

Effets de la subduction de la ride de Louisville sur l'arc des Tonga-Kermadec

Subduction
Ride de Louisville
Arc des Tonga-Kermadec
Érosion Tectonique
Sondeur multifaisceaux

Subduction
Louisville ridge
Tonga-Kermadec arc
Tectonic erosion
Multibeam mapping

Bernard PELLETIER, Jacques DUPONT

ORSTOM, B.P. A5, Nouméa, Nouvelle-Calédonie.

Reçu le 15/09/89, révisé le 24/04/90, accepté le 03/05/90.

RÉSUMÉ

La ride de Louisville, chaîne de monts sous-marins, arrive obliquement en subduction le long de la marge active des Tonga-Kermadec (Pacifique Sud-Ouest). Cette ride a balayé la fosse des Tonga au Nord et le point de jonction ride-fosse migre actuellement vers le Sud le long de la fosse des Kermadec à une vitesse d'au moins 10 cm par an. L'étude morphologique comparative des marges des Tonga et des Kermadec et l'analyse de la bathymétrie Seabeam au voisinage du point de jonction (campagne Seapso 5) permettent de caractériser les effets de la subduction d'une ride oblique sur un arc. La subduction de la ride de Louisville surmontant la croûte océanique d'environ 3500 m provoque successivement une érosion tectonique du bas de la marge par sous-charriage, une accréation momentanée de fragment de ride, enfin un effondrement et une érosion gravitaire du mur interne. Parallèlement, la ride provoque un retard à la flexion de la plaque plongeante, entraînant ainsi un décalage d'environ 50 km vers l'Ouest de la fosse et de l'arc actif des Tonga par rapport à ceux des Kermadec. L'accréation sub-crustale sous la marge du matériel raboté et poussé au front de la ride pourrait être responsable du maintien en position haute de la plate-forme tongienne dans le prolongement de l'arc actif des Kermadec.

Oceanologica Acta, 1990. Volume spécial **10**, Actes du Colloque Tour du Monde Jean Charcot, 2-3 mars 1989, Paris. 57-76.

ABSTRACT

Effects of the subduction of the Louisville ridge on the Tonga-Kermadec arc

The Louisville ridge, a hotspot chain, obliquely subducts at the Tonga-Kermadec consuming plate boundary (Southwest Pacific). This ridge has swept the Tonga trench and the ridge-trench junction point is rapidly (at least 10 cm per year) migrating southward along the Kermadec trench. Results from a comparative morphological study between the Kermadec and Tonga margins, and from the Seapso 5 seabeam survey around the ridge-trench junction allow to discuss the effects of the subduction of an oblique ridge on an active margin. The subduction of the Louisville ridge rising about 3500 m above the Pacific ocean floor successively induces a tectonic erosion of the margin by underthrusting, a temporary accretion of ridge fragment, and finally a rapid collapse and gravity erosion of the inner trench slope. Besides, the ridge induces a delay in the bending of the plunging plate, generating a westward shift of about 50 km of the Tonga trench and active volcanic line with respect to those of Kermadec. Underplating of material scraped and pushed in the front of the ridge could be responsible for the high-standing position of the Tonga platform in the prolongation of the Kermadec active volcanic line.

Oceanologica Acta, 1990. Volume spécial **10**, Actes du Colloque Tour du Monde Jean Charcot, 2-3 mars 1989, Paris. 57-76.

INTRODUCTION

De nombreux cas d'interaction ride-fosse ou mont-fosse ont été récemment étudiés par des moyens modernes (sondeur multifaisceaux, sismique multitrace, submersible), notamment lors du Tour du Monde du N/O Jean Charcot (Lallemand *et al.*, cf. infra) : subduction des monts Daiichi Kashima et Erimo dans les fosses du Japon et des Kouriles (Lallemand et Chamot-Rooke, 1986; Cadet *et al.*, 1987; Kobayashi *et al.*, 1987; Lallemand *et al.*, 1989; Yamazaki et Okamura, 1989); subduction des rides de Dutton et de Michelson dans les fosses des Mariannes et d'Izu-Bonin (Smoot, 1983; Fryer et Smoot, 1985); subduction des rides d'Entrecasteaux et des Loyauté dans la fosse des Nouvelles-Hébrides (Daniel *et al.*, 1986; Fisher *et al.*, 1986; Collot et Fisher, 1989 et sous presse; Monzier *et al.*, cf. infra); subduction de la ride de Louisville dans la fosse des Tonga-Kermadec (Lonsdale, 1986; Pontoise *et al.*, 1986; Ballance *et al.*, 1989; Pelletier, 1989). Ces études ont montré que d'une manière générale les monts sous-marins ou rides subduisent sans entraîner d'accrétion importante de matériaux océaniques à la base du mur interne, mais plutôt en provoquant un effondrement et une érosion du mur interne dans leur sillage. Un modèle physique simple de subduction d'une surface irrégulière et un modèle général de subduction de monts sous-marins utilisant le concept du prisme de Coulomb et basé sur différents exemples de subduction des monts dans la fosse du Japon ont été proposés (Kodama, 1987; Lallemand et Le Pichon,

1987). Ces modèles prédisent dans un premier temps, lorsque le flanc du mont sous-marin entre en subduction, une zone de compression et de surrection du mur interne migrant vers l'arc avec la subduction du mont, puis dans un second temps, lorsque le flanc océanique arrive à son tour en subduction, une zone d'effondrement et d'érosion maximum du mur interne.

Dans le Pacifique Sud-Ouest, la ride de Louisville arrive obliquement en subduction le long de la fosse des Tonga-Kermadec qui marque la convergence entre la plaque Pacifique et l'arc des Tonga-Kermadec, lui-même séparé de la plaque australo-indienne par l'ouverture arrière-arc du bassin de Lau et des fossés du Havre (fig. 1). Le point de jonction ride-fosse, situé vers 26°S, correspond à un seuil qui sépare la fosse des Tonga au Nord de celle des Kermadec au Sud. En raison de l'orientation de la frontière des plaques (N20°E) et de la ride de Louisville (N155°E) ainsi que de la direction du mouvement de convergence au point de jonction ride-fosse entre la plaque Pacifique et la marge des Tonga-Kermadec (N275° : Pelletier et Louat, 1989), la ride a balayé du nord vers le sud tout ou partie de la fosse des Tonga et le point d'interaction migre rapidement vers le sud, le long de la fosse des Kermadec (fig. 2). Compte tenu du taux de convergence au point de jonction ride-fosse entre la plaque Pacifique et l'arc, la vitesse de migration est au minimum de 10 cm par an, dans l'hypothèse d'un taux d'ouverture nul à l'arrière-arc. Lonsdale (1986) estime que le point d'interaction s'est déplacé le long de la fosse des Tonga à 18 cm/an.

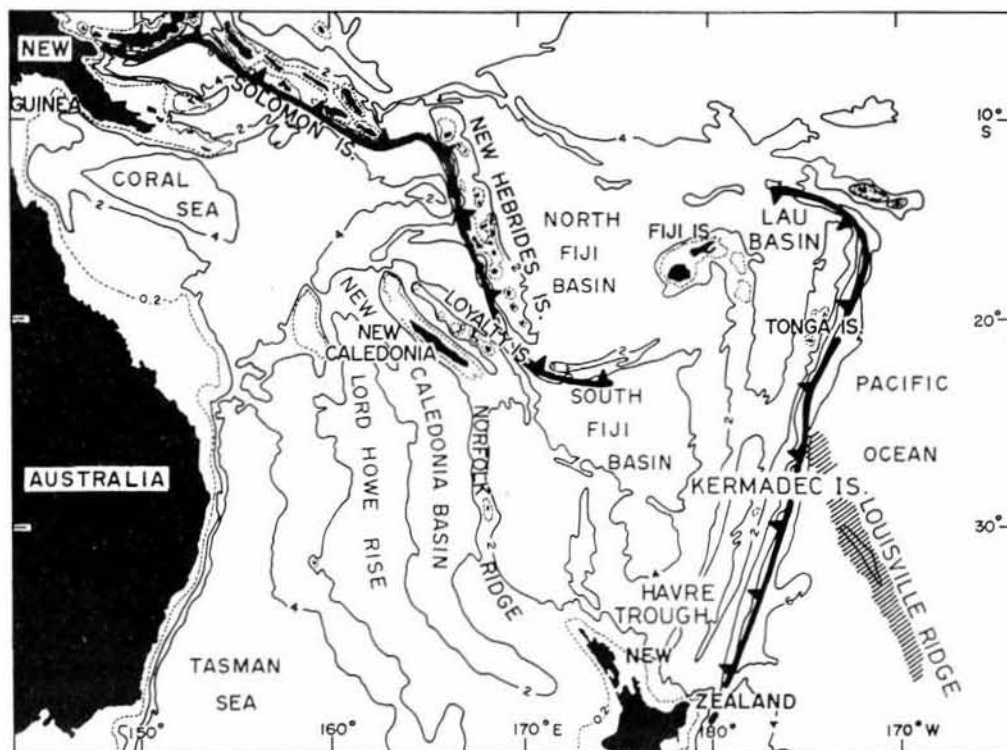


Figure 1

L'arc des Tonga-Kermadec dans le Sud-Ouest Pacifique.
The Tonga-Kermadec island arc in the Southwest Pacific.

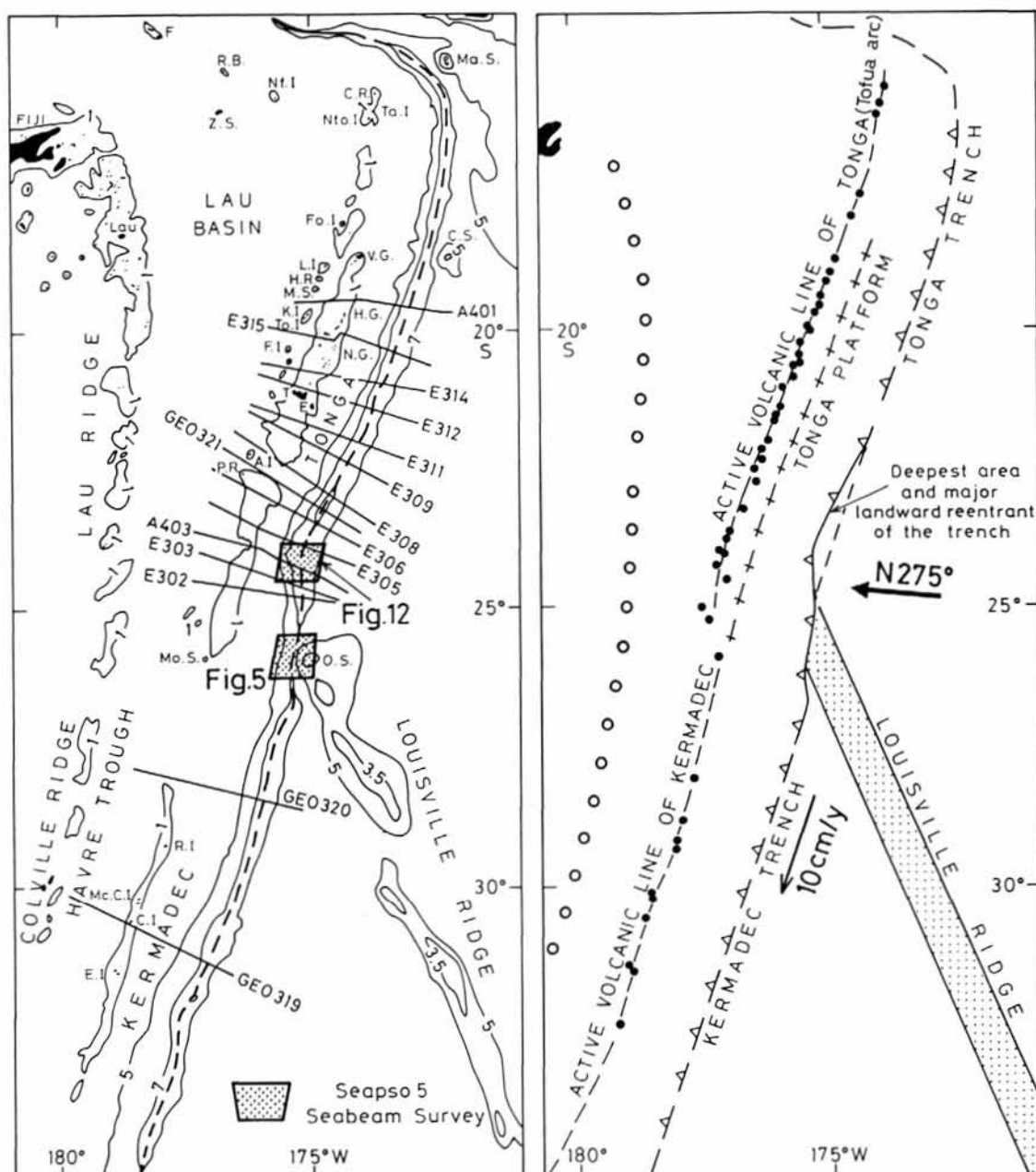


Figure 2

Cartes bathymétrique et structurale du système d'arc insulaire des Tonga-Kermadec.

A gauche - Bathymétrie simplifiée d'après Kroenke *et al.* (1983). Les profondeurs sont en km et la fosse est indiquée par un trait discontinu. Les localisations des profils des campagnes Austradec 4 (A), Georstrom 3 (GEO) et Eva 3 (E) ainsi que les zones étudiées au sondeur Seabeam lors de la campagne Seapso 5 sont reportées. E.I. : île Espérance, C.I. : île Curtis, Mc.C.I. : île Mc Cauley, R.I. : île Raoul, Mo.S. : mont sous-marin Monowai, P.R. : récif Pelorus, A.I. : île Ata, E. : 'Eua, T. : Tongatapu, N.G. : archipel de Nomuka, H.G. : archipel d'Ha'apai, V.G. : archipel de Vava'u, F.I. : île Falcon, To.I. : île Tofua, K.I. : île Kao, R.S. : récif Metis, H.R. : récif Home, L.I. : île Late, Fo.I. : île Fonualei, Nto.I. : île Niuatoputapu, Ta.I. : île Tafahi, C.R. : récif Curacoa, Nf.I. : île Niuafou'ou, Z.S. : haut fond Zephir, R.B. : banc de Rochambeau, F. : Futuna, O.S. : mont Osbourn, C.S. : mont Capricorne, M.S. : mont Machias.

A droite : Éléments structuraux caractérisant la marge des Tonga-Kermadec. N275° indique la direction du mouvement de convergence entre la plaque Pacifique et l'arc des Tonga-Kermadec au niveau du point de jonction ride-fosse (d'après Pelletier et Louat, 1989). La vitesse de 10 cm/an indique la vitesse minimum de migration vers le Sud du point de jonction ride-fosse le long de la fosse des Kermadec. Les ronds noirs indiquent les volcans émergés, abrasés et sous-marins reconnus par bathymétrie ou sismique réflexion. La ligne de ronds blancs schématise la ride de Colville et de Lau, et la ligne de croix, le sommet de la plate-forme tongienne.

Bathymetric and structural maps of the Tonga-Kermadec island arc system.

To the left - Simplified bathymetry after Kroenke *et al.* (1983). Depths are in km and the trench is shown by a heavy discontinuous line. Locations of profiles from Austradec 4 (A), Georstrom 3 (GEO) and Eva 3 (E) cruises as well as Seapso 5 seabeam surveys are shown. E.I. : Esperance island, C.I. : Curtis island, Mc.C.I. : Mc Cauley island, R.I. : Raoul island, Mo.S. : Monowai seamount, P.R. : Pelorus reef, A.I. : Ata island, E. : 'Eua, T. : Tongatapu, N.G. : Nomuka group, H.G. : Ha'apai group, V.G. : Vava'u group, F.I. : Falcon island, To.I. : Tofua island, K.I. : Kao island, R.S. : Metis reef, H.R. : Home reef, L.I. : Late island, Fo.I. : Fonualei island, Nto.I. : Niuatoputapu island, Ta.I. : Tafahi island, C.R. : Curacoa reef, Nf.I. : Niuafou'ou island, Z.S. : Zephir shoal, R.B. : Rochambeau bank, F. : Futuna, O.S. : Osbourn seamount, C.S. : Capricorne seamount, M.S. : Machias seamount.

To the right : Structural sketch and geodynamics of the Tonga-Kermadec subduction zone. N275° is the direction of relative motion between the Pacific plate and the Tonga-Kermadec arc at the Louisville ridge-trench intersection point (from Pelletier and Louat, 1989). The rate of 10 cm/year indicates the minimum rate of southward migration of the intersection point along the Kermadec trench. Full circles are emerged and submerged volcanoes identified by bathymetry or seismic reflection. The line of empty circles represents the Colville-Lau remnant ridge and the discontinuous line with crosses the Tonga platform.

La zone d'interaction ride-fosse coïncide avec un rétrécissement du domaine arrière-arc entre le bassin de Lau et les fossés du Havre. Ce dispositif d'affrontement, où la ride de Louisville est oblique par rapport à la fosse des Tonga-Kermadec, diffère de ceux étudiés par ailleurs où l'interaction est beaucoup plus frontale (cas du mont Daïichi-Kashima : Lallemand *et al.*, 1989; et de la ride d'Entrecasteaux où la vitesse de migration latérale est seulement de 2,5 cm par an : Collot et Fisher, sous presse). Il est, en ce sens, unique pour étudier les effets du passage d'une ride sur la morphologie et les structures d'une marge active.

Dupont (1979) note une différence morphologique fondamentale entre l'arc des Tonga et celui des Kermadec. La limite entre les deux domaines se situant à l'intersection ride-fosse, il en conclut que le changement morphologique résulte du passage de la ride de Louisville. Dupont (1982), Dupont et Herzer (1985) suggèrent que la subduction de cette ride a provoqué sur la marge tongienne un soulèvement du domaine arc-fosse ainsi qu'un développement de fractures transverses, perpendiculaires à l'arc. Lonsdale (1986) propose que le balayage de la ride induit des réajustements locaux au niveau de la fosse : d'abord une remontée de l'axe de la fosse ainsi que le développement d'un prisme d'accrétion à la base du mur interne en face de la ride, puis une érosion tectonique rapide créant une virgation vers l'Ouest et un approfondissement de la fosse au Nord de la ride. Les différences morphologiques entre les Kermadec et les Tonga ne sont pas, pour cet auteur, liées au passage de la ride mais plutôt contrôlées par la géométrie du plan de subduction, le fait que la limite entre les deux domaines corresponde avec l'intersection ride-

fosse n'étant que pure coïncidence. Ballance *et al.* (1989) expliquent également le rentrant de la fosse des Tonga au Nord de l'interaction ride-fosse par une augmentation de l'érosion tectonique liée à la subduction de la ride de Louisville.

Dans cet article, les caractéristiques morphologique et tectonique du système des Tonga-Kermadec sont reconsidérées afin de déterminer les effets possibles du passage de la ride. Puis, les résultats obtenus dans la zone d'interaction actuelle, lors de la campagne Seapso 5 du N/O Jean Charcot (13-28 janvier 1986) sont présentés afin de préciser les mécanismes tectoniques régissant la subduction de la ride. L'ensemble de ces données, examinées à différentes échelles, nous amène à proposer un schéma illustrant les effets de la subduction de la ride oblique de Louisville sur la marge des Tonga-Kermadec.

COMPARAISON ENTRE LES MARGES DES TONGA ET DES KERMADEC : LE RÔLE DE LA RIDE DE LOUISVILLE

La marge des Tonga

Entre 18°30'S et le point d'intersection ride-fosse, la marge tongienne se caractérise par la présence d'une zone haute appelée plate-forme tongienne et localisée entre l'arc volcanique actif à l'Ouest (l'arc de Tofua) et la fosse à l'Est (fig. 2).

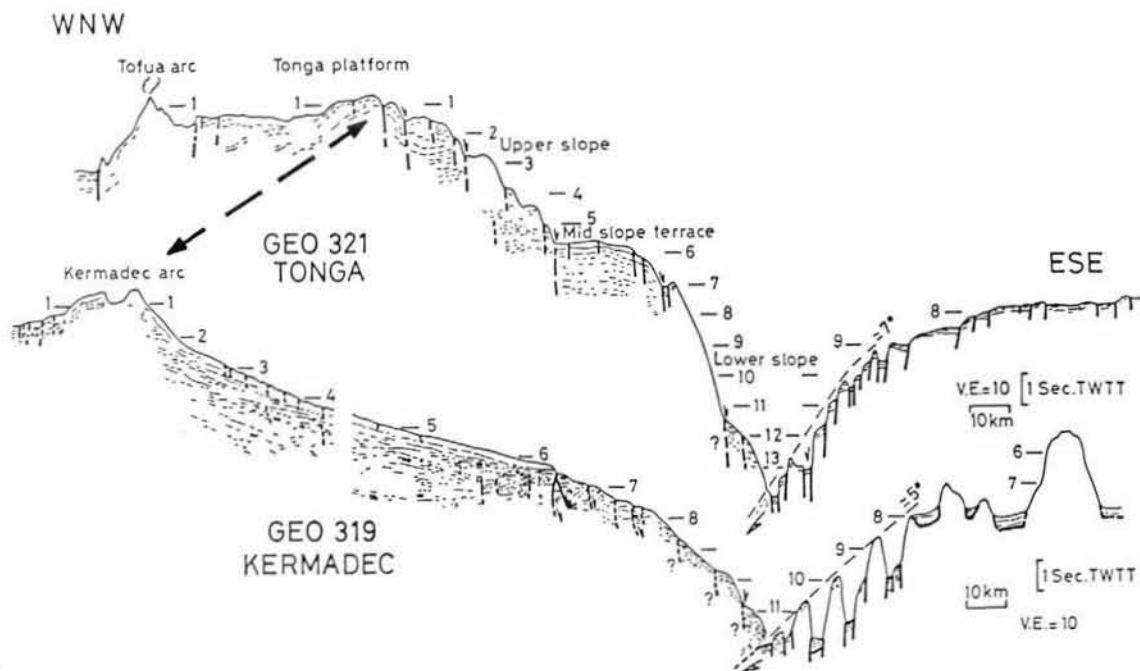


Figure 3

Coupes à travers la zone de subduction illustrant les différences morphologiques fondamentales entre les marges des Tonga et des Kermadec. Localisation sur la figure 2. Les coupes ont été arbitrairement alignées par rapport à l'axe de la fosse. Les profondeurs sont en seconde temps double. La pente du mur externe de la fosse est indiquée en degrés.

Cross sections of the subduction zone showing the main morphological differences between the Tonga and Kermadec margins. Location is in Figure 2. Cross sections have been arbitrarily aligned with respect to the trench axis. Depths are in two ways travel time in seconds. The angle of the trench outer slope is indicated.

L'arc volcanique de Tofua, représenté par les îles d'Ata, Falcon, Tofua, Kao, Late et les récifs de Pelorus, Metis et Home, est en grande partie submergé (fig. 2). Il borde immédiatement la plate-forme ou en est séparé par une dépression (fig. 2 et 4) particulièrement bien développée entre 19° et 21°30'S (la dépression de Tofua). Des données de sismique réfraction le long de la dépression de Tofua suggèrent que cet arc est installé sur le bord oriental du substratum océanique du bassin de Lau (Pontoise et Latham, 1982).

La plate-forme tongienne, qui porte les plus grandes îles du royaume de Tonga (îles d'Eua et de Tongatapu, et les archipels de Nomuka, Ha'apai et Vava'u) est constituée par une épaisse série volcanoclastique, carbonatée, légèrement basculée vers l'Ouest et surmontant un socle volcanique (Kroenke et Tongilava, 1975; Scholl *et al.*, 1985). Ce dernier affleure uniquement à 'Eua sur le bord oriental de la plate-forme; les roches sont des tholéiites d'arc (Ewart et Bryan, 1972; Hawkins et Falvey, 1985) datées de l'Eocène moyen-supérieur (40-46 Ma: Ewart *et al.*, 1977; Duncan *et al.*, 1985). L'épaisse série sus-jacente, d'âge Eocène supérieur à Holocène, présente deux hiatus majeurs associés à des épisodes tectoniques (Herzer et Exxon, 1985): le premier, d'âge Oligocène inférieur, est relié à l'ouverture du bassin sud-fidjien; le second, d'âge Pliocène inférieur, est mis en relation avec l'ouverture arrière-arc du bassin de Lau. Cette plate-forme présente également des intrusions miocènes connues à terre et par forages ainsi que des formations récifales affleurantes d'âge Miocène moyen (Kroenke et Tongilava, 1975; Cunningham et Anscombe, 1985; Duncan *et al.*, 1985).

La pente interne de la fosse des Tonga, déjà décrite par Dupont (1982) et plus récemment par Scholl *et al.* (1985), comprend trois parties (fig. 3): une partie supérieure allant de 1 000 à 3 000-4 000 m de profondeur, escarpée, structurée par des failles normales, marquant la transition avec la plate-forme tongienne; une partie moyenne située vers 4 000 m, quelquefois mal exprimée, correspondant à une terrasse développée sur une série sédimentaire d'au-moins 1 km d'épaisseur; une partie inférieure comprise entre 5 000-6 000 m et 9 000 m (voire localement plus de 10 000 m) caractérisée par de forts escarpements et parfois drapée par une très faible couverture sédimentaire. Cette partie inférieure dessine un abrupt qui surplombe la fosse. D'après les données de sismique réfraction (Pontoise et Latham, 1982) et de sismique réflexion (Scholl *et al.*, 1985), le substratum acoustique de la partie supérieure de la pente interne, peut être suivi, vers le haut, jusqu'à la plate-forme tongienne et corrélé avec le socle volcanique d'âge Éocène moyen à supérieur affleurant sur 'Eua. Le fait que ce socle, directement recouvert de dépôts d'eaux peu profondes à 'Eua, soit maintenant à 4 000-5 000 m de profondeur indique une subsidence de plusieurs kilomètres du domaine avant-arc (Scholl *et al.*, 1985).

La fosse des Tonga, étroite et dépourvue de remplissage sédimentaire important, se caractérise par l'absence de prisme d'accrétion. Une reconnaissance au sondeur Sea-beam tout au long de cette fosse indique que le relief varie axialement sous l'effet des horsts et des grabens du mur externe passant en subduction. L'ensemble de ces données suggère que, d'une manière générale, la fosse des Tonga est le siège de processus d'érosion tectonique (Lonsdale, 1986).

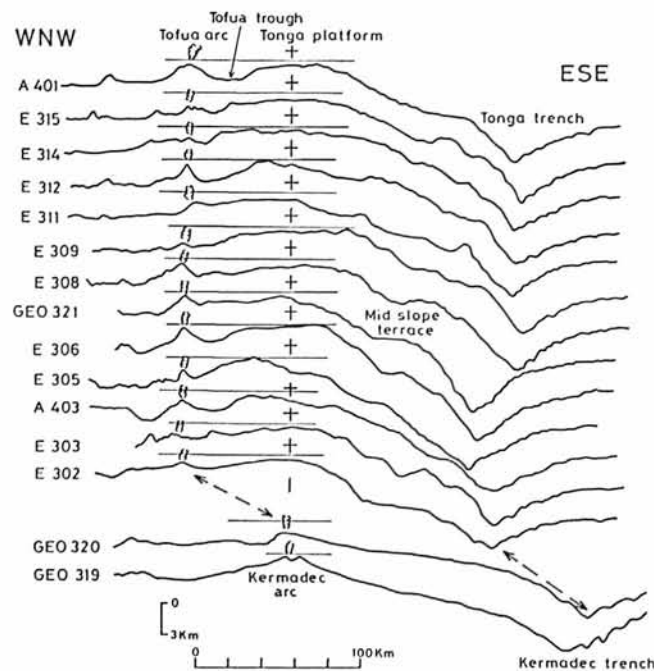


Figure 4

Profils bathymétriques sériés du Sud vers le Nord, à travers les marges des Kermadec et des Tonga. La ride des Kermadec a été alignée avec la plate-forme tongienne ce qui correspond à la disposition géographique montrée sur la carte de la figure 2 et à la direction générale N20°E de la zone de convergence.

Bathymetric profiles plotted from south to north across the Kermadec and Tonga margins. The Kermadec ridge and the Tonga platform have been aligned as they appear on the map of the figure 2, parallelly to the main direction N20°E of the subduction zone.

La marge des Kermadec

Moins bien connue que celle des Tonga, la marge des Kermadec, au Sud du point d'intersection ride de Louisville-fosse, semble plus simple. Aucune zone haute ne sépare ici l'arc volcanique de la fosse; la ligne volcanique active, largement submergée et marquée par les îles Espérance, Curtis, Mc Cauley et Raoul, coïncide avec le sommet de la marge des Kermadec (fig. 2 et 3). Un volcan sous-marin actif, le mont Monowai (-120 m) se situe dans le prolongement nord de la ligne volcanique des Kermadec, juste à l'Ouest du point de jonction ride-fosse (Davey, 1980).

La pente interne de la fosse des Kermadec est d'une manière générale, moins abrupte et moins complexe que celle des Tonga (fig. 3). Elle peut être divisée en une large partie supérieure allant de 1 000 à 5 000 m de profondeur, faiblement et régulièrement inclinée vers la fosse, et en une partie inférieure beaucoup plus escarpée, comprise entre 5 000 et 8 500-9 000 m. Les deux domaines sont séparés par plusieurs ressauts clairement associés à des jeux de failles normales. Une épaisse série sédimentaire (plus de 1 seconde temps double en sismique) existe sous la partie supérieure de la pente. Cette série, probablement constituée de débris provenant de l'arc volcanique, s'amincit et disparaît en allant vers la fosse, au sommet de la partie inférieure de la pente. Bien que son âge et sa nature soient inconnus, elle rappelle par son épaisseur et sa situation celles de la plate-forme tongienne et de la terrasse intermédiaire de la pente interne des Tonga.

Les données de sismique réflexion suggèrent que le bas du mur interne de la fosse des Kermadec est affecté par des effondrements (fig. 3). La morphologie de la fosse ressemble à celle des Tonga; elle apparaît largement contrôlée par les grabens et les horsts parfois spectaculaires du mur externe (fig. 3). Tout comme la fosse des Tonga, il est possible que la partie nord de la fosse des Kermadec (27°S à 32°S) soit soumise à des processus d'érosion tectonique. Cependant, au sud de 32°S, la fosse est déplacée vers l'Est, le relief du bas du mur interne est moins accentué et un profil de sismique réflexion suggère la présence d'un prisme d'accrétion (Pelletier et Dupont, 1990). Plus au sud, un prisme d'accrétion est d'ailleurs connu à l'est de l'île septentrionale de la Nouvelle-Zélande (Cole et Lewis, 1981).

Relation spatiale entre les marges des Tonga et des Kermadec

Les données bathymétriques indiquent que l'arc actif et la fosse des Kermadec ne sont pas alignés avec ceux des Tonga bien qu'ils aient globalement la même orientation N20°E (fig. 2). En revanche la ligne volcanique active des Kermadec est alignée avec la plate-forme tongienne située en avant de l'arc actif de Tofua. La fosse des Tonga est décalée de 40 à 70 km vers l'Ouest par rapport à celle des Kermadec, la valeur maximum se situant au Nord de

la jonction ride-fosse (fig. 4). L'arc actif des Tonga est décalé de 60 km vers l'Ouest par rapport à celui des Kermadec. Notons également que la distance entre la fosse et l'arc actif est légèrement plus grande aux Tonga (170-200 km) qu'aux Kermadec (165-180 km). Cependant cette légère différence d'environ 20 km s'explique si l'on tient compte du plongement du plan de Benioff, plus grand aux Kermadec qu'aux Tonga (50-60° contre 43-45° : Sykes, 1966; Isacks *et al.*, 1968; Ewart *et al.*, 1977). Le déplacement vers l'Ouest de la fosse des Tonga alors que l'arc des Kermadec est aligné avec la plate-forme tongienne entraîne, aux Tonga, une diminution de la distance entre la fosse et le sommet de la marge et donc une augmentation de la pente du mur interne (fig. 3 et 4).

Discussion

Les modifications décrites ci-dessus apparaissent au niveau du point de jonction ride de Louisville-fosse, ce qui incite à penser qu'elles sont liées à la ride. Afin d'évaluer les effets de la subduction de la ride, il faut rechercher une ligne de référence le long de l'arc des Tonga-Kermadec, antérieure au balayage de la ride. L'arc des Kermadec (arc unique, ancien et actif) et dans son alignement la plate-forme tongienne, où sont connus un volcanisme d'arc Eocène et des intrusions miocènes, constituent une structure continue tout au long du système, qui peut être prise comme ligne de référence. Le fait que les décalages observés entre les fosses et les arcs actifs des Tonga et des Kermadec soient du même ordre de grandeur (40-50 km) suggère que la position de l'arc actif est étroitement associée à celle de la fosse et que la migration de la ligne volcanique aux Tonga résulte du déplacement de l'axe de la fosse.

En tenant compte de la vitesse de migration longitudinale du point de jonction ride-fosse (10 cm/an minimum, 18 cm/an selon Lonsdale, 1986), la ride a balayé la fosse des Tonga (environ 700 km de Vava'u au point de jonction actuel) en moins de 7 Ma et peut être en 4 Ma. Dupont et Herzer (1985) estiment que la ride était aux latitudes de Vava'u (terminaison nord de la plate-forme) et de Tongatapu vers 3 Ma et 1,5 Ma respectivement. L'incertitude sur l'âge du début d'interaction dépend aussi des variations possibles de la position antérieure de la fosse et de son obliquité avec la ride. Ces paramètres sont fonction de l'histoire encore mal contrainte de l'ouverture du bassin arrière-arc de Lau. L'arc actif de Tofua est installé sur le substratum oriental du bassin de Lau dont l'âge initial d'ouverture est Pliocène inférieur (6 à 3,5 Ma : Weissel, 1977; Cherkis, 1980; Malahoff *et al.*, 1982). L'arc de Tofua est donc considéré d'âge Plio-Quaternaire. Cependant peu de données précises (datations) existent pour estimer l'âge de son début d'activité. Un âge radiométrique K-Ar de 3,6 Ma a été reporté sur l'île de Niuaotupu à l'extrémité nord de l'arc (Vallier *et al.*, 1985). Le développement de l'arc de Tofua est donc compatible avec l'âge du balayage de la ride de Louisville.

L'ensemble des données d'ordre morphologique, géométrique et chronologique permet de proposer que les changements morphologiques entre les Tonga et les Kermadec et que le recul vers l'ouest de la fosse et de l'arc actif des Tonga résultent du passage de la ride. Ces réorganisations s'opèrent au niveau d'une ligne qui passe par la jonction ride-fosse et qui est parallèle au vecteur de convergence (fig. 2). Ceci suggère que l'essentiel des processus actifs s'effectue dans la zone d'affrontement entre la ride et la base du mur interne.

RÉSULTATS DES DEUX LEVÉS MULTIFAISCEAUX DANS LA ZONE D'INTERACTION RIDE-FOSSE: COMMENT LA RIDE DE LOUISVILLE PASSE-T-ELLE EN SUBDUCTION ?

Lors de la campagne Seapso 5 à bord du N/O Jean Charcot en janvier 1986, des levés bathymétriques détaillés au sondeur Seabeam complétés par des profils de sismique réflexion monotrAce et des mesures de magnétisme et de gravimétrie, ont été réalisés pendant sept jours sur deux secteurs de la fosse (Pontoise *et al.*, 1986) : vers 26°S au contact entre l'extrémité septentrionale de la ride de Louisville et la fosse, et vers 24°S au nord du point d'impact actuel (fig. 2). Cette zone d'interaction ride-fosse a également fait l'objet de travaux de sismique réflexion, sismique réfraction et dragages lors des campagnes des N/O Pegas et Morskoy Geofisik en 1980 (Gnibidenko *et al.*, 1985), de bathymétrie Seabeam lors d'un transit du N/O T. Washington en 1984 (Lonsdale, 1986) et de sismique réflexion multitrAce lors de la campagne du N/O S.P. Lee en 1984 (Scholl *et al.*, 1987; Ballance *et al.*, 1989).

La zone d'impact à 26°S

LA PLAQUE PLONGEANTE

Le trait morphologique majeur de la plaque plongeante est le mont Osbourn (fig. 5 à 8) qui marque l'extrémité septentrionale de la ride de Louisville. Cette ride, longue de 4 300 km et formée de plus de 60 monts sous-marins, représente une chaîne de guyots d'âge Crétacé supérieur à Cénozoïque résultant du fonctionnement d'un point chaud (Lonsdale, 1988; Watts *et al.*, 1988). Le sommet du mont Osbourn correspond à un plateau triangulaire de 20 km de côté, légèrement basculé d'environ 2 à 2,5° vers l'ouest et culminant entre 1 900 et 2 400 m de profondeur (fig. 5; Lonsdale, 1986). Ce guyot surmonte ainsi le fond océanique environnant (5 500 m) d'environ 3 500 m. L'ensemble de l'édifice atteint 30 à 35 km de largeur. Sous le plateau sommital, les profils de sismique indiquent qu'une série bien stratifiée à forts réflecteurs et d'environ 0,2 s.t.d. d'épaisseur surmonte un socle acoustique (fig. 8 : profil 50). Lonsdale (1986) estime l'épaisseur de cette sé-

rie sédimentaire à 200 m. Des basaltes à olivine dragués sur le mont ont fourni des âges Oligocène (30 à 36 Ma) par la méthode K-Ar, âges considérés comme minimum compte tenu de la grande altération des roches (Ozima *et al.*, 1970). Plus récemment Gnibidenko *et al.* (1985) ont recueilli des grès tufacés, des tufs et des grès calcaires d'âge Crétacé probable et Watts *et al.* (1988) publient deux âges radiométriques 40 Ar-39 Ar du Crétacé terminal (66-67 Ma) obtenus sur des basanites draguées le long du flanc nord-ouest du guyot (Hawkins *et al.*, 1987). Lors de la campagne Seapso 5, deux dragages ont été réalisés sur le flanc ouest : l'un a échoué, l'autre n'a récupéré que quelques fragments très altérés de basalte alcalin (SiO₂ : 43,5 %, TiO₂ : 2,80 %), de brèches de lave et de petits galets de ponce. L'ensemble de ces résultats donne un âge Crétacé supérieur au guyot Osbourn. Cet édifice est marqué par une forte anomalie gravimétrique positive (+ 176 mgal) et par une forte anomalie magnétique de 1 500 nT d'amplitude (fig. 9).

Outre l'imposant mont Osbourn, d'autres reliefs évoquant des édifices volcaniques ont été décelés (fig. 5 et 7). Un massif circulaire de 8 km de diamètre et de 1 000 m de haut culmine vers 5 000 m de profondeur (175°18'W – 25°45'S) à 45 km au Nord-Ouest du guyot Osbourn. Il constitue en fait le dernier témoin de la chaîne de Louisville avant son entrée en subduction, et oblitère en partie la fosse (fig. 7 et 8 : profils 42 et 44). Le bord oriental de ce mont est relié à la base du flanc ouest du guyot Osbourn par une étroite ride de 1,5 km de large, orientée N160°E (fig. 7 et 8 : profils 44 et 46). L'ensemble, ride et mont, est souligné par une anomalie magnétique positive qui atteint 180 nT juste au-dessus du mont et qui forme avec celle du guyot Osbourn une linéation majeure orientée N130°E (fig. 9). Dans le coin nord-est de la zone cartographiée, des petits édifices de 1 à 2 km de diamètre et de 200 à 400 m de hauteur, sont alignés le long d'une ride dont la direction N155°E rappelle celle de la chaîne de Louisville (fig. 7 et 8 : profils 71, 36 et 38). Ces édifices sont marqués par une linéation d'anomalie magnétique positive atteignant 340 nT.

Le second trait morphologique majeur de la plaque plongeante est constitué par un faisceau spectaculaire d'escarpements de failles normales (fig. 5 à 8). Les escarpements majeurs sont régulièrement espacés et débitent en horsts et grabens la croûte océanique surmontée d'une couverture sédimentaire de 0,3 à 0,5 s.t.d. d'épaisseur (fig. 5 et 8). La largeur de ces structures est d'environ 5 à 6 km et leur extension latérale peut atteindre 30 km (fig. 7). Les rejets verticaux des failles normales, souvent supérieurs à 500 m, atteignent quelquefois près de 1 000 m, notamment au sud-ouest du guyot Osbourn (fig. 8 : profils 48 et 50). Au nord du guyot les escarpements ont une orientation constante subméridienne, oblique (25°) par rapport à l'axe de la fosse. Par contre, au sud du guyot, l'orientation des failles varie légèrement en allant vers la fosse : N20°E juste au sud du guyot puis N-S et enfin N170°E, légèrement oblique (10°) par rapport à la fosse.

De prime abord, la carte bathymétrique indique que la croûte océanique aux alentours du guyot est plus affectée

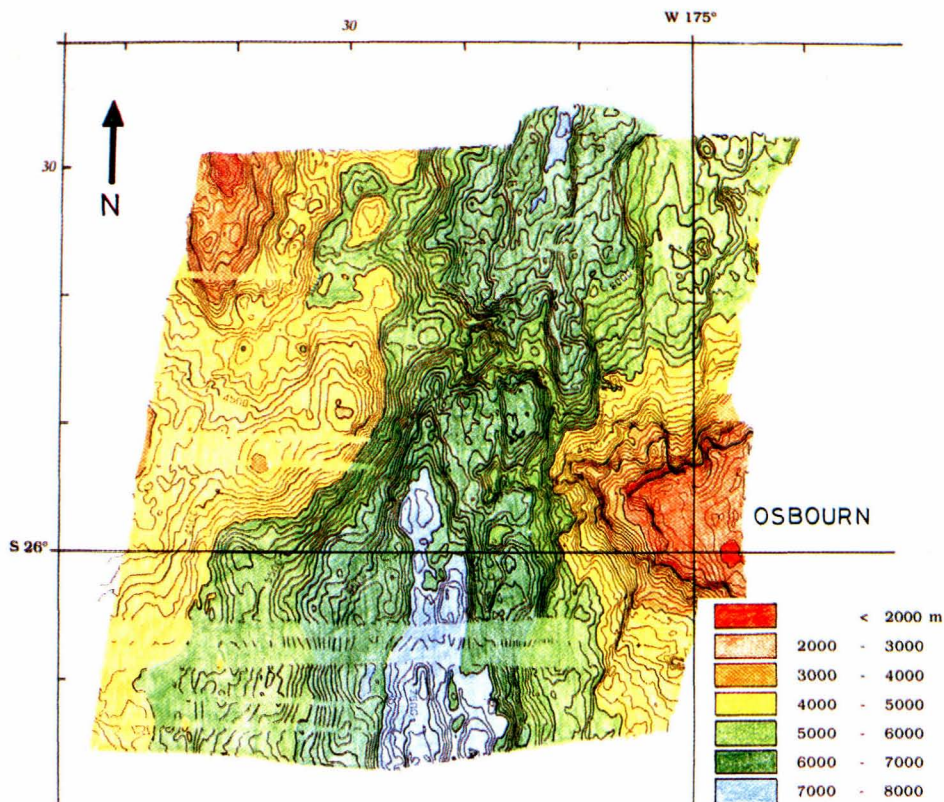


Figure 5

Carte bathymétrique Seabeam de la zone de jonction ride de Louisville-fosse, à 26°S. Isobathes tous les 100 m. Localisation sur la figure 2.
 Seabeam bathymetric map of the Louisville ridge-trench junction area at 26°S. Contour interval is 100 m. Location is in Figure 2.

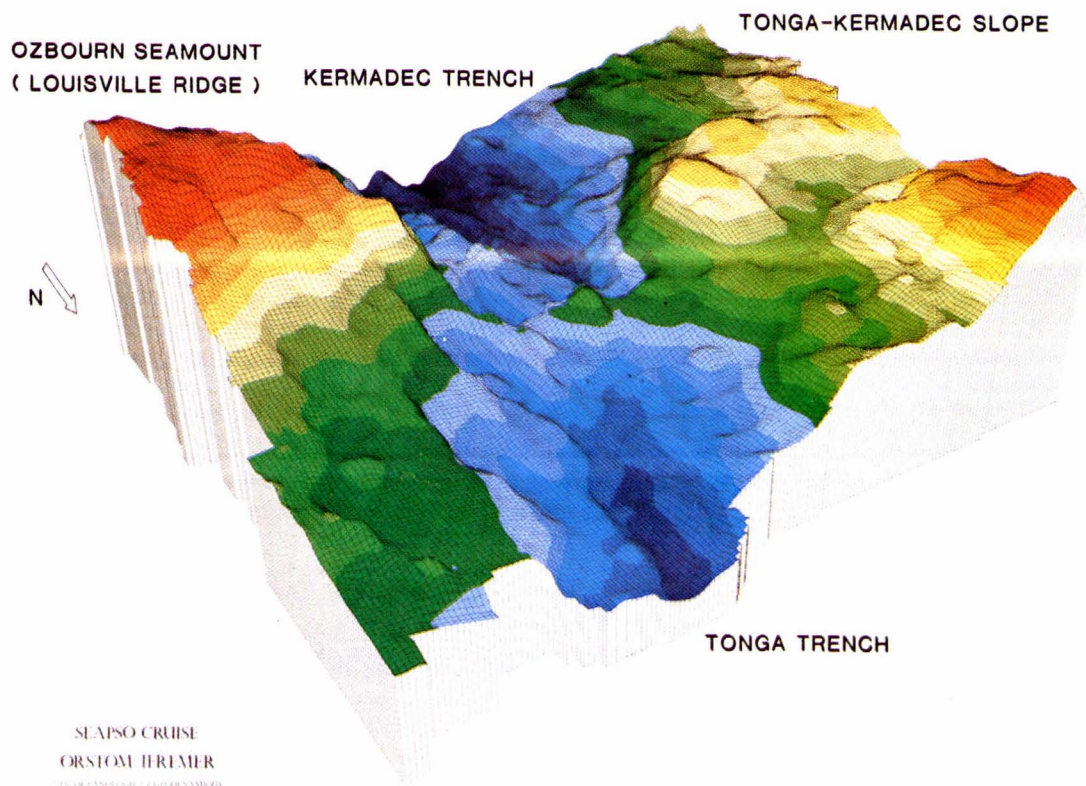


Figure 6

Bloc diagramme réalisé à partir des données Seabeam recueillies à la zone de jonction, à 26°S. L'observateur regarde vers le SSE (215°E). L'exagération verticale est de 5, la dimension de la maille de 500 m, l'angle de plongement de la vue de 30°. Une plage de couleur équivaut à 300 m.
 Mesh diagram of the Seabeam bathymetry of the Louisville ridge-trench junction area at 26°S. The observer looks toward the SSE (215°E). Vertical exaggeration is 5. Angle of vision is 30°. Size of the mesh is 500 m. A color represents 300 m.

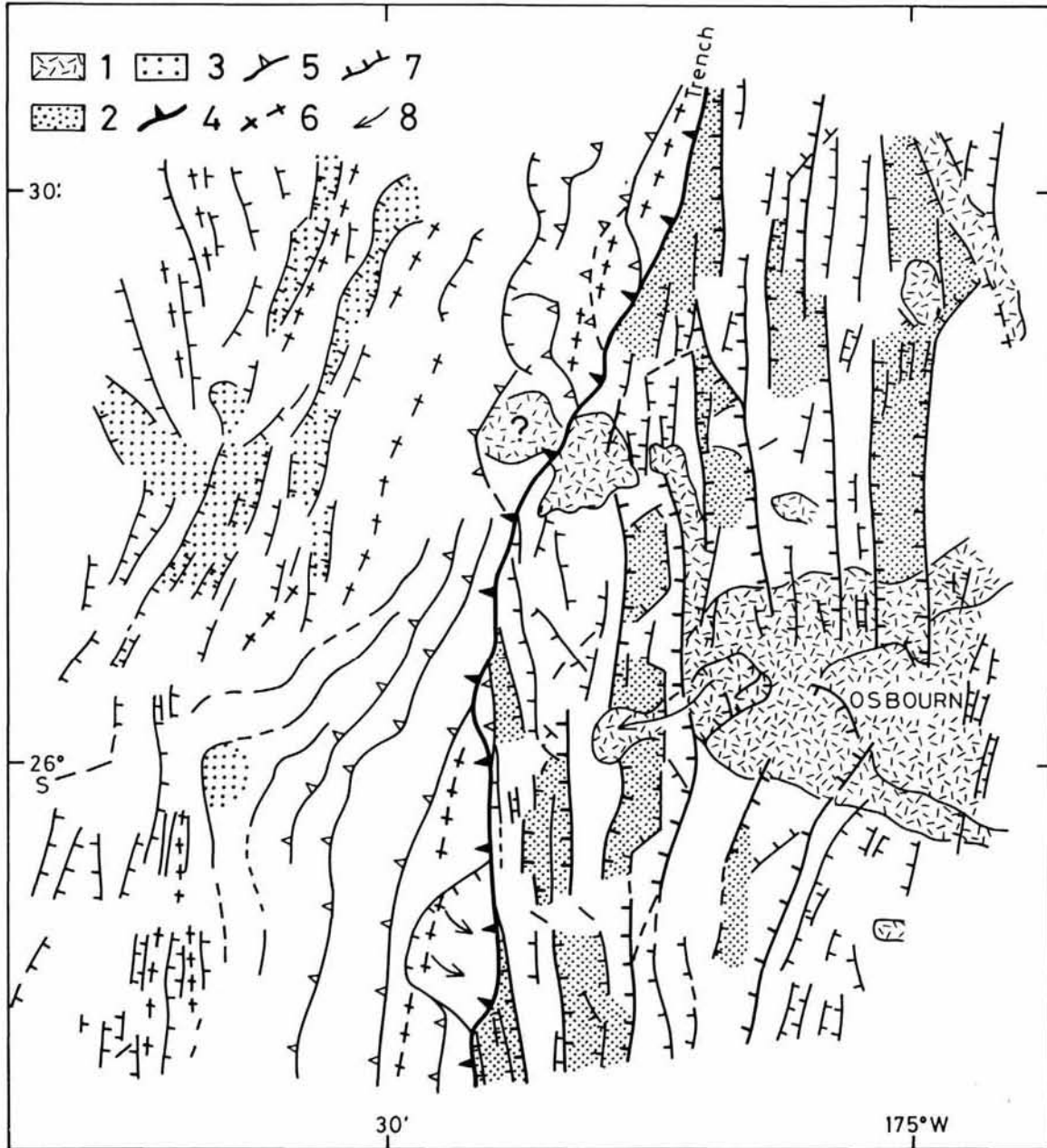


Figure 7

Carte structurale de la jonction ride de Louisville-fosse. 1 : massif volcanique, 2 : principaux grabens du mur externe, 3 : principales dépressions du mur interne, 4 : chevauchement principal au pied du mur interne, 5 : chevauchements, 6 : rides du mur interne, 7 : failles normales, 8 : glissements.
 Structural map of the Louisville ridge-trench junction area. 1 : guyot, volcanoes and volcanic ridges, 2 : major bending-induced grabens on trench outer slope, 3 : major basins or terraces on inner slope, 4 : main thrust at foot of trench inner wall, 5 : thrusts, 6 : ridges on inner slope, 7 : normal faults, 8 : slumps.

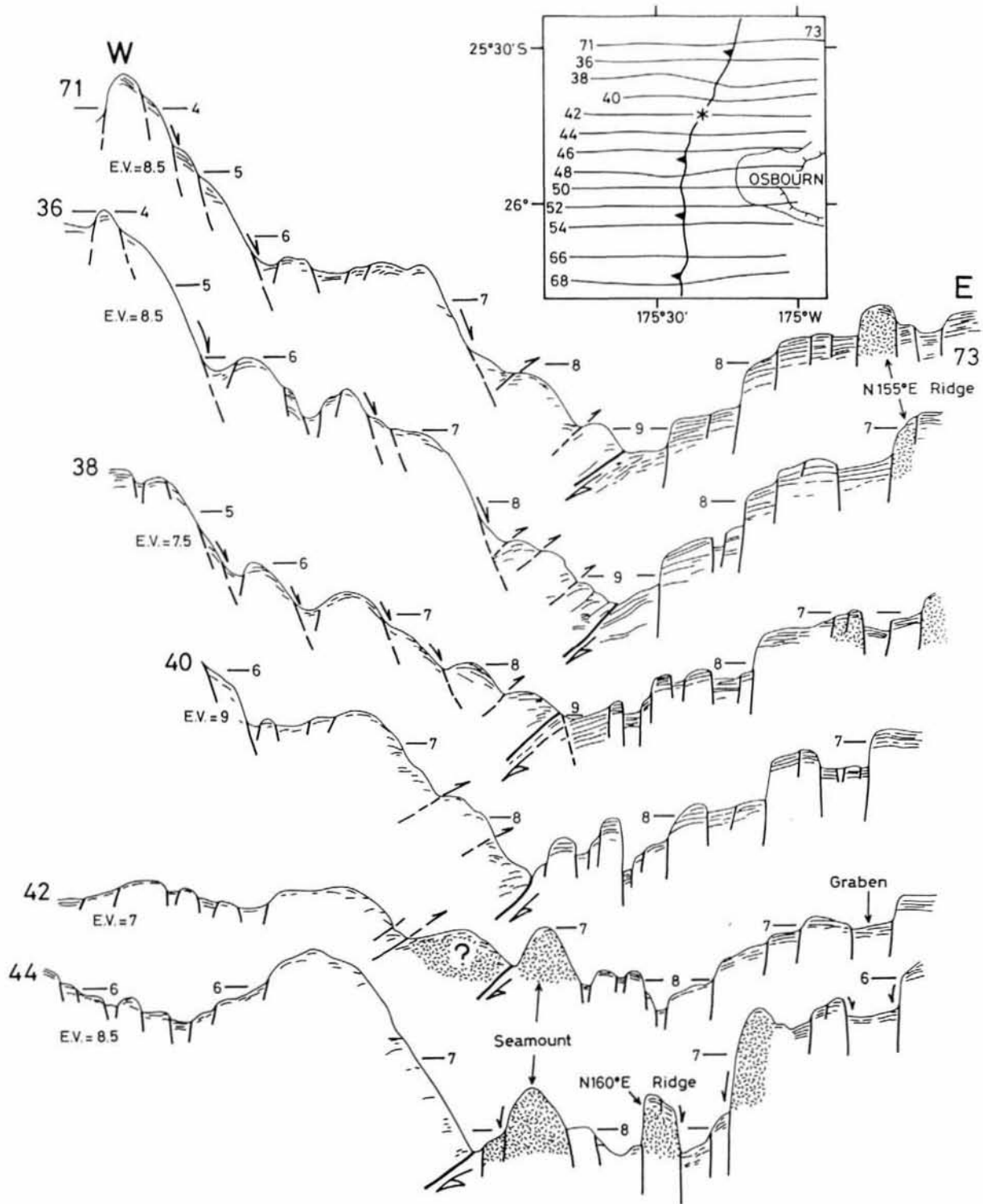
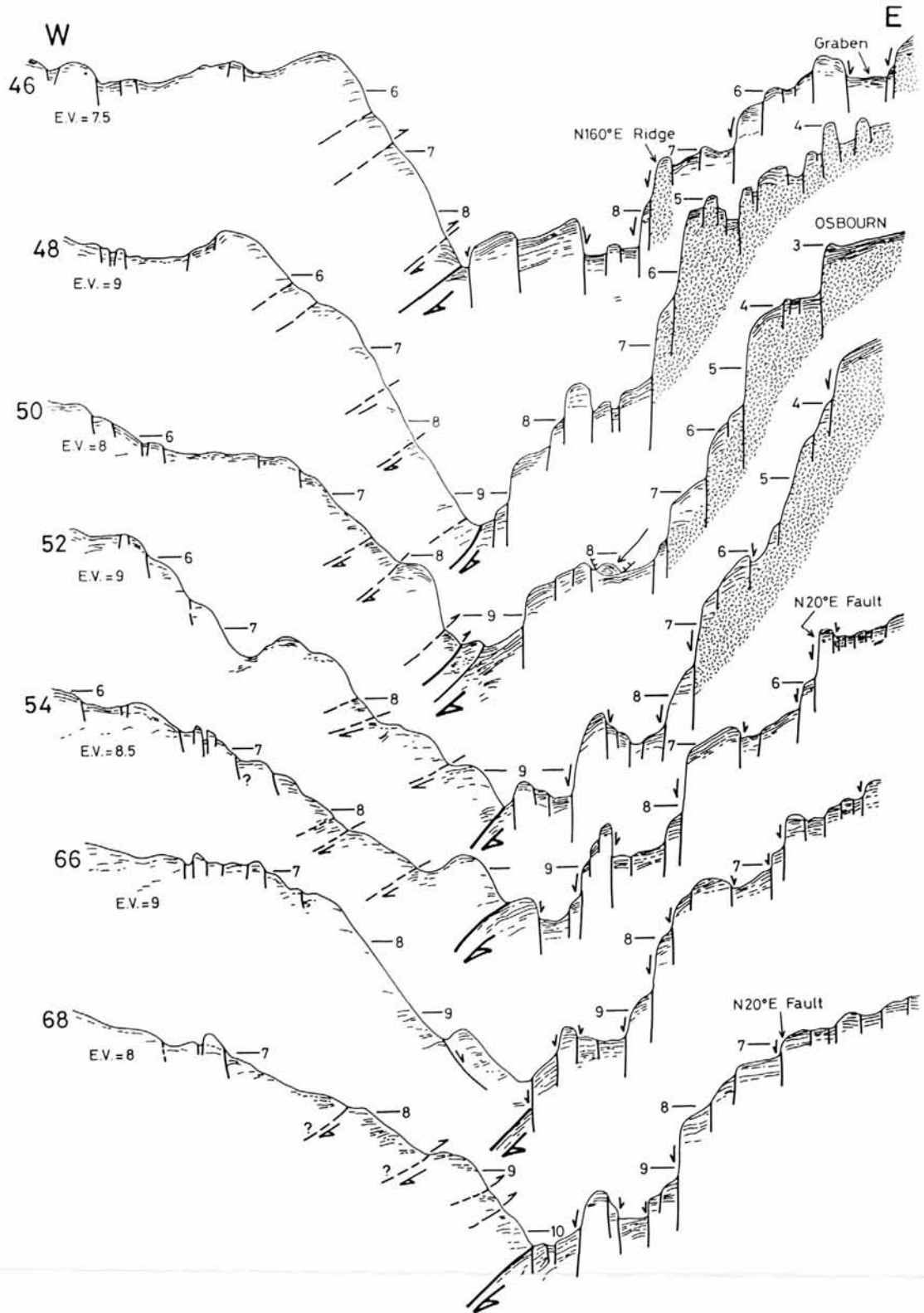


Figure 8

Interprétation des profils de sismique réflexion monotrace à travers la zone d'impact. L'échelle est en seconde temps double. Dans l'encart indiquant la localisation des profils, le toit et le contour du guyot Osbourn ainsi que la fosse avec le seuil (étoile) sont indiqués.

Interpretative time line drawings of the single-channel seismic profiles across the junction area. The numbers are two-way travel time in seconds. In the inset showing the location of profiles, the top and contours of the Osbourn guyot as well as the trench and its sill (star) are reported.



par les failles normales que le guyot lui-même. Cependant des grabens et des failles normales à regard est, d'orientation N10°E, existent sur la frange orientale du plateau sommital du guyot; leurs rejets atteignent 100 à 150 m (fig. 7; Lonsdale, 1986). En outre certaines structures exprimées sur 20-25 km de long dans la croûte océanique environnante affectent les flancs du guyot. Le flanc nord présente un rentrant dans le prolongement d'un graben majeur; les rejets verticaux des failles limitant ce graben augmentent à l'approche et sur le flanc du guyot: de 300 à 600-700 m pour la faille à regard ouest, et de 100 à 400 m pour celle à regard est (fig. 8: profils 42, 44, 46). De la même manière, le déplacement vertical passe de 200 à 600-700 m en allant vers le Nord, le long de la fracture N20° qui vient se terminer sur le flanc sud du guyot (fig. 7 et 8: profils 68, 66, 54, 52). Un escarpement majeur situé entre 5 000 et 6 000-6 500 m de profondeur limite le bord ouest du guyot. Cet escarpement disparaît en partie, sous un cirque ouvert à l'Ouest, développé dans le flanc du guyot et au-dessus d'un massif isolé, obstruant partiellement le graben immédiatement à l'Ouest (fig. 7 et 8: profil 52). Ceci suggère l'effondrement gravitaire récent d'un morceau du guyot postérieurement à la formation du graben.

Le mont sous-marin obstruant la fosse au nord-ouest du guyot a une taille proche de la longueur d'onde du réseau de failles: il est porté par un horst. La ride N160°E, reliant ce mont et le guyot Osbourn, est, quant à elle, beaucoup plus étroite que la maille du réseau de failles, ce qui suggère qu'elle préexistait en tant que ride avant le découpage du mur externe, et qu'il s'agit soit d'une ride volcanique, soit d'une zone de fracture.

LA FOSSE

Elle présente un seuil majeur vers 5 500 m de profondeur (25°44'S-175°22.5'W) juste à l'ouest du mont satellite du guyot Osbourn. A ce niveau, le contact des plaques surmonte de près de 900 m le fond d'un graben de la plaque plongeante (6 400 m) situé 18 km plus à l'est (fig. 8: profil 42). Au Nord de ce col étroit, la fosse est orientée N20-25°E alors qu'au Sud, elle a une direction subméridienne. Cette direction N-S inhabituelle pour la marge des Tonga-Kermadec, est sans aucun doute induite par l'arrivée de la chaîne de Louisville, car plus au Sud, la fosse reprend sa direction générale N20°E parallèle au système Tonga-Kermadec (fig. 2). La morphologie de détail de la fosse est contrôlée par les horsts et les grabens du mur externe passant plus ou moins obliquement en subduction (fig. 7 et 8). La fosse est dépourvue de remplissage sédimentaire important, les sédiments océaniques des derniers grabens ou horsts étant légèrement basculés vers l'ouest. Cependant quelques réflecteurs subhorizontaux existent localement au fond de la fosse (fig. 8: profil 50). Le contact des plaques est marqué par une anomalie gravimétrique négative de -190 à -130 mgal, légèrement déphasée de 4 à 5 km vers l'Ouest par rapport à la fosse, le haut relatif (-130 mgal) coïncidant avec le seuil (fig. 9).

LE MUR INTERNE

La morphologie du mur interne varie largement de part et d'autre du point de jonction ride-fosse (fig. 5 à 8). Les profils de sismique réflexion monotraces étant de qualité assez médiocre en raison des profondeurs importantes, les éléments structuraux reportés sur la figure 7 sont largement déduits de l'analyse morphologique. Au sud du point d'impact, le mur interne se caractérise par une pente assez régulière de 4 500 à 7 000-7 500 m de profondeur (fig. 8: profils 68, 66, 54, 52). Au bas du mur interne, une ride (6 500-6 600 m), limitée à l'ouest par un replat ou une dépression, surmonte la fosse. Orientée N10°E, légèrement oblique par rapport à la fosse elle s'étend sur plus de 30 km de longueur (fig. 7). Cette ride, dont la largeur diminue vers le Nord, disparaît à 25°58'S (fig. 8: profils 68, 54, 52 et 50). A ce niveau, la gouttière bordant la ride rejoint la fosse qui présente une virgation vers l'Ouest. Nous interprétons cette ride comme une écaille du bas du mur interne, limitée à l'ouest par un accident chevauchant. La morphologie du mur interne du profil 66 diffère fortement de celle des profils situés immédiatement au Sud (n° 68) et au Nord (n° 54). La pente, au-dessus de la ride précédemment décrite, est plus régulière et plus forte. De plus, l'axe de la dépression et le sommet de la ride sont décalés d'environ 1 km vers l'Est et sont plus profonds de 200 à 300 m par rapport aux profils voisins. A ce niveau, la fosse se situe également un peu plus à l'Est et un graben majeur du mur externe s'engage obliquement en subduction. La morphologie et les données de sismique réflexion indiquent qu'une partie de la base du mur interne a glissé, venant remplir le graben de la plaque plongeante (fig. 7 et 8: profil 66).

En allant vers le nord, à l'approche du point d'impact, la pente du bas du mur interne augmente rapidement pour former un escarpement de 2 500 m entre la fosse et un massif en forme de plateau à contre-pente (fig. 8: profils 52, 50, 48, 46 et 44). Ce massif culminant à moins de 4 000 m ne se situe pas directement dans le prolongement de la chaîne de Louisville mais existe déjà à plus de 30 km au Sud-Ouest du point d'impact. Cependant, il est sans aucun doute, lié à la ride puisqu'il apparaît dans la zone d'interaction. Il semble résulter d'écaillages successifs induisant un soulèvement du mur interne lors de l'engagement en subduction du flanc de la ride.

Juste à l'ouest du point d'impact, un dôme circulaire de 7 km de diamètre et culminant vers 5 250 m, surmonte le seuil de la fosse de 300 m (fig. 5 à 7). Sur le profil sismique passant à l'aplomb de cette structure (fig. 8: profil 42), un accident chevauchant apparaît à l'Ouest du dôme alors que de nombreuses diffractions rendent délicate l'interprétation du contact entre ce dôme et le mont sous-marin obstruant la fosse, contact qui correspond latéralement à la frontière des plaques. Sur la base des données de bathymétrie et de sismique réflexion, ce dôme est interprété comme un petit mont sous-marin de la chaîne de Louisville accréte à la base du mur interne.

A l'inverse du domaine sud, le mur interne, au Nord du point d'impact, présente un relief très irrégulier (fig. 5 à 8: profils 38, 36 et 71). Le trait morphologique majeur

correspond à une ride d'environ 2 000 m de dénivelée et culminant à 2 550 m. Cette ride s'allonge sur au moins 25 km selon une direction N-S dans l'extrémité nord-ouest de la zone d'étude. Située dans le prolongement de la chaîne de Louisville, elle pourrait sur de simples critères morphologiques, correspondre soit à un massif volcanique incorporé au mur interne, soit à une portion de mur interne soulevée au-dessus d'un guyot déjà subducté. Au vue des données de magnétisme et de gravimétrie (fig. 9), il apparaît peu probable qu'il s'agisse d'un maillon accrété de la chaîne de Louisville. En effet, bien que cette ride culmine à des profondeurs proches de celles du guyot (2 550 contre 2 000 m), elle induit des anomalies magnétique et gravimétrique relatives beaucoup plus faibles que celles dues au guyot (150-200 nT et 50-60 mgal contre 1 500 nT

et 220-230 mgal). Au pied de cette ride, de 4 000 à 6 000 m de profondeur, le mur interne se caractérise par une morphologie en gradins, contrôlée par des accidents N20°E (fig. 5, 7 et 8 : profils 38, 36, 71). Ces gradins sont, soit inclinés à contre-pente, soit séparés par des dépressions dont les flancs aussi bien occidentaux qu'orientaux correspondent à des escarpements de plusieurs centaines de mètres de hauteur. La morphologie évoque une tectonique en faille normale avec des effondrements vers la fosse. A la base du mur interne (fig. 7 et 8 : profils 38, 36 et 71), des petites structures N20°E parallèles à la fosse, évoquent un maigre prisme d'accrétion développé soit aux dépens d'unités glissées, soit aux dépens de sédiments de la plaque plongeante plus épais aux alentours de la ride de Louisville.

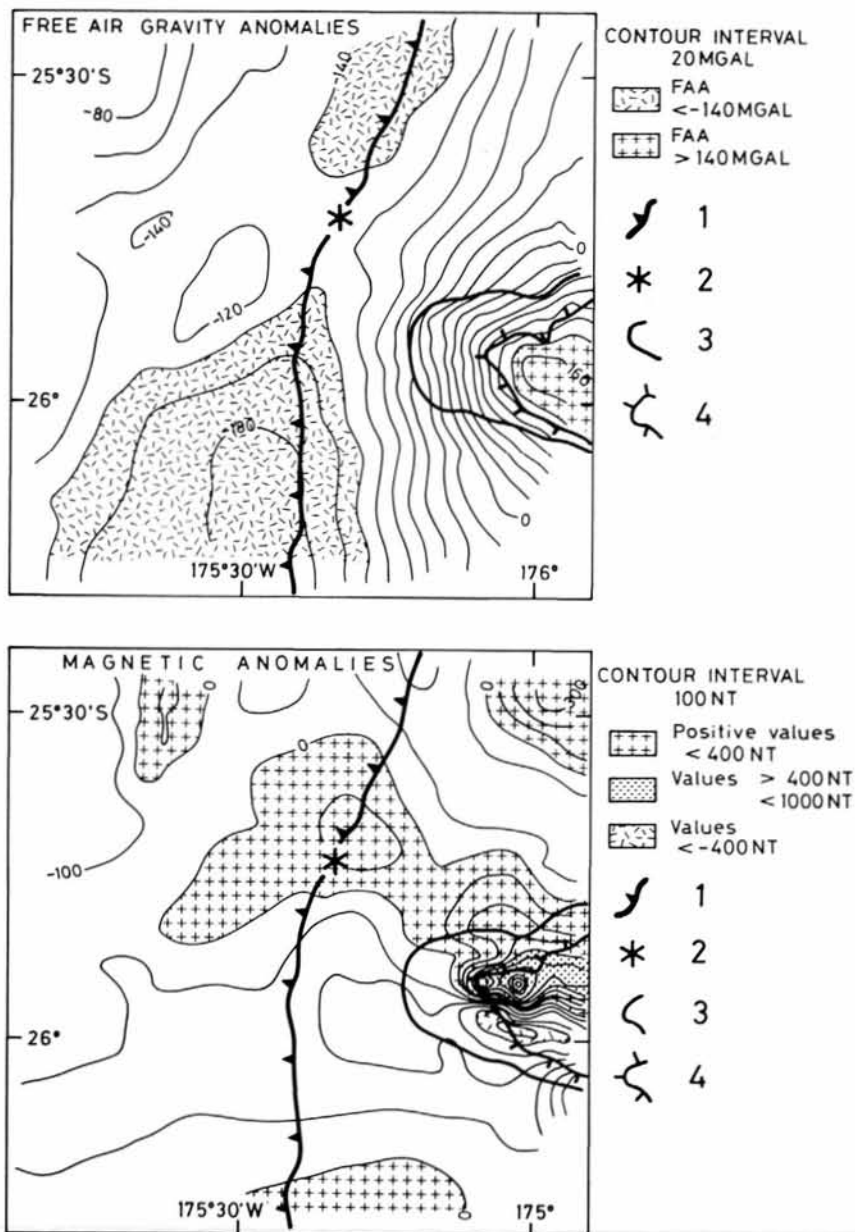


Figure 9

Cartes gravimétrique et magnétique de la zone de jonction ride-fosse. 1 : frontière des plaques, 2 : seuil de la fosse, 3 : contour du guyot Osborn, 4 : limite de la plate-forme sommitale du guyot.

Free air gravity and magnetic anomalies maps of the Louisville ridge-trench junction area. 1 : plate boundary, 2 : sill of the trench, 3 : Osborn guyot contour, 4 : summit plain contour of the guyot.

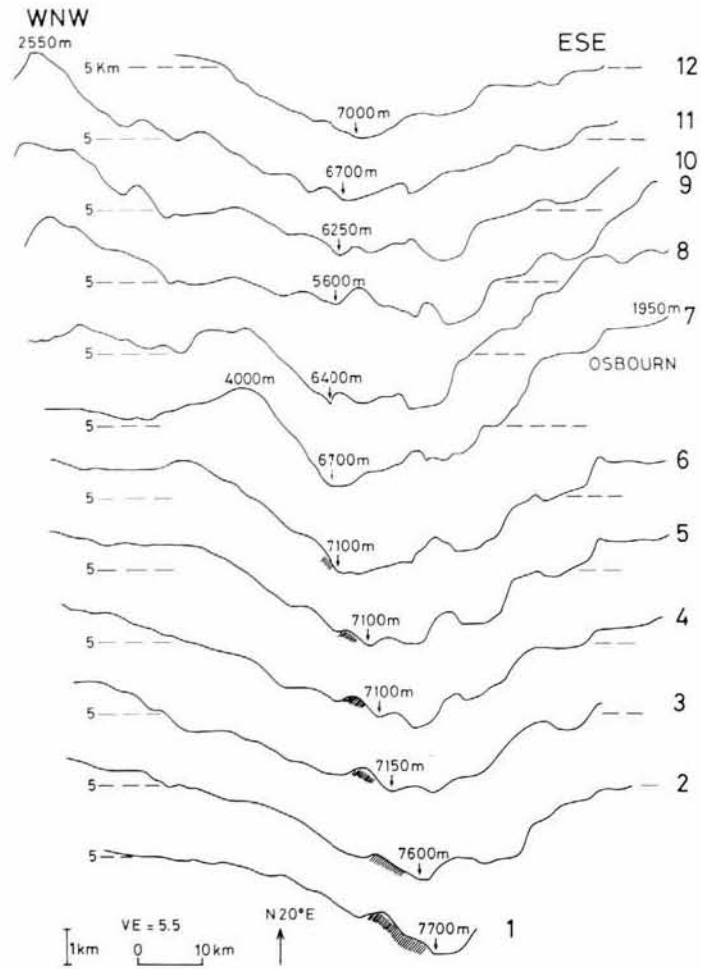


Figure 10

Profils bathymétriques sériés du Sud vers le Nord, à travers la zone de jonction. Les profils ont été tracés d'après la carte Seabeam selon une direction N110°E et alignés selon une direction N20°E parallèlement à la direction générale de la marge des Tonga-Kermadec. La zone hachurée correspond à l'écaïlle du pied du mur interne au Sud du point d'impact.

Bathymetric profiles plotted from south to north across the junction area. Profiles are based on seabeam map, orientated N110°E and aligned on the trend N20°E parallelly to the main direction of the Tonga-Kermadec subduction zone. Hatched zone represents an imbricated unit at the foot of the inner wall, south of intersection point.

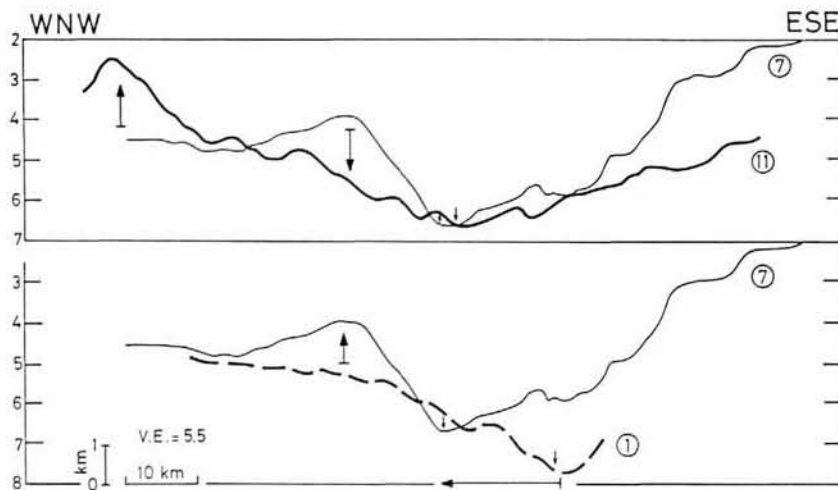


Figure 11

Évolution de la morphologie lors du passage de la ride. Les numéros des profils correspondent à ceux de la figure 10. Un profil situé en face de la ride (numéro 7) a été comparé avec des profils situés respectivement au sud (numéro 1) et au nord (numéro 11) du point d'impact. La fosse est marquée par une petite flèche. Les flèches plus grosses indiquent le soulèvement, l'effondrement et le décalage des structures.

Morphological changes induced by the passage of the ridge. The numbers refer to the profile of the figure 10. A profile in front of the ridge (number 7) is compared with profiles located respectively south (number 1) and north (number 11) of the junction point. Small arrows indicate the position of the trench. Large arrows illustrate the uplift, collapse and shift of the structures.

DISCUSSION

Afin de mieux appréhender les effets du passage de la ride sur la fosse et la morphologie du mur interne, nous avons réalisé une série de 12 profils bathymétriques basés sur la carte Seabeam, perpendiculaires à la direction générale N20°E de la marge des Tonga-Kermadec (fig. 10). Ces profils ont été alignés selon cette direction N20°E afin de pouvoir les comparer et de suivre l'évolution depuis un profil typique au Sud du point d'impact jusqu'à un profil caractéristique au Nord du point de jonction (fig. 11).

Lors de l'engagement de la ride (fig. 10 : profils 1 à 7-8), la fosse devient de moins en moins profonde et migre régulièrement vers l'ouest. Parallèlement, une augmentation de la pente (de 4 à 13°), un soulèvement (1 500 m) et un rétrécissement (17 km) affectent le mur interne (fig. 11). Seul le bas du mur interne est soulevé, le domaine initialement situé vers 4 500 m de profondeur restant stable. Soulèvement et rétrécissement semblent résulter de sous-charriages comme le montre la disparition vers le Nord de l'écaille du bas du mur interne décrite précédemment et représentée sur la figure 10 par des hachures.

Au Nord du point d'impact (fig. 10 : profils 10 à 12), la position de la fosse reste fixe, le bas du mur interne antérieurement soulevé s'effondre alors que la partie plus interne de la pente continentale semble se soulever. Les variations morphologiques suggèrent qu'une onde liée à la subduction de la ride migre vers l'Ouest dans le mur interne, soulèvement et effondrement se succédant en un même lieu (fig. 11).

Juste au point d'impact, nous avons vu qu'un mont de la ride accrété à la base du mur interne pouvait exister. Cependant, cette accretion apparaît limitée aussi bien dans l'espace (petit massif) que dans le temps (effondrement postérieur).

La zone au nord du point d'impact à 24°S

La zone cartographiée se situe juste au Nord de l'intersection entre la fosse et le bord oriental de la ride de Louisville (fig. 2). L'objectif était donc de caractériser les modifications structurales du mur interne immédiatement après le passage de la ride.

LA PLAQUE PLONGEANTE

Drapée par une mince couverture sédimentaire de 0.2 à 0.3 s.t.d., la plaque plongeante est intensément découpée par un réseau de failles normales, la structurant en horsts et grabens (fig. 12 à 15). Ces failles sont orientées N-S à N15°E. Leurs rejets verticaux sont spectaculaires et augmentent vers la fosse. Sur le profil 32 (fig. 15), les trois grabens situés à 43, 29 et 18 km de l'axe de la fosse sont respectivement bordés par des escarpements de 600, 800 et 1 000 m. Les rejets peuvent atteindre jusqu'à 1300 m. Largés d'environ 3 km en moyenne, les grabens peuvent se suivre sur 25 km. Ces structures sont interrompues ou décalées par un second réseau de failles transverses, net-

tement moins visible et orienté N60-70°E (fig. 14). Ce réseau semble correspondre au grain originel de la croûte océanique. En effet, la seule anomalie magnétique, d'environ 200 nT d'amplitude relative, clairement identifiée sur la plaque plongeante est orientée N80°E et rappelle par sa direction celle des failles transverses (fig. 16). Des fractures de direction identique (N70°E) ont également été décrites 50 à 100 km plus au Nord (Lonsdale, 1986).

LA FOSSE

Elle est formée de deux bassins en échelon limités à l'Est par les failles du mur externe et à l'Ouest par un escarpement majeur d'environ 900 m (fig. 12). Le bassin septentrional atteignant plus de 10 000 m de profondeur est orienté N15°E, parallèlement aux horsts et grabens de la plaque plongeante. Le bassin méridional est légèrement moins profond (9 700 m) et allongé N10°E, très légèrement oblique aux escarpements majeurs, ici méridiens, du mur externe (fig. 14). Le seuil entre les deux bassins et les petites inflexions de la fosse apparaissent en face des fractures N60°-70°E du mur externe. La morphologie aussi bien transversale qu'axiale de la fosse est donc largement contrôlée par les structures de la plaque plongeante. L'absence de remplissage sédimentaire important au fond de la fosse suggère que les matériaux provenant d'éboulements le long des flancs très escarpés sont rapidement subductés. Le contact des plaques est marqué par une anomalie gravimétrique de -300 à -240 mgal décalée de 4 km au maximum vers l'Ouest par rapport à l'axe de la fosse (fig. 16).

LE MUR INTERNE

La morphologie du mur interne est gouvernée par deux directions structurales (fig. 14 et 15). La première est orientée N-S à N15°E, parallèlement à la fosse et aux structures du mur externe; elle est soulignée par l'abrupt rectiligne bordant la fosse et par des escarpements de plusieurs centaines de mètres structurant la pente interne en horsts, grabens et gradins souvent inclinés à contre-pente. Des bassins suspendus à faible remplissage sédimentaire jalonnent le pied des escarpements. La morphologie évoque une tectonique en faille normale dont l'orientation semble être guidée par les structures de la plaque inférieure, comme cela a déjà été démontré dans la fosse du Japon (Lallemand *et al.*, 1986). La seconde direction structurale est transverse à la fosse (N120°-130°E); elle est marquée par des petits ressauts à regard nord par lesquels le mur interne s'approfondit du Sud vers le Nord (fig. 13 et 14). En effet, à égale distance de la fosse, la profondeur du mur interne est environ 1 500 m plus grande au Nord qu'au Sud (fig. 12 et 15 : profils A et B). Enfin le dernier trait important du mur interne est la présence de dômes culminant vers 3 700 m de profondeur dans le coin sud-ouest de la zone cartographiée (fig. 12), juste dans le prolongement de la ride de Louisville (fig. 2). En raison de leur forme et de leur localisation, ces structures sont interprétées comme un jalon de la partie septentrionale de la ride déjà subductée.

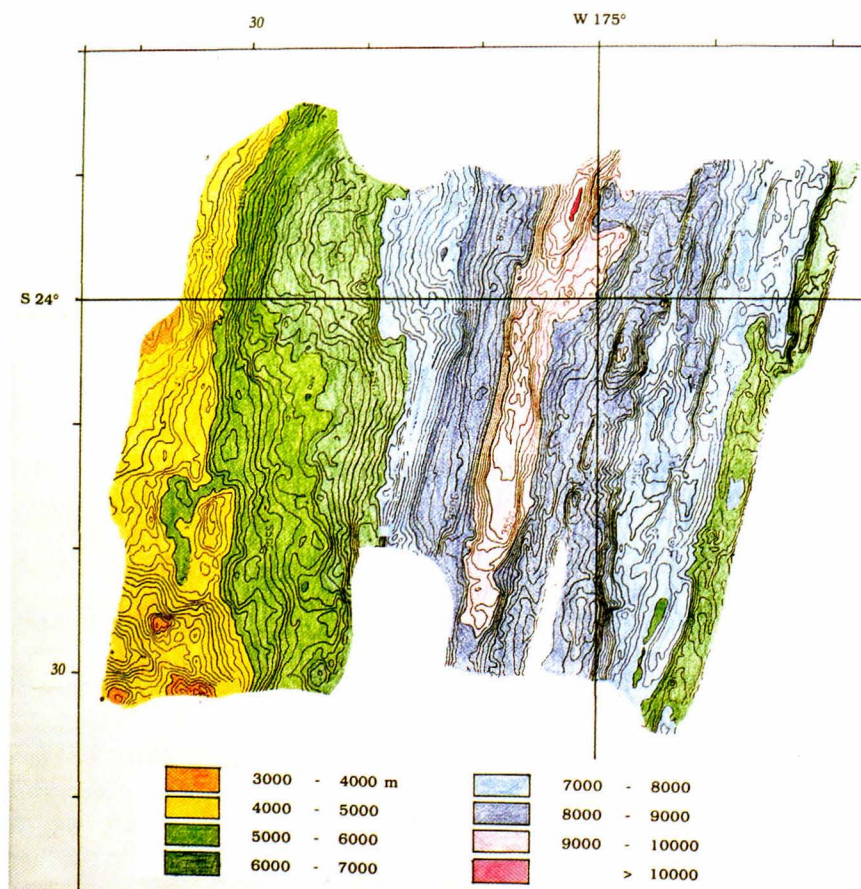


Figure 12

Carte bathymétrique Seabeam du domaine étudié à 24°S, au Nord de la zone de jonction entre la ride de Louisville et la fosse. Isobathes tous les 100 m. Localisation sur la figure 2.
 Seabeam bathymetric map at 24°S north of Louisville ridge-trench junction area. Contour interval is 100 m. Location is in Figure 2.

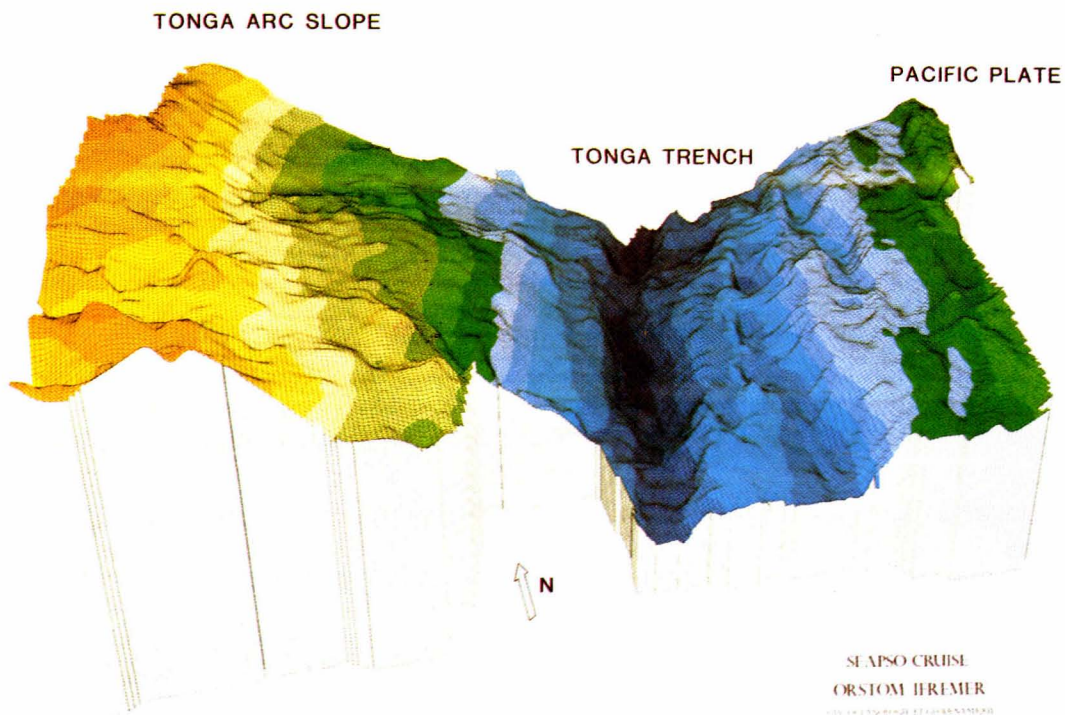


Figure 13

Bloc diagramme réalisé à partir des données Seabeam recueillies à 24°S, au Nord de la zone de jonction, l'observateur regarde vers le NNE (N15°E). L'exagération verticale est de 5, la dimension de la maille de 400 m, l'angle de plongement de la vue de 30°. Une plage de couleur équivaut à 400 m. Mesh diagram of the Seabeam bathymetry north of the junction area. The observer looks toward the NNE (N15°E). Vertical exaggeration is 5. Angle of vision is 30°. Size of a mesh is 400 m. A color represents 400 m.

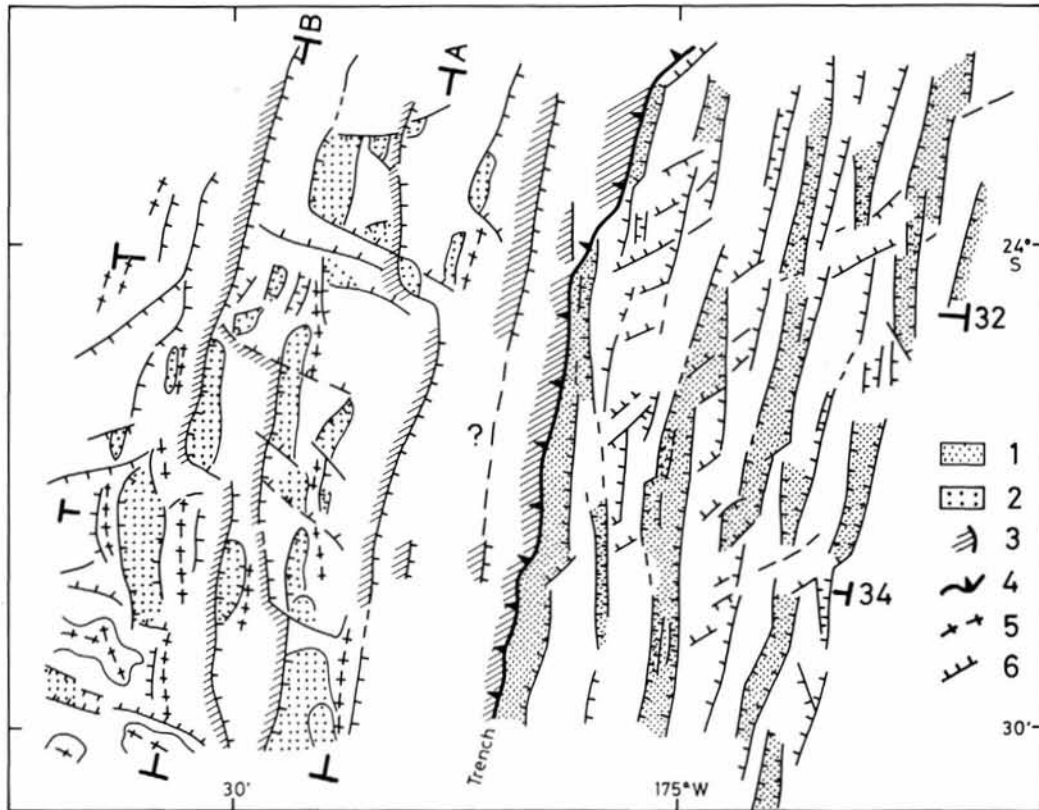


Figure 14

Carte structurale de la zone d'étude à 24°S. 1 : principaux grabens du mur externe, 2 : principales dépressions et terrasses de la pente interne, 3 : escarpements majeurs de la pente interne, 4 : chevauchement principal au pied du mur interne, 5 : rides, 6 : failles normales.
Structural map of the study area at 24°S. 1 : major bending-induced grabens on trench outer slope, 2 : major basins and terraces on inner slope, 3 : major scarps on inner trench slope, 4 : main thrust at foot of trench inner wall, 5 : structural highs, 6 : normal faults.

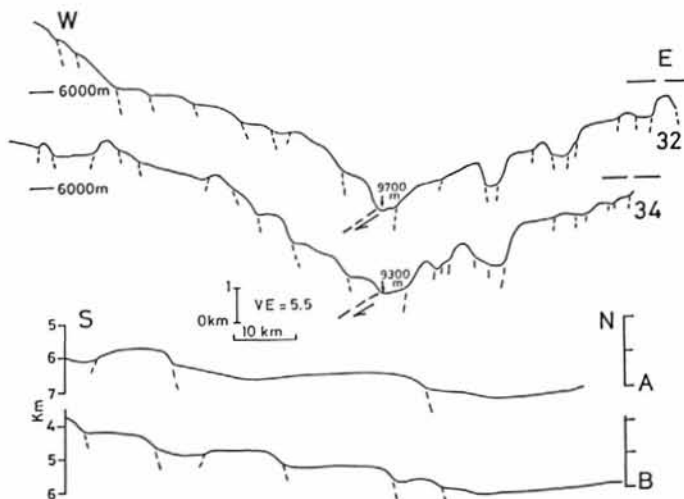


Figure 15

Profils bathymétriques E-W (32,34) et N-S (A,B) à travers la zone d'étude à 24°S, montrant en particulier la morphologie en horsts et grabens de la plaque plongeante ainsi que la morphologie en gradins et l'approfondissement vers le Nord de la pente interne. Localisation des profils sur la figure 14.
E-W (32,34) and N-S (A,B) bathymetric profiles across the study area at 24°S, showing the horsts and grabens morphology of the outer slope and the stepped morphology and the deepening toward the north of the inner slope. Location of profiles is in Figure 14.

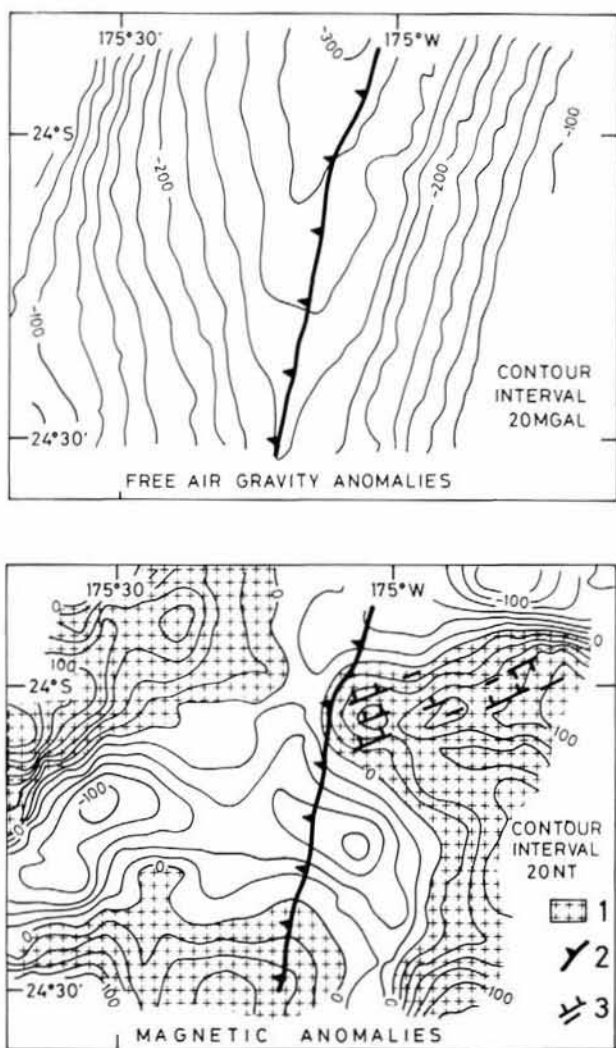


Figure 16

Cartes gravimétrique et magnétique de la zone d'étude à 24°S. 1 : anomalie magnétique positive, 2 : frontière des plaques, 3 : fractures transverses caractérisant probablement le grain originel de la croûte océanique. Free air gravity and magnetic anomalies maps of the study area at 24°S. 1 : positive magnetic anomalies, 2 : plate boundary, 3 : transverse faults that probably indicate the original structure of the oceanic crust.

DISCUSSION

Les données morphostructurales vers 24°S suggèrent un effondrement du mur interne le long de failles parallèles et transverses à la fosse. Des fractures transverses de même direction ont également été décrites dans la plateforme tongienne et mises en relation avec le passage de la ride (Dupont et Herzer, 1985). Ce domaine situé immédiatement au Nord de l'intersection fosse – bord oriental de la ride correspond au segment le plus profond de la fosse des Tonga, à un large recul vers l'Ouest de l'axe de la fosse (fig. 2) ainsi qu'à la partie la plus pentue du mur interne (fig. 3 : profils GEO 321 et E 306). Il est donc proposé comme l'ont déjà fait Lonsdale (1986), Pontoise *et al.* (1986), Pelletier (1989) et Ballance *et al.* (1989), que le passage de la ride induit dans son sillage un ef-

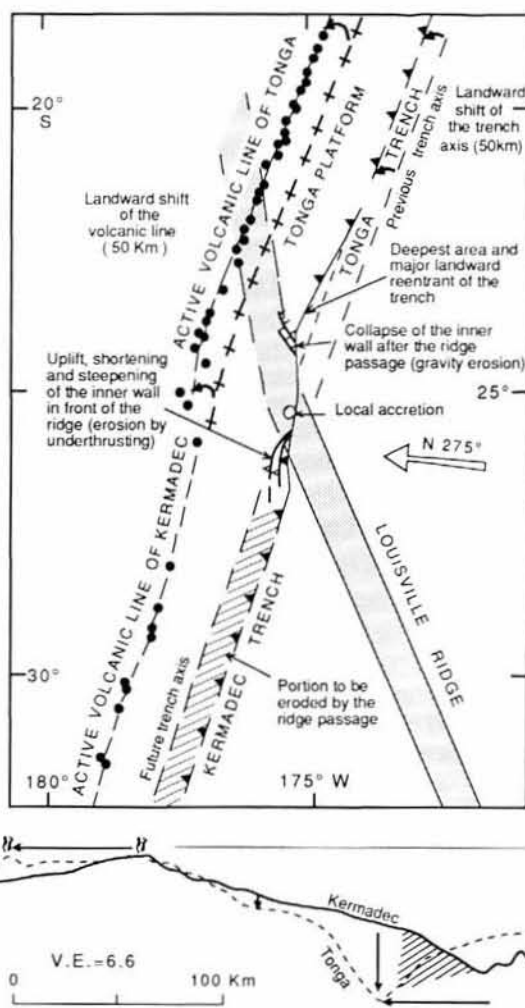


Figure 17

Schéma illustrant en carte et en coupes les effets de la subduction de la ride oblique de Louisville sur la morphologie et la structure de l'arc insulaire des Tonga-Kermadec. Les flèches vers le bas et vers la gauche sur les coupes indiquent l'effondrement du mur interne et le recul vers l'Ouest de la fosse et de l'arc actif. La partie hachurée représente la partie du mur interne destinée à être érodée.

Schematic model (map and cross sections) showing the effects of the subduction of the oblique Louisville ridge on the morphology and structure of the Tonga-Kermadec island arc. Downward and leftward arrows on the cross sections indicate collapse and landward retreat of the trench and the active volcanic arc. Hatched zone indicates the portion of the inner wall to be eroded.

fondement rapide du mur interne. L'absence de dépôt sédimentaire dans la fosse indique que les produits d'éboulements sont rapidement subductés. La taille gigantesque des grabens du mur externe à ce niveau (fig. 13) favorise l'érosion du mur interne et le recul de la fosse vers l'arc.

CONCLUSION

Il est proposé que les différences morphologiques et les relations spatiales entre les marges des Tonga et des Kermadec résultent de la subduction de la ride oblique de Louisville (fig. 17). Deux profils typiques, l'un de la marge des Kermadec et l'autre de celle des Tonga, respectivement situés avant et après le passage de la ride et

alignés selon la direction générale de la zone de convergence, illustrent les effets du passage de la ride : érosion du bas du mur interne, subsidence de la moitié inférieure de la pente interne, maintien en position élevée de la plateforme tongienne, migration vers l'Ouest de la fosse et de l'arc actif. La ride de Louisville provoque un certain retard à la flexion de la plaque plongeante, ce qui génère lors de la subduction un retrait vers l'Ouest de la fosse et consécutivement un retrait identique de la ligne volcanique. En effet le guyot Osbourn se situe bien à l'Ouest du prolongement du mur externe de la fosse des Kermadec (fig. 2). La fosse des Tonga est décalée, comme l'arc actif, d'environ 50 km vers l'Ouest par rapport à celle des Kermadec. En outre, le rétrécissement entre le bassin de Lau et les fossés du Havre se situe à la latitude du point de jonction ride-fosse. Il est ainsi possible que la subduction de la ride inhibe localement l'ouverture arrière-arc. Le passage oblique de la ride provoque des processus tectoniques s'accompagnant d'érosion de part et d'autre du point d'impact : rabotage en avant et effondrement en arrière (fig. 17).

Lors de l'engagement du flanc ouest de la ride, l'axe de la fosse des Kermadec orienté N20°E prend une direction N-S. La fosse devient de moins en moins profonde (8 300 à 5 500 m) et migre progressivement vers l'arc. Ce retrait vers l'Ouest de la fosse visible sur la carte Seabeam réalisée à la jonction ride-fosse est d'environ 15 km mais atteint 45 km depuis la terminaison N20°E de la fosse des Kermadec jusqu'au point d'impact (fig. 2). Parallèlement, des chevauchements, orientés N-S et induits par la poussée latérale de la ride, affectent le bas du mur interne qui se rétrécit et se soulève. Le bas de la marge est ainsi écaillé, poussé et sous-charrié au front du flanc ouest de la ride qui subducte en balayant la fosse. D'ailleurs la portion de mur éliminée entre le profil des Tonga et celui des Kermadec a une dénivelée qui est du même ordre de grandeur (3 000-3 500 m) que celle observée entre le sommet du guyot Osbourn (2 000 m) et le fond océanique environnant (5 000-5 500 m), le seuil de la fosse (5 500 m) étant aussi 3 000-3 500 m au-dessus de la profondeur moyenne (8 500-9 000 m) de cette dernière. La taille de la portion érodée apparaît liée à la hauteur du relief passant en subduction et à l'angle de la pente du mur interne. L'accrétion sub-crustale sous la marge des matériaux du bas du mur interne rabotés et poussés au front de la ride expliquerait le maintien en position élevée de la plateforme tongienne.

Immédiatement après le passage de la ride, le mur interne s'effondre le long de fractures parallèles et transverses à la fosse. Le retrait et la profondeur de la fosse sont en effet maximum juste au nord de l'interaction fosse-flanc oriental de la ride. Effondrement, glissement gravitaire et érosion sont nécessaires pour expliquer cette virgation de l'axe de la fosse vers l'Ouest. Ces processus apparaissent guidés et favorisés par les horsts et grabens spectaculaires du mur externe passant en subduction. Plus au Nord, la fosse des Tonga est moins profonde et légèrement déplacée vers l'Est. Le recul majeur de la fosse vers 24°S correspond donc à un profond déséquilibre lié au passage du bord est de la ride, le bas du mur interne d'abord raboté au front de la ride puis «porté» par la ride s'effondrant brusquement et la fosse étant déportée trop loin vers l'arc.

La ride de Louisville surmontant la croûte océanique d'environ 3 500 m subducte sans provoquer d'accrétion importante. Entre les deux zones cartographiées par Seabeam, un profil multitrace montre en effet un fort réflecteur sismique visible sur 10 km de distance, pendant faiblement vers l'arc et situé à 2-3 km de profondeur sous le mur interne (Scholl *et al.*, 1987; Ballance *et al.*, 1989). Ce réflecteur est interprété par ces auteurs comme le toit d'un guyot de la ride déjà subducté. Ce mont sous-marin semble être en grande partie absorbé tel quel, sans être découpé. Cependant des indices d'accrétion existent également : dôme au pied de la fosse en face du point d'impact (fig. 7) et débris de sédiments pélagiques datés du Crétacé supérieur et dragués à la base du mur interne au Nord de la zone d'impact (Scholl *et al.*, 1987, Ballance *et al.*, 1989). Cette accrétion est toutefois temporaire puisque effondrement et érosion gravitaire apparaissent ensuite.

Remerciements

Nous remercions vivement le Commandant et l'équipage du N/O Jean Charcot, B. Pontoise (Chef de mission) et toute l'équipe scientifique de la campagne Seapso 5, M. Monzier pour la relecture du manuscrit, J. Butscher pour la réalisation des dessins et J. Le Gat pour les travaux de dactylographie. Nous remercions également les trois correcteurs d'*Oceanologica Acta* dont J.A. Malod pour leurs critiques constructives.

REFERENCES

Ballance P.F., D.W. Scholl, T.L. Vallier, A.J. Stevenson, H. Ryan, R.H. Herzer (1989). Subduction of a late Cretaceous seamount of the Louisville ridge at the Tonga trench : a model of normal and accelerated tectonic erosion. *Tectonics*, **8**, 5, 953-962.
Cadet J.P., K. Kobayashi, J. Aubouin, J. Boulègue, J. Dubois, R. von Huene, L. Jolivet, J. Kanazawa, K. Koizumi, S. Lallemand, Y. Nakamura, G. Pautot, K. Suyehiro, S. Tani, H. Tokuyama, T. Yamazaki (1987). The Japan trench and its juncture with the Kuril trench : cruise results of the Kaiko project, Leg 3, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **83**, 267-284.

Cherkis N.Z. (1980). Aeromagnetic investigations and sea floor spreading history in the Lau basin and north Fiji basin, *UN ESCAP, CCOPISO-PAC Tech. Bull.*, **3**, 37-45.
Cole J.W., K.B. Lewis (1981). Evolution of the Taupo-Hikurangi subduction system, *Tectonophysics*, **72**, 1-21.
Collot J.Y., M.A. Fisher (1989). Formation of forearc basins by collision between seamounts and accretionary wedges : an example from the New Hebrides subduction zone, *Geology*, **17**, 930-933.
Collot J.Y., M.A. Fisher. The collision zone between the north d'Entrecasteaux ridge and the New Hebrides island arc : part I morphology and shallow structures, *J. geophys. Res.*, sous presse.

- Cunningham J.K., K.J. Anscombe (1985). Geology of 'Eua and other islands, Kingdom of Tonga. in: *Geology and offshore resources of Pacific islands arcs - Tonga region*, D.W. Scholl et T.L. Vallier, eds., Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Science Series*, 2, 221-257.
- Daniel J., J.Y. Collot, M. Monzier, J. Butscher, C. Deplus, J. Dubois, M. Gerard, P. Mailliet, V. Renard, J.C. Temakon (1986). Subduction et collision le long de l'arc des Nouvelles-Hébrides (Vanuatu) : résultats préliminaires de la campagne SEAPSO (Leg I, C. R. Acad. Sci. Paris, 303, 9, 805-810.
- Davey F.J. (1980). The monowai seamount : an active submarine volcanic centre on the Tonga - Kermadec ridge, *N.Z.J. Geol. Geophys.*, 23, 4, 533-536.
- Duncan R.A., T.L. Vallier, D.A. Falvey (1985). Volcanic episodes at 'EUA, Tonga island, in Scholl D.W. et Vallier T.L., eds., "Geology and offshore resources of Pacific islands arcs - Tonga region", Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Science Series*, 2, 281-290.
- 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. Sci. Paris*, 289, 245-248.
- Dupont J. (1982). Morphologie et structures superficielles de l'arc insulaire des Tonga-Kermadec, in «Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique», Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa, *Trav. et Doc. ORSTOM Paris*, 147, 263-282.
- Dupont J., R.H. Herzer (1985). Effect of subduction of the Louisville Ridge on the structure and morphology of the Tonga Arc, in Scholl D.W. and Vallier T.L., eds., *Geology and offshore resources of Pacific Island arcs, Tonga region* - Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Science Series*, 2, 323-332.
- Ewart A., W.B. Bryan (1972). Petrography and geochemistry of the igneous rocks from 'Eua, Tonga Islands. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 3281-3298.
- Ewart A., R.N. Brothers, A. Mategon (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, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2, 205-250.
- Fisher M.A., J.Y. Collot, G.L. Smith (1986). Possible causes for structural variation where the New Hebrides island arc and the d'Entrecasteaux zone collide, *Geology*, 14, 951-954.
- Fryer P., N. Smoot (1985). Processes of seamount subduction in the Mariana and Izu-Bonin trenches, *Marine Geology*, 64, 77-90.
- Gnibidenko H.S., G.I. Anosov, V.V. Argentov, I.K. Pushchin (1985). Tectonics of the Tonga-Kermadec trench and Osborn seamount junction area, *Tectonophysics*, 112, 357-383.
- Hawkins J.W., D.A. Falvey (1985). Petrology of andesitic dikes and flows from 'Eua, Tonga, in Scholl D.W. and Vallier T.L., eds., "Geology and offshore resources of Pacific Island arcs, Tonga region" - Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Science Series*, 2, 269-279.
- Hawkins J.W., P.F. Lonsdale, R. Batiza (1987). Petrologic evolution of the Louisville seamount chain, in "Seamounts, islands and atolls", edited by B. Keating, P. Fryer, R. Batiza and G.W. Bocklert, *AGU*, Washington D.C., *Geophys. Monogr. ser.*, 43, 235-254.
- Herzer R.H., N.F. Exon (1985). Structure and basin analysis of the southern Tonga forearc, in Scholl D.W. and Vallier T.L., eds., "Geology and offshore resources of Pacific Island arcs, Tonga region" - Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Science Series*, 2, 55-73.
- Isacks B.L., J. Oliver, L.R. Sykes (1968). Seismology and the new global tectonics, *J. Geophys. Res.*, 73, 5855-5899.
- Kobayashi K., J.P. Cadet, J. Aubouin, J. Boulègue, J. Dubois, R. von Huene, L. Jolivet, J. Kanazawa, K. Koizumi, S. Lallemand, Y. Nakamura, G. Pautot, K. Suyehiro, S. Tani, H. Tokuyama, T. Yamazaki (1987). Normal faulting of Daiichi Kashima seamount in the Japan trench revealed by the Kaiko 1 cruise, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 83, 257-266.
- Kodama K. (1987). A possible model for evaluating the topographic and mechanical effects of subducted oceanic plate with irregular surface, *J. Geodynamics*, 7, 79-90.
- Kroenke L.W., S.L. Tongilava (1975). A structural interpretation of two seismic profiles across the Tonga arc, *UN ESCAP CCOP/SOPAC South Pacific, Marine Geology Notes*, 1, 9-15.
- Kroenke L.W., C. Jouannic, P. Woodward (1983). Bathymetry of the Southwest Pacific. Chart 1 of the geophysical atlas of the Southwest Pacific, sheet 2, CCOP/SOPAC.
- Lallemand S., J.P. Cadet, L. Jolivet (1986). Mécanisme de tectogenèse à la base du mur interne de la fosse du Japon (au large de Sanriku, Japon NE) : rejeu des failles océaniques sous la marge, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, 6, 319-324.
- Lallemand S., N. Chamot-Rooke (1986). Sur la cause du décrochement senestre entre les fosses du Japon et des Kouriles : subduction-collision d'un ancien volcan sous-marin, *C. R. Acad. Sci.* 303, 16, 1443-1448.
- Lallemand S., X. Le Pichon (1987). The Coulomb wedge model applied to the subduction of seamount in the Japan trench, *Geology*, 15, 1065-1069.
- Lallemand S., R. Culotta, R. von Huene (1989). Subduction of the Daiichi Kashima seamount in the Japan trench, *Tectonophysics*, 160, 231-247.
- Lallemand S., J.Y. Collot, B. Pelletier, C. Rangin, J.P. Cadet (1990). Impact of oceanic asperities on the tectogenesis of modern convergent margins, *Oceanologica Acta*, ce volume, 17-30.
- Lonsdale P. (1986). A multibeam reconnaissance of the Tonga trench axis and its intersection with the Louisville guyot chain, *Marine Geophys. Res.*, 8, 295-327.
- Lonsdale P. (1988). Geography and history of the Louisville hotspot chain in the southwest Pacific. *J. Geophys. Res.*, 93, 3078-3104.
- Malahoff A., R.H. Feden, H.S. Fleming (1982). Magnetic anomalies and tectonic fabric of marginal basins north of the New Zealand, *J. Geophys. Res.*, 87, 4109-4125.
- Monzier M., J. Daniel, P. Mailliet (1990). La collision «ride des Loyauté - arc des Nouvelles-Hébrides» (Pacifique sud-ouest), *Oceanologica Acta*, ce volume, 43-56.
- Ozima M., I.Kaneoka, S. Aramaki (1970). K-Ar ages of submarine basalts dredged from seamounts in the western Pacific area and discussion of oceanic crust, *Earth Planet Sci. Lett.*, 8, 237-249.
- Pelletier B., R. Louat (1989). Mouvements relatifs des plaques dans le sud-ouest Pacifique, *C. R. Acad. Sci.*, 308, 123-130.
- Pelletier B. (1989). Tectonic erosion and consequent retreats of the trench and active volcanic arc due to the Louisville ridge subduction in the Tonga-Kermadec trench, *International Geological Congress*, Washington, July 9-19, 1989, 2, 591.
- Pelletier B., J. Dupont (1990). Erosion, accretion, extension arrière-arc et longueur du plan de subduction le long de la marge active des Kermadec, Pacifique Sud-Ouest, *C. R. Acad. Sci.*, 310, 1657-1664.
- Pontoise B., G. Latham (1982). Etude par réfraction de la structure interne de l'arc des Tonga, in : Contribution à l'étude géodynamique du sud-ouest Pacifique, *Trav. et Doc. ORSTOM, Paris*, 147, 283-291.
- Pontoise B., B. Pelletier, J. Aubouin, N. Baudry, R. Blanchet, J. Butscher, P. Chotin, M. Diamant, J. Dupont, J.P. Eissen, J. Ferrière, R. Herzer, A. Lapouille, R. Louat, L. d'Ozouville, S. Soakai, A. Stevenson (1986). La subduction de la ride de Louisville le long de la fosse des Tonga : premiers résultats de la campagne Seapso (Leg V), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 303, 10, 911-918.
- Scholl D.W., T.L. Vallier, G.H. Packham (1985). Framework geology and resources potential of southern Tonga platform and adjacent terranes - a synthesis, in : *Geology and offshore resources of Pacific Island arcs, Tonga region* - Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, D.W. Scholl and T.L. Vallier, eds., *Earth Science Series*, 2, 457-488.
- Scholl D.W., H.F. Ryan, J. Stevenson, T.L. Vallier, R.H. Herzer, P.F. Ballance, D.G. Tappin, P.A. Cawood (1987). Acoustic image of an underthrust guyot (?), Louisville ridge - Tonga trench collision zone - implications for whole-size initial subduction of large seamounts, *EOS*, 168, 44, 1445 (abstract).
- Smoot N.C. (1983). Multi-beam surveys of the Michelson ridge guyots : subduction or obduction ? *Tectonophysics*, 99, 363-380.
- Sykes L.R. (1966). The seismicity and deep structure of island arcs, *J. Geophys. Res.*, 71, 2981-3006.
- Vallier T.L., A.J. Stevenson, D.W. Scholl (1985). Petrology of igneous rocks from Ata island, Kingdom of Tonga, D.W. Scholl and T.L. Vallier eds., in : *Geology and offshore resources of Pacific Island arcs, Tonga region*, Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Science Series*, 2, 301-316.
- Watts A.B., J.K. Weisell, R.A. Duncan, R.L. Larson (1988). Origin of the Louisville ridge and its relationship to the Eltanin fracture zone system, *J. Geophys. Res.*, 93, 3051-3077.
- Weissel J.K. (1977). Evolution of the Lau basin by growth of small plates, in : *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins*, M. Talwani and W.C. Pittman III, eds., M. Ewing series, *AGU*, 1, 429-436.
- Yamazaki T., Y. Okamura (1989). Subducting seamounts and deformation of overriding forearc wedges around Japan, *Tectonophysics*, 160, 207-229.