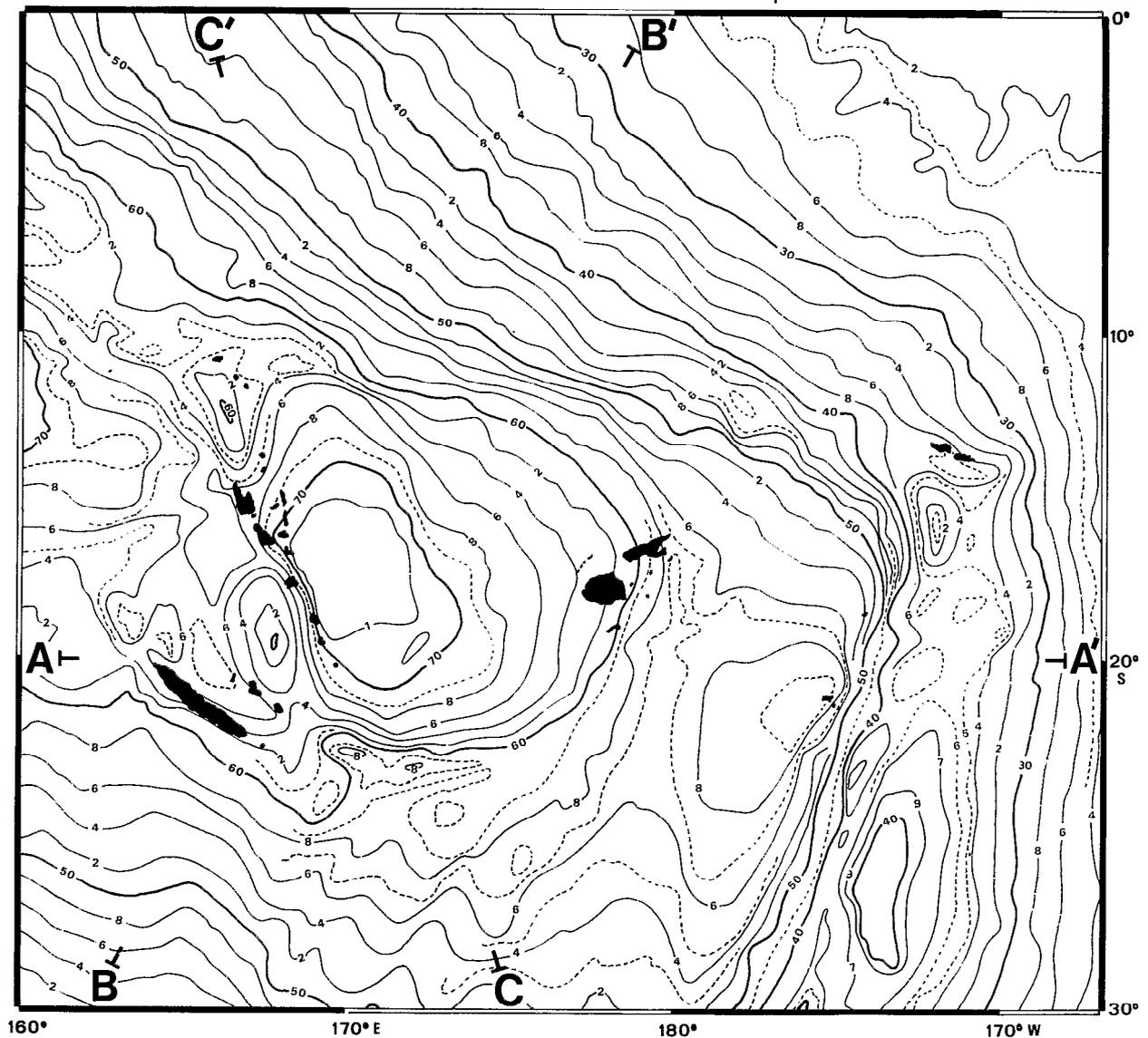


Fig. VIII-22 - Geoïde altimétrique GEOS 3 d'après MALAHOFF et LARUE (1979).

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.

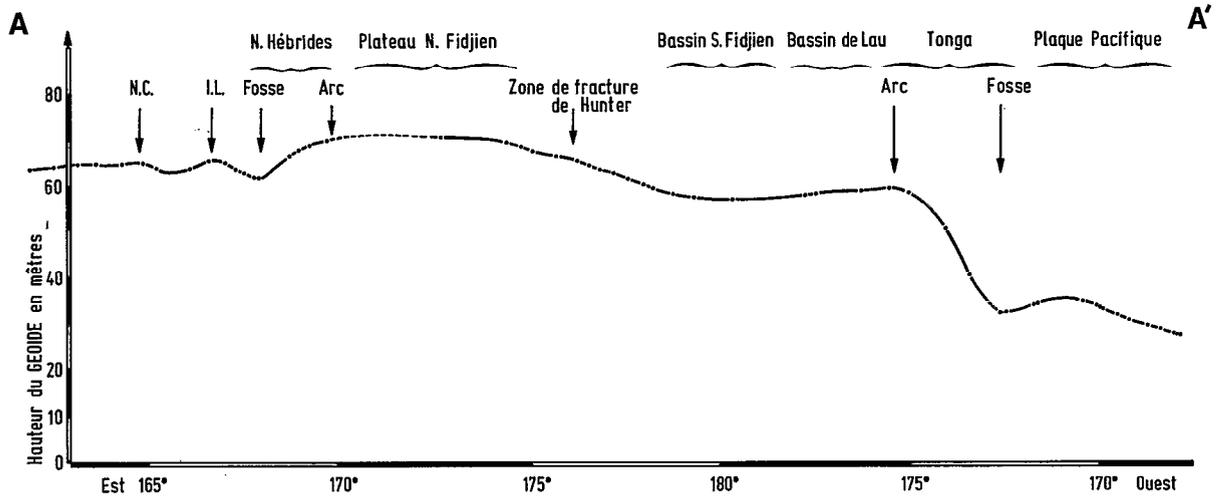


Fig. VIII-23 - Coupe AA' du géoïde.

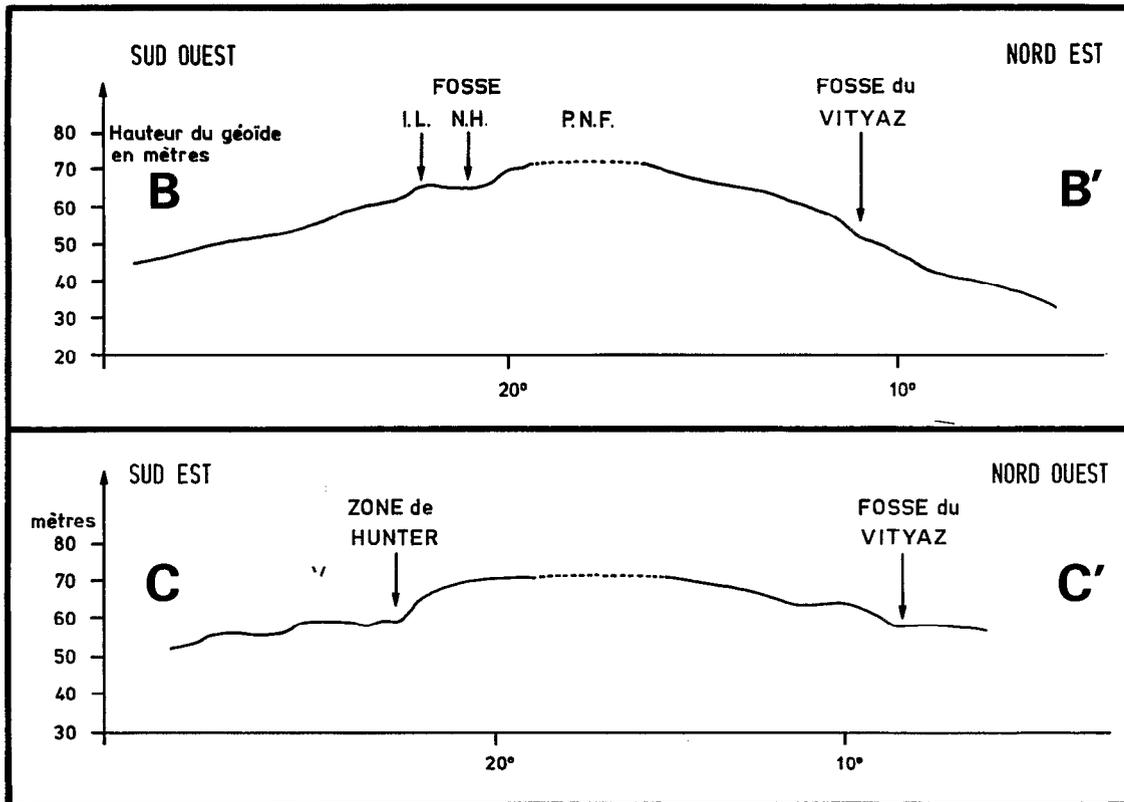


Fig. VIII-24 - Coupes BB' et CC' du géoïde.

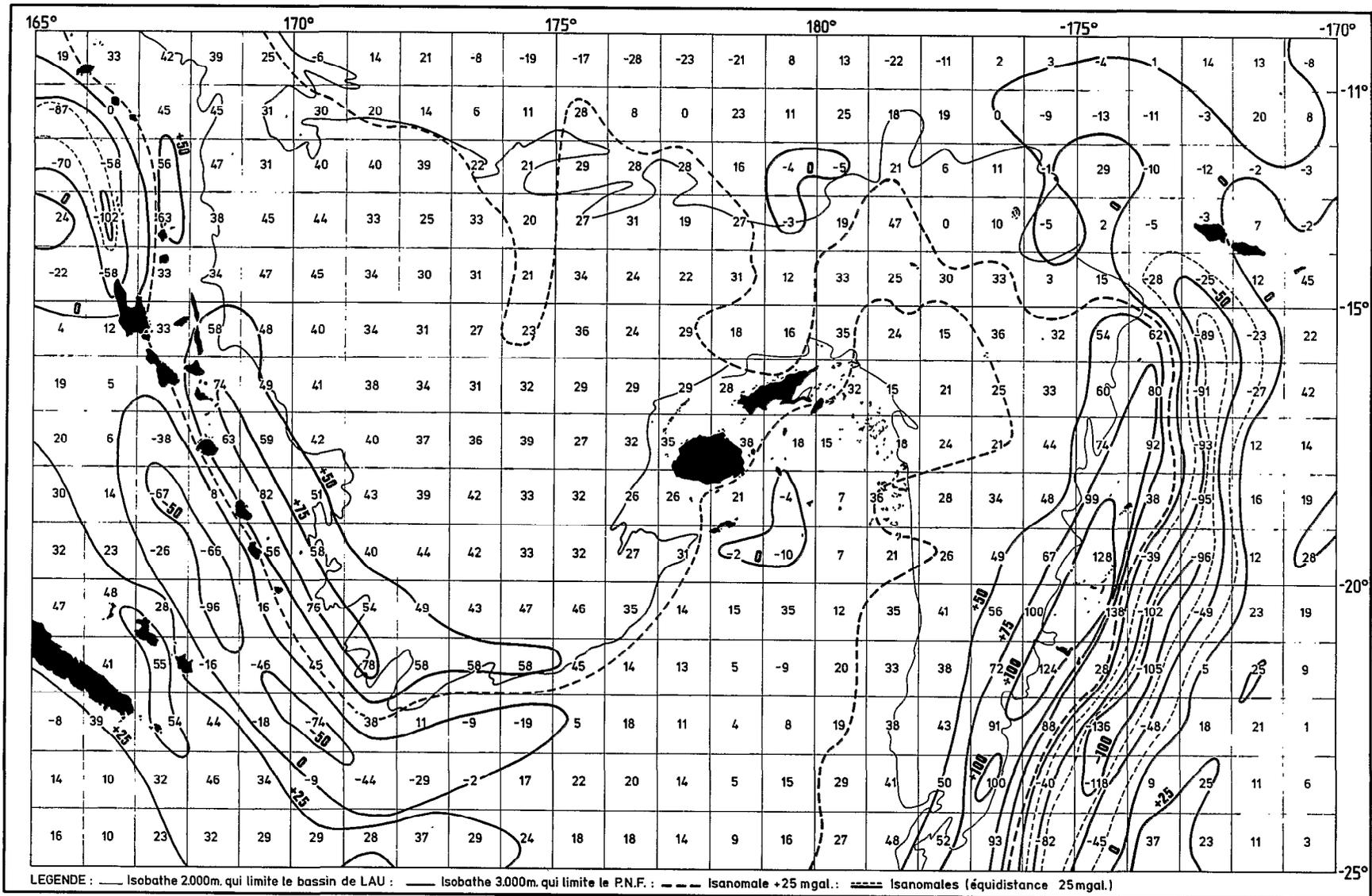


Fig. VIII-25 - Anomalie à l'air libre d'après le géoïde altimétrique : intervalle des courbes 25 mgal.

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.

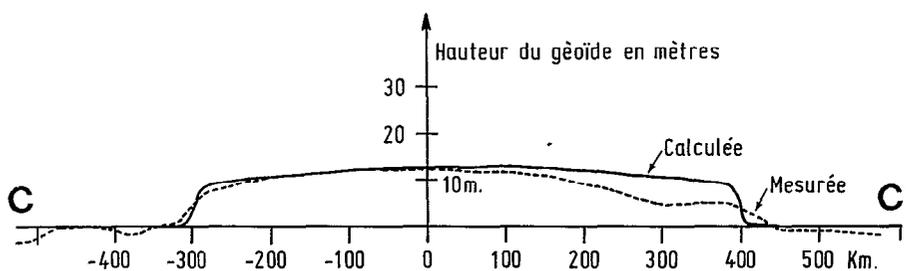


Fig. VIII-26 - Anomalie du géoïde due à un bassin marginal à 2 dimensions.

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

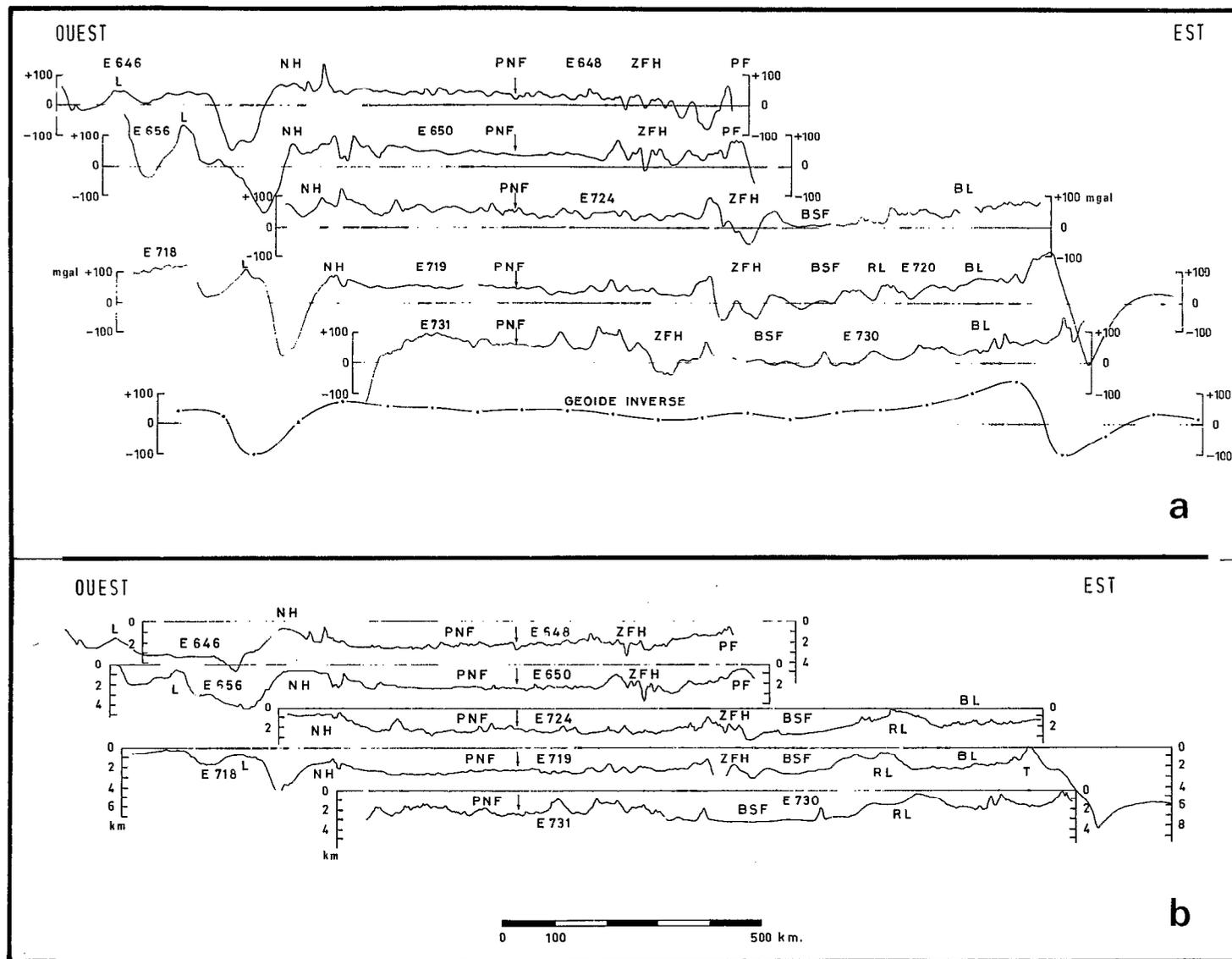


Fig. VIII-27 - Profils gravimétriques en milligals (a) et bathymétriques en kilomètres (b). L = Loyauté ; NH = Nouvelle-Hébrides ; PNF = plateau Nord-Fidjien ; ZFH = zone fracture de Hunter ; PF = plate-forme fidjienne ; BSF = bassin Sud-Fidjien ; RL = ride de Lau ; BL = bassin de Lau ; T = Tonga.

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 indispensible 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

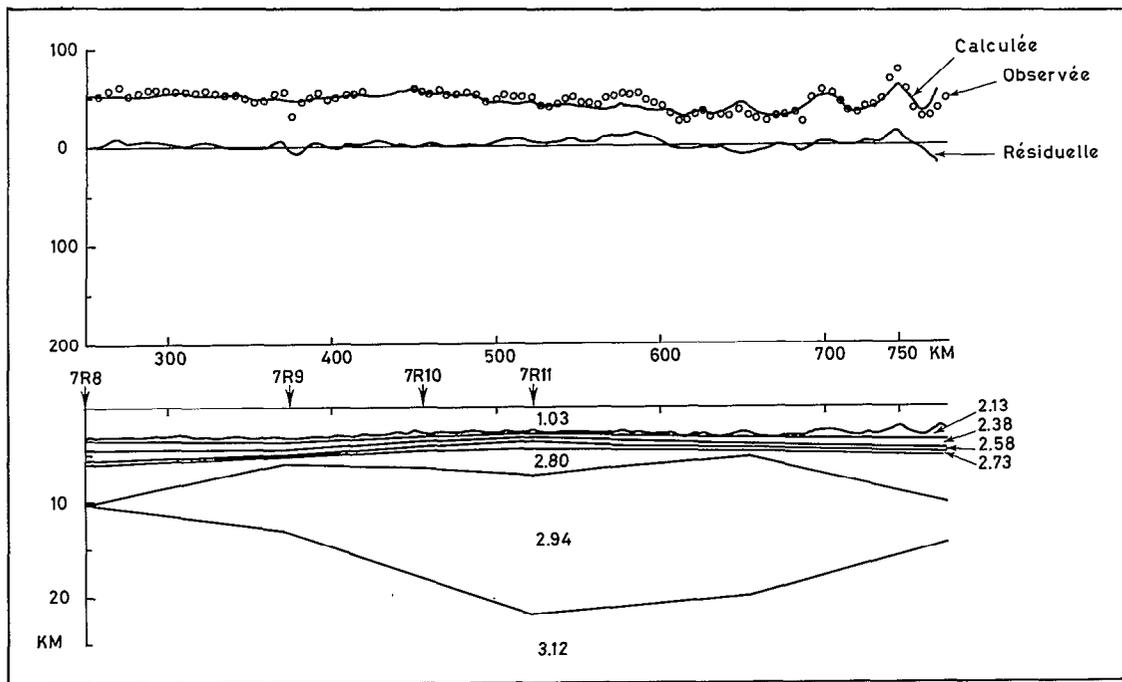


Fig. VIII-28 - Modèle superficiel du plateau Nord-Fidjien.

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).

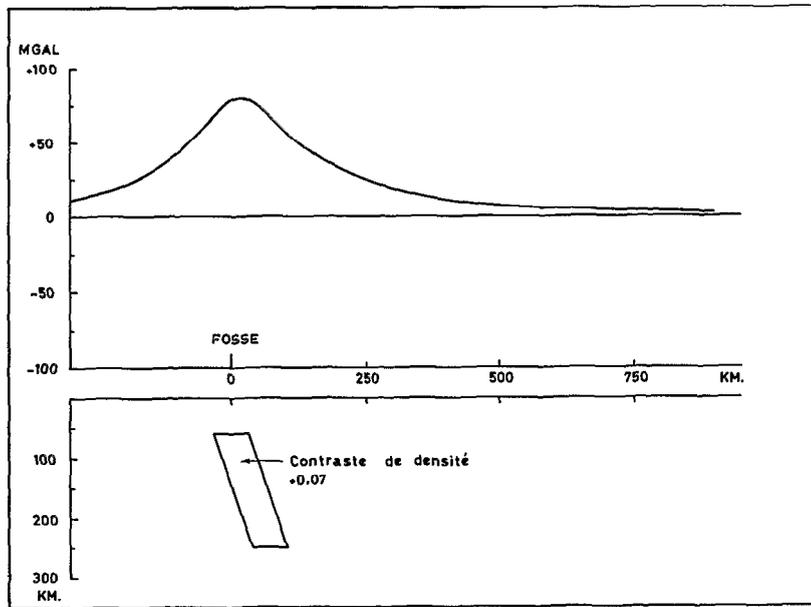


Fig. VIII-29 - Effet gravimétrique de la plaque plongeante.

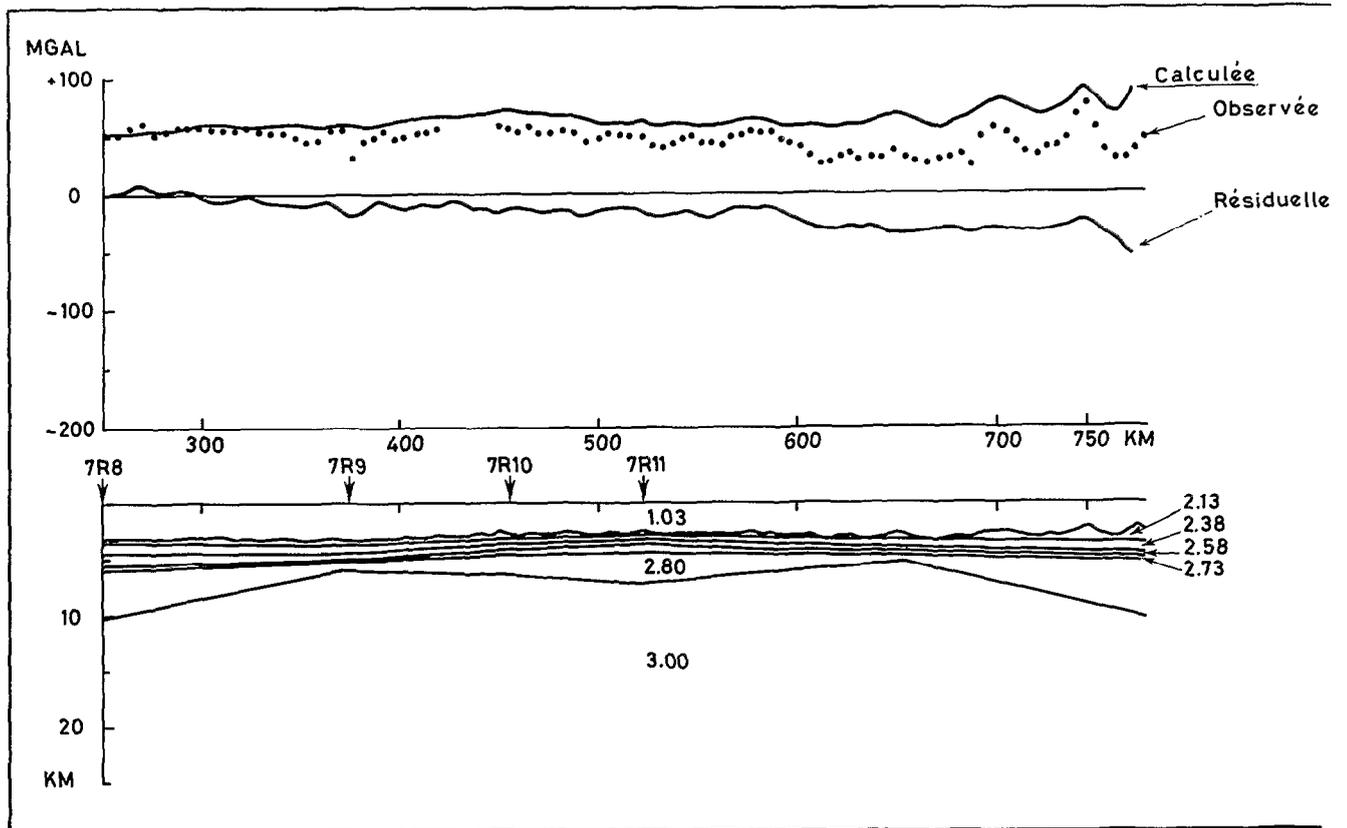


Fig. VIII-30 - Modèle superficiel du plateau Nord-Fidjien avec gradient.

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).

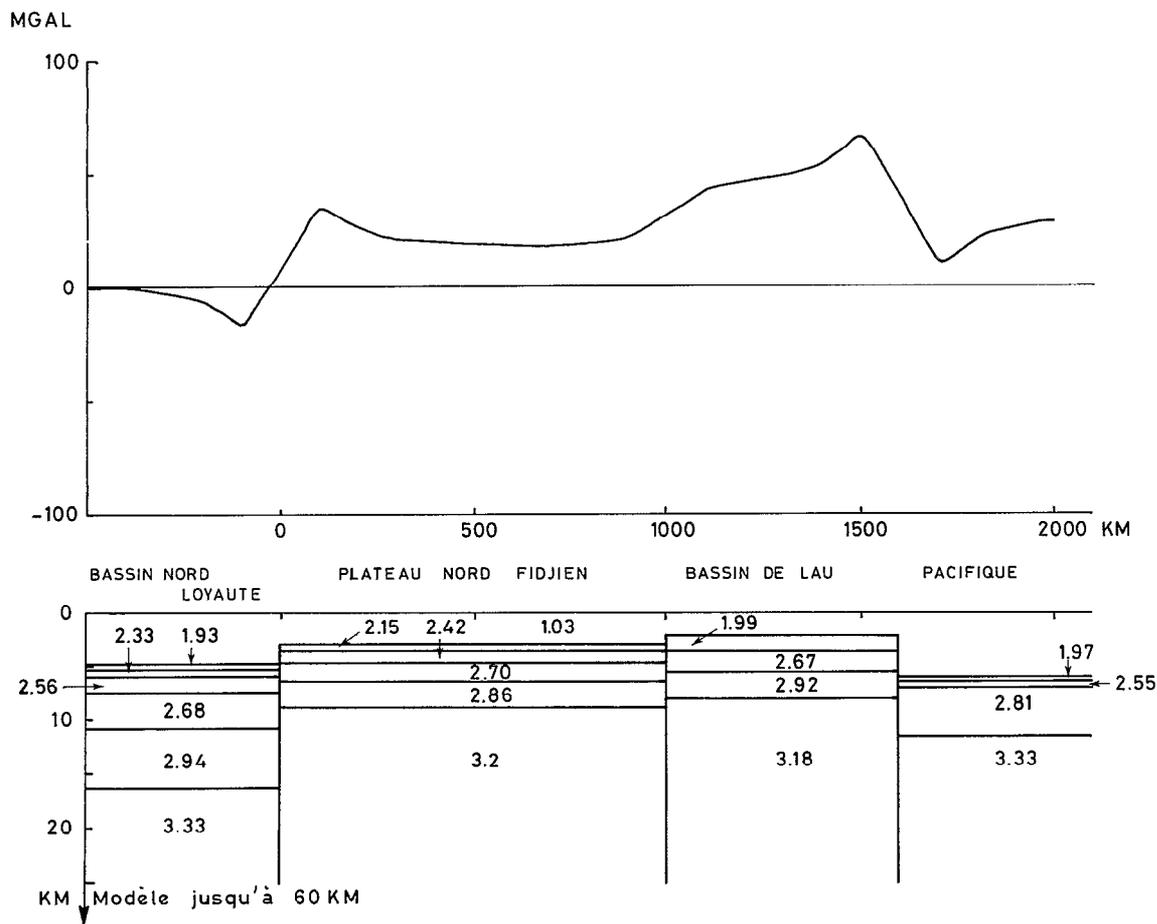


Fig. VIII-31 - Modèle gravimétrique des bassins marginaux.

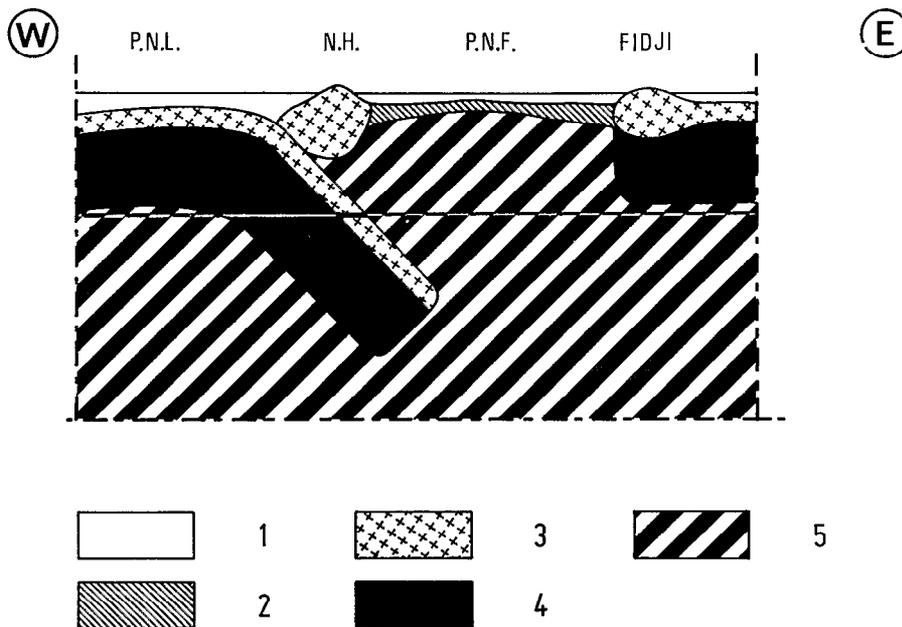


Fig. VIII-32 - Schéma du modèle qualitatif. 1 = eau ; 2 = jeune lithosphère océanique ; 3 = croûte ; 4 = manteau supérieur ; 5 = asthénosphère.

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.

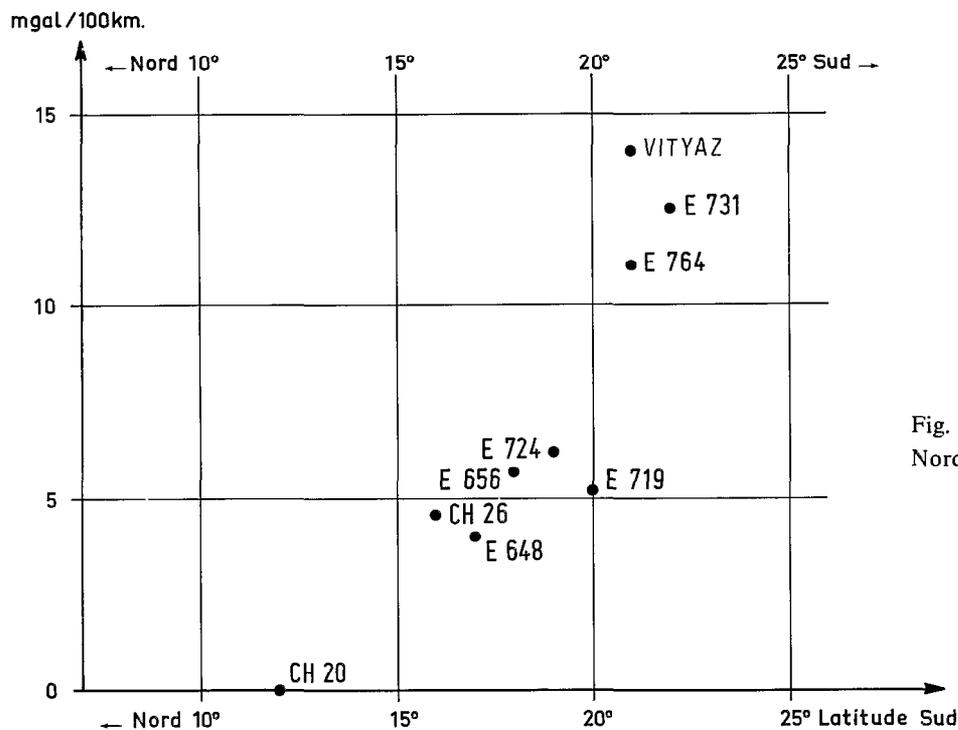


Fig. VIII-33 - Gradient sur le plateau Nord-Fidjien = f (latitude).

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.