

5

SISMICITÉ DE L'ARC DES TONGA-KERMADEC

Par Rémy LOUAT et Jacques DUPONT

INTRODUCTION

Le phénomène de subduction a été mis en évidence par l'interprétation des données de sismologie sur l'arc des Tonga-Kermadec (OLIVER and ISACKS, 1967 ; ISACKS *et al.*, 1968, 1969). Les foyers sismiques y dessinent en effet une zone continue et étroite et s'étagent entre 0 et 700 km de profondeur. Dans cette zone, les ondes sismiques sont peu atténuées et ont des vitesses rapides alors que dans l'asthénosphère environnante et surtout en arrière de l'arc, seules les ondes sismiques basse-fréquence parviennent aux stations sismologiques locales. Les mécanismes focaux des séismes superficiels étant, dans la plupart des cas des mécanismes de chevauchement, les auteurs ont été conduits à admettre le plongement de la plaque Pacifique sous l'arc des Tonga-Kermadec et créer ainsi le concept de phénomène de subduction dans le cadre de la tectonique des plaques.

La faible densité des stations sismiques locales, due à la répartition des îles, n'a pas permis à la sismologie de faire progresser sensiblement nos connaissances sur le détail des structures de l'arc insulaire et sur le mécanisme de subduction.

Les seules données nouvelles dont nous disposons sont les caractéristiques des séismes publiés par les bulletins récents. Ne disposant que d'un temps d'observation plus grand, nous essaierons, en sélectionnant les événements les plus sûrs, de réinterpréter la sismicité afin d'apporter des directions de recherche nouvelles sur l'arc des Tonga-Kermadec.

LOCALISATION DES SÉISMES DES TONGA-KERMADEC

Nous avons vu dans l'étude des Nouvelles-Hébrides que pour obtenir une bonne précision sur le calcul des coordonnées géographiques d'un épicycle, il suffisait que les stations sismologiques lointaines aient une bonne répartition en azimut et en distance. De même, nous avons vu qu'une détermination correcte de la profondeur des séismes intermédiaires reposait sur un bon échantillonnage de stations sismiques réparties entre les distances épicycliques 0 et 20 degrés.

Pour un séisme intermédiaire des Tonga-Kermadec (Fig. V-24 A et B), nous avons dans le meilleur des cas trois stations entre 0 et 10 degrés dont une (Raoul Island) à une distance inférieure à deux degrés. Entre 10 et 20 degrés, les séismes des Kermadec auront un bon échantillonnage de stations à cause de la présence des réseaux néo-zélandais et ORSTOM (Nouvelle-Calédonie et Nouvelles-Hébrides). Par contre, pour les séismes des Tonga les stations des réseaux sont au mieux à 18 degrés donc peu susceptibles d'apporter des informations sur la profondeur du foyer.

A l'inconvénient de la faible densité des stations sismiques entre 0 et 20° s'ajoutent les perturbations dans les temps de propagation provoquées par les structures locales (lithosphère subductée - bassin arrière-arc). Entre les stations locales installées le long de l'arc qui auront tendance à être très en avance à cause de la lithosphère subductée et les stations en arrière de l'arc qui présenteront des O-C fortement positifs, le calcul de la profondeur sera un compromis basé, le plus souvent, sur les stations les plus lointaines. Les stations avec une bonne amplification (125.000 à 1 seconde) et qui ne présentent pas de perturbation dans les temps de propagation sont les stations polynésiennes situées dans le meilleur des cas à 22 degrés des Tonga-Kermadec alors qu'aux Nouvelles-Hébrides dans les conditions les plus défavorables les stations néo-calédoniennes sont à une distance de 10 degrés.

Le séisme du 10 avril 1970 (Fig. V-24 B) met en évidence les problèmes de détermination de la profondeur des séismes intermédiaires des Kermadec tant les résidus aux stations proches sont importants : + 3,8 ; + 4,8 ; - 4,4 ; + 5,6 ; - 3,9 ; - 1,9 ; - 1,0 ; + 5,9 ; - 6,4 ; - 11,9 ; - 9,0 ; - 7,4 ; + 5,0 ; - 4,7 ; + 3,8 ; + 4,9 ; + 0,8 ; + 2,4 ; - 9,5 ; - 1,8 ; - 4,5. Le bulletin indique une profondeur de 148 ± 9 km ; dans la mesure où ce chiffre est issu de la moyenne des résidus précédents et des données des stations lointaines, l'écart de 9 km semble sous-estimé.

Comme la détermination des profondeurs aux Tonga-Kermadec est moins précise qu'aux Nouvelles-Hébrides, nous ne donnerons une signification à un groupe de séismes intermédiaires qu'en fonction du contexte local. En outre, nous nous limiterons aux séismes déterminés par plus de 100 stations alors qu'aux Nouvelles-Hébrides nous avons choisi le nombre de 50 stations.

LES SÉISMES PROFONDS : 400 A 700 KM

Pour étudier l'épaisseur de la zone sismique et son pendage, il est d'usage d'interpréter des coupes sur lesquelles les séismes sont positionnés en fonction de leur profondeur et de leur distance à un axe qui est presque toujours la ligne géographique tracée par la fosse. Adopter cet axe pour l'étude des séismes profonds des Tonga-Kermadec reviendrait à affirmer que la direction de la subduction n'a pas

varié depuis le début du phénomène estimé à 50 M.A. environ d'après les études de géologie, or la localisation des séismes profonds peut être matérialisée par plusieurs lignes courbes qui n'ont aucun rapport avec les directions induites par les fosses aux Kermadec, aux Tonga et aux Samoa. Nous avons constaté qu'en adoptant pour les coupes une direction sensiblement est-ouest (Fig. V-25), une forme cohérente de la zone de Benioff en milieu profond se dégage entre 35° et 23° Sud (Fig. V-26). Nous pouvons remarquer tout d'abord que l'épaisseur de la zone de Benioff est trop forte pour qu'on puisse associer cette zone à un seul milieu subducté.

Les auteurs (MINSTER *et al.*, 1974; PACKHAM and ANDREWS, 1975) ayant situé le pôle de rotation actuel approximativement vers 60° S et 180°, la vitesse de convergence des plaques Pacifique et Indo-australienne est, à la latitude du sud des Kermadec, la moitié (4.7 cm/an, LE PICHON, 1968) de ce qu'elle est au nord des Tonga (9.1 cm/an, LE PICHON, 1968). Nous étudierons les séismes profonds d'abord dans le sud puisque l'on doit s'attendre à y trouver le milieu subducté le plus court donc, a priori, le plus simple.

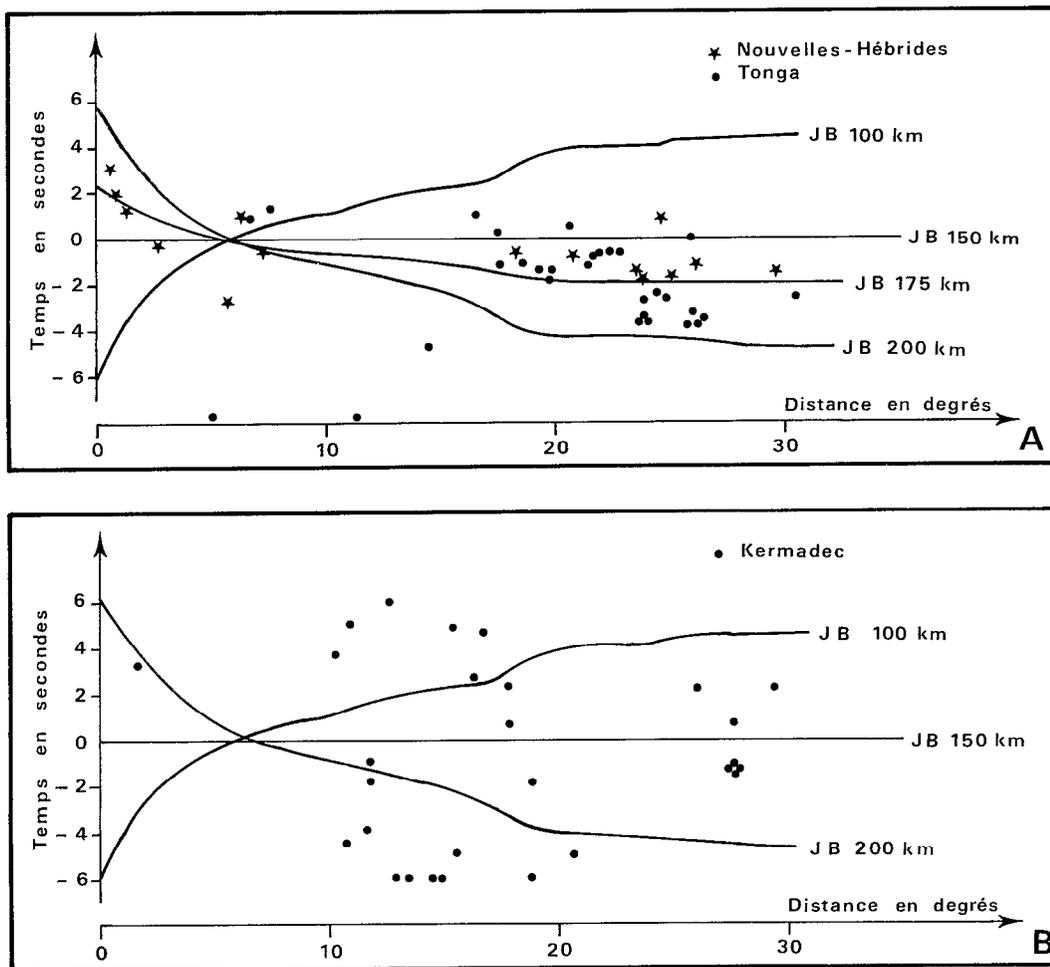


Fig. V-24 A. Représentation relative des temps de propagation d'ondes P pour des épicentres situés à des profondeurs de 100, 150, 175 et 200 km (Tables de Jeffreys-Bullen). Des données tirées des Bulletins ISC ont été rajoutées à ces courbes : les points noirs caractérisent un séisme des Tonga (15 janvier 1972, 18°33S - 174°59W, H = 171 km, Mb = 5,6, 220 obs.) tandis que les étoiles matérialisent un séisme des Nouvelles-Hébrides (01 août 1970, 15°24S - 167°64E, H = 178 km, Mb = 4,8, 52 obs.). On peut remarquer qu'entre 0° et 15° il y a 7 points caractérisant la profondeur du séisme des Nouvelles-Hébrides alors que pour les Tonga il n'y a que 5 points très dispersés.

B. Même représentation pour un séisme des Kermadec (10 avril 1970, 27°56S - 177°85W, H = 148 ± 9 km, Mb = 5,5, 220 obs.). On remarquera ici l'extrême dispersion des points donnés par les stations néo-zélandaises et ORSTOM. Entre 0° et 10° le seul point existant est une donnée de l'observatoire de Raoul Island, le trajet effectué par le rai est alors entièrement dans le milieu subducté.

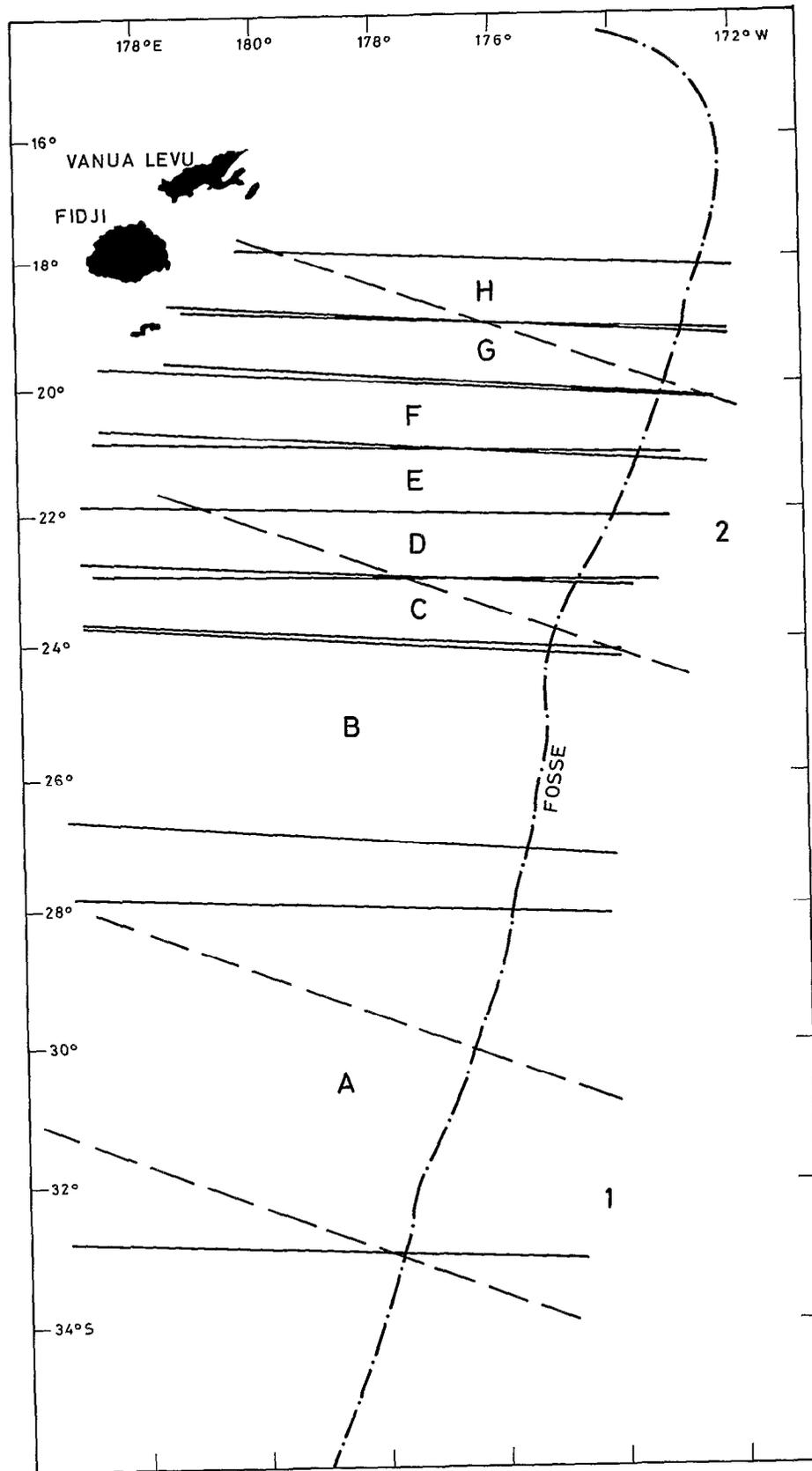


Fig. V-25 . Localisation des coupes sismiques sur les arcs Tonga et Kermadec. De A à H les coupes sont approximativement EW. Les coupes 1 et 2 regroupent les séismes des Kermadec et des Tonga, elles sont orientées SE-NW et perpendiculaires aux fosses.

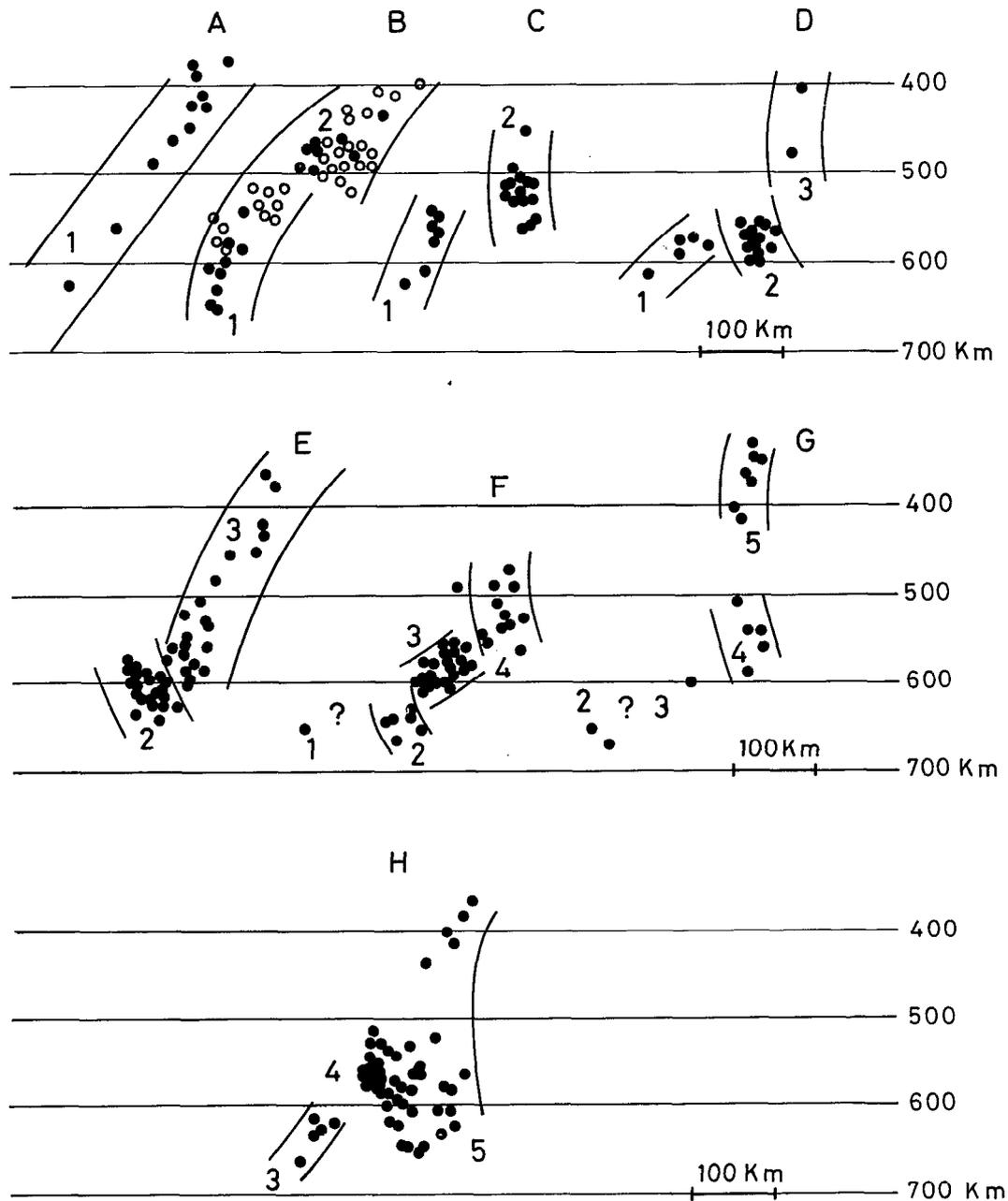


Fig. V-26 . Interprétation des coupes sismiques de A à H.

Interprétation des coupes

La coupe A (Fig. V-26) nous montre qu'entre 400 km et 650 km, le plan de Benioff est rectiligne avec un pendage de l'ordre de 60° . Cette coupe bien que caractérisée par peu d'événements malgré l'aire importante qu'elle recouvre (Fig. V-25), semble décrire la zone de Benioff non perturbée par un blocage de la subduction en profondeur. Sur la coupe B (points noirs), la profondeur de 700 km est atteinte, la zone de Benioff tend alors à s'incurver entre 400 et 500 km et l'extrémité de la zone sismique est verti-

cale entre 500 et 700 km. Plus au nord, le milieu subducté s'allonge encore, il y a alors coupure de celui-ci au niveau 500 km puis plongement de la nouvelle extrémité en arrière du premier tronçon avec un très fort pendage (coupe B points blancs et coupes C et D). Cette déchirure et ce nouveau plongement de la zone de Benioff sont dus soit à un effet gravifique soit à un changement de direction du mouvement de la subduction que l'on déduirait du changement d'orientation des séismes profonds (Fig. V-27). Il n'est pas impossible que le blocage de la subduction à 700 km modifie d'abord la géométrie du plan de Benioff et ensuite contraigne la limite des plaques c'est à dire la fosse à migrer vers l'est. Il n'est pas non plus impossible que ce phénomène soit à l'origine de l'ouverture des bassins de Lau et du Havre. Quand l'extrémité de la zone de Benioff résultant de la déchirure atteint elle-même 700 km, il y a de nouveau une rupture à 500 km puis plongement. La zone de Benioff ne semble pas pouvoir aller au-delà de 700 km ; ce niveau jouerait le rôle de butoir ou de point d'ancrage. Les coupes E F G H se prêtent à cette interprétation dans la mesure où elles suivent les coupes A B C D qui donnent le schéma du mécanisme. Plus on remonte vers le nord plus on constate une variation rapide des directions induites par les foyers des séismes. Les coupes ne sont donc interprétables que si elles sont étroites, mais plus elles sont étroites moins elles renferment d'événements. A partir des données du nord des Tonga, on ne peut pas interpréter directement la forme de la zone de Benioff.

Les coupes les plus septentrionales G et H montrent non seulement l'ancienne limite de plaque dont la ride de Peggy serait le témoin, mais aussi révèlent les perturbations apportées par la subduction de la ride de Louisville. En effet, la cassure et le plongement vertical de la lithosphère Pacifique à une profondeur de 500 km demandent des contrastes de densité très élevés. La subduction d'une ride qui correspond à un épaississement de la lithosphère (KELLEHER and MC CANN, 1976) peut affecter la géométrie de la zone de Benioff là où les contrastes de densité interviennent le plus.

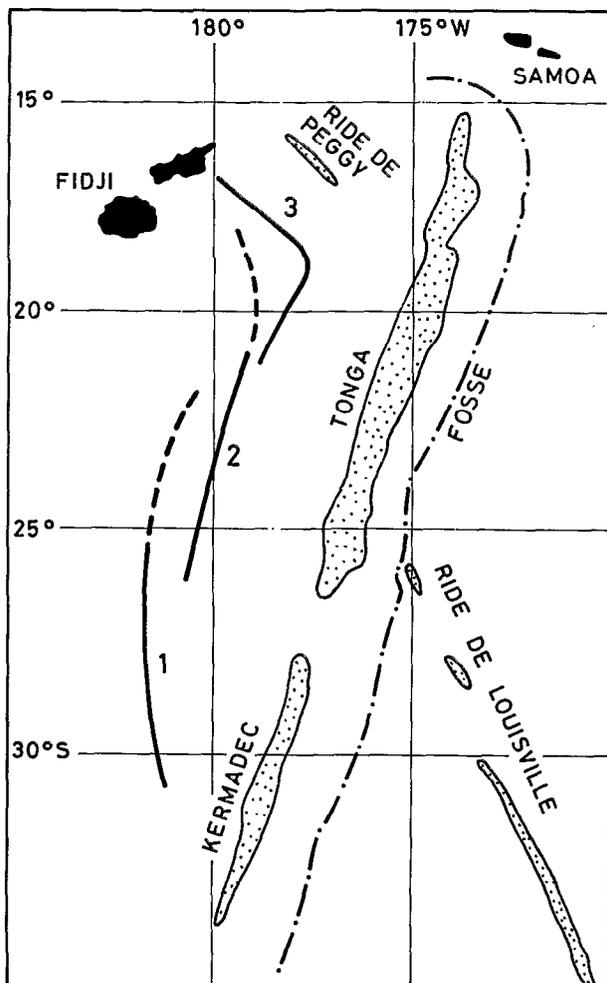


Fig. V-27 . Mise en évidence de 3 familles de séismes profonds présentant une orientation différente et mettant en lumière la migration des zones de Benioff.

1 : Subduction actuelle ayant gardé l'orientation originelle NS. 2 : Premier changement de direction. 3 : Orientation probable de la subduction avant la formation de la zone Nord-Tonga.

Dans le nord, nous pouvons associer le virage de la zone de Benioff aux séismes dont la profondeur est supérieure à 400 km. Ce virage peut résulter soit de l'impossibilité pour le matériau associé à la ride de Louisville de s'enfoncer au-delà de 600 km soit de l'existence d'une limite de plaque courbe dans un stade antérieur du phénomène de subduction, soit d'une combinaison des deux phénomènes pré-cités (Fig. V-28). Dans tous les cas, le nid de séismes profonds qui à 17° S s'étend sur 100 km de long et 40 km de large doit, vu son intensité, être relié à la subduction actuelle (coupe H entre 500 et 700 km).

Conclusion

Nos données ne nous permettent de tracer qu'un schéma de la zone de Benioff pour les séismes profonds en particulier pour la zone nord des Tonga, cependant nous pouvons affirmer que l'épaisseur de la zone sismique nous oblige à juxtaposer des morceaux de lithosphère subductée (Fig. V-26 et 28). La partie de l'arc des Tonga-Kermadec la plus propice à l'étude du devenir d'une lithosphère subductée et des phénomènes annexes dus à un éventuel blocage se situe entre 22° et 30° Sud. Les principaux traits que nous pouvons dégager sont :

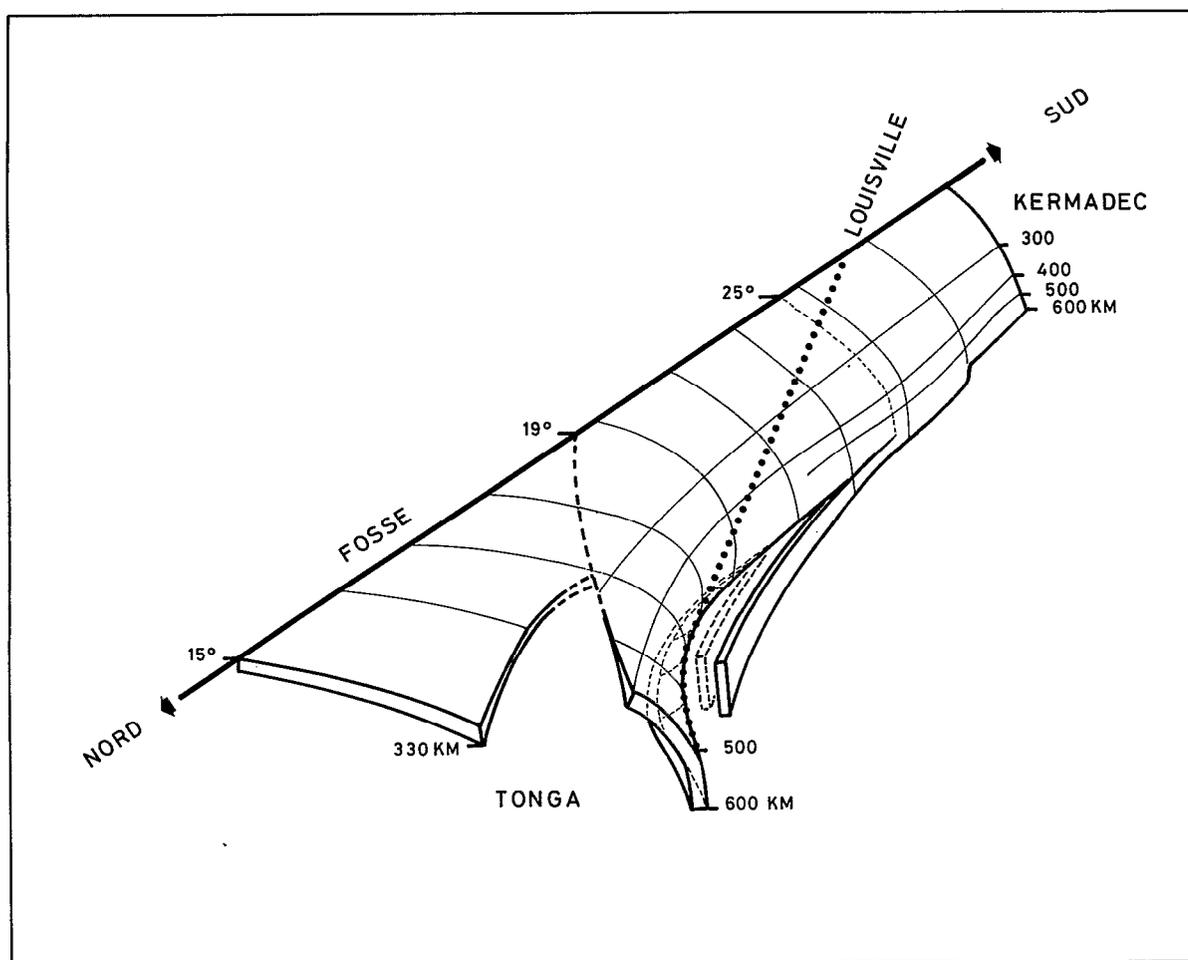


Fig. V-28 . Bloc diagramme schématique de la zone de Benioff des Tonga-Kermadec vue du nord vers le sud. On remarque : le plongement normal de la zone de Benioff aux Kermadec, le bombement de la zone au sud de 25° après ancrage à 700 km, les différentes lithosphères subductées expliquant la zone de Benioff très épaisse, le virage de la zone profonde autour des Fidji avec la partie qui ne peut plonger à cause de la ride de Louisville, le trou dans la zone de Benioff correspondant au trou de sismicité intermédiaire enfin, la zone de Benioff plus récente et ne plongeant que vers 300 km. L'extrême nord n'a pas été représenté (voir Fig. V-33).

- l'importance du phénomène d'ancrage des zones de Benioff à 700 km et son influence sur la forme des lithosphères subductées. Ancrage et déformation de la zone de Benioff nous amènent à dire qu'il y a mouvement effectif de la lithosphère dans l'asthénosphère pour qu'elle puisse se bomber et déplacement de la fosse vers l'est en rapport avec la vitesse du mouvement de subduction ;

- l'opposition entre la stabilité relative de la forme de la zone de Benioff entre 0 et 400 km quel que soit le matériau contenu dans le milieu subducté (ride de Louisville) et l'instabilité observée entre 500 et 700 km est la conséquence du rôle joué par la gravité dans les déformations du plan de Benioff. L'influence de la gravité est peu importante jusqu'à 500 km ; elle est primordiale entre 500 et 700 km ;

- la position des séismes profonds indiquerait que la subduction initiale était orientée nord-sud (Fig. V-27).

LES SÉISMES INTERMÉDIAIRES

La sismicité intermédiaire au sud de 19 °S

Les coupes 1 et 2 (Fig. V-29, voir aussi Fig. V-25) ne modifient pas les caractéristiques soulignées par ISACKS et BARAZANGI (1977) sur la régularité et la continuité de la zone de Benioff intermédiaire malgré le changement de pendage entre la zone des Kermadec et le sud des Tonga. Les remarques que nous tirons du paragraphe précédent nous incitent à dire que le changement de pendage n'a pas pour cause première l'introduction de la ride de Louisville mais l'ancrage de la plaque plongeante à 700 km qui entraîne un bombement généralisé de la lithosphère subductée quand elle continue son mouvement. Une autre cause du changement de pendage pourrait être une migration de la fosse vers l'est plus accentuée au niveau des Tonga qu'au niveau des Kermadec. On notera en outre, que l'activité sismique intermédiaire est pratiquement nulle entre les profondeurs 250 et 500 km pour la zone de Benioff située entre 26° et 30° S. Comme nous trouvons quelques séismes à des profondeurs supérieures, nous n'avons pas cherché une interprétation géodynamique à ce trou d'activité sismique. Nous pouvons seulement remarquer que la faiblesse des tensions dans le milieu subducté peut être reliée à la stabilité de la direction de la subduction pour la portion d'arc considérée.

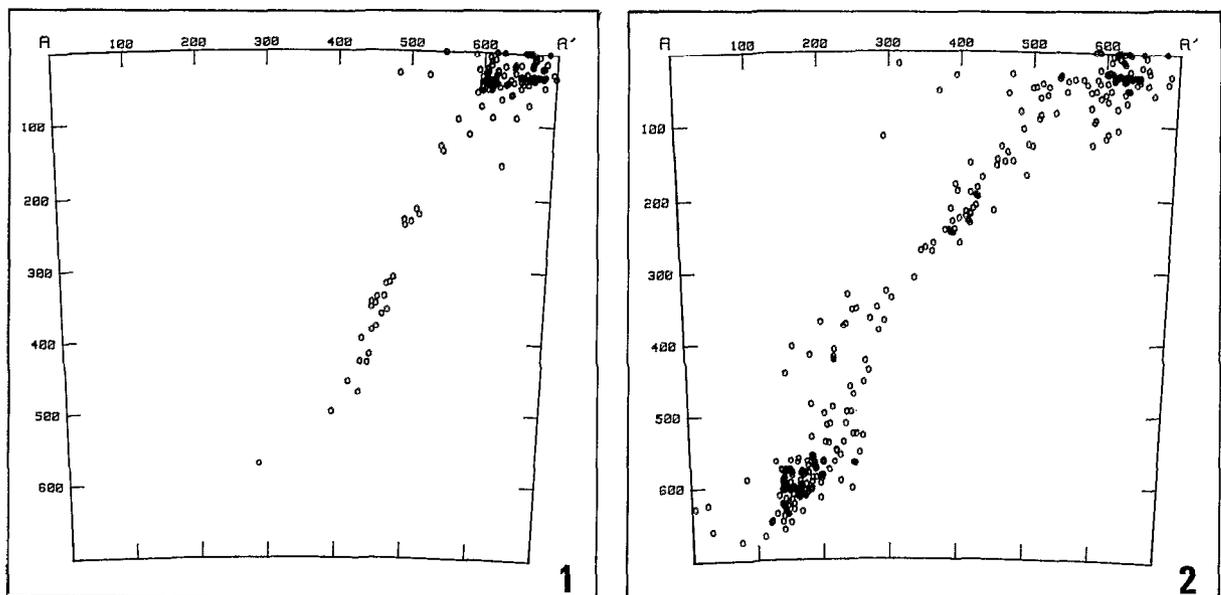


Fig. V-29 . Coupes sismiques sur les Kermadec (1) et sur les Tonga (2). Voir la localisation figure V-25. La complexité de la coupe 2 tranche avec la régularité de la coupe 1. Cette complexité serait due au phénomène d'ancrage ou à la ride de Louisville.

La zone de Benioff du nord des Kermadec représenterait la subduction originelle qui n'aurait pas été sujette à des migrations de frontière de plaques ou à des changements d'orientation dans le mouvement de convergence des plaques Pacifique et Australienne (Fig. V-30).

On notera que cette zone calme est limitée au sud par un foyer de séismes intermédiaires dont la limite méridionale est une droite approximativement perpendiculaire à la fosse entre 32° et 33° Sud (Fig. V-30). Bien que la géométrie de la zone de Benioff soit à cet endroit régulière, on remarque que la trace en surface des séismes intermédiaires s'incurve vers l'ouest et que l'arrêt net de la sismicité intermédiaire entre 32° et 33° Sud peut être corrélé avec le changement de morphologie du bassin du Havre et la direction de la zone de fracture de Cook (MAMMERICKX *et al.*, 1971). EIBY (1977) montre qu'à cette même latitude, il y a un brusque allongement de la zone de Benioff (voir coupe G; figure 5 de cet auteur). On remarque aussi que la sismicité superficielle diminue à la latitude de 34° Sud (Fig. V-32).

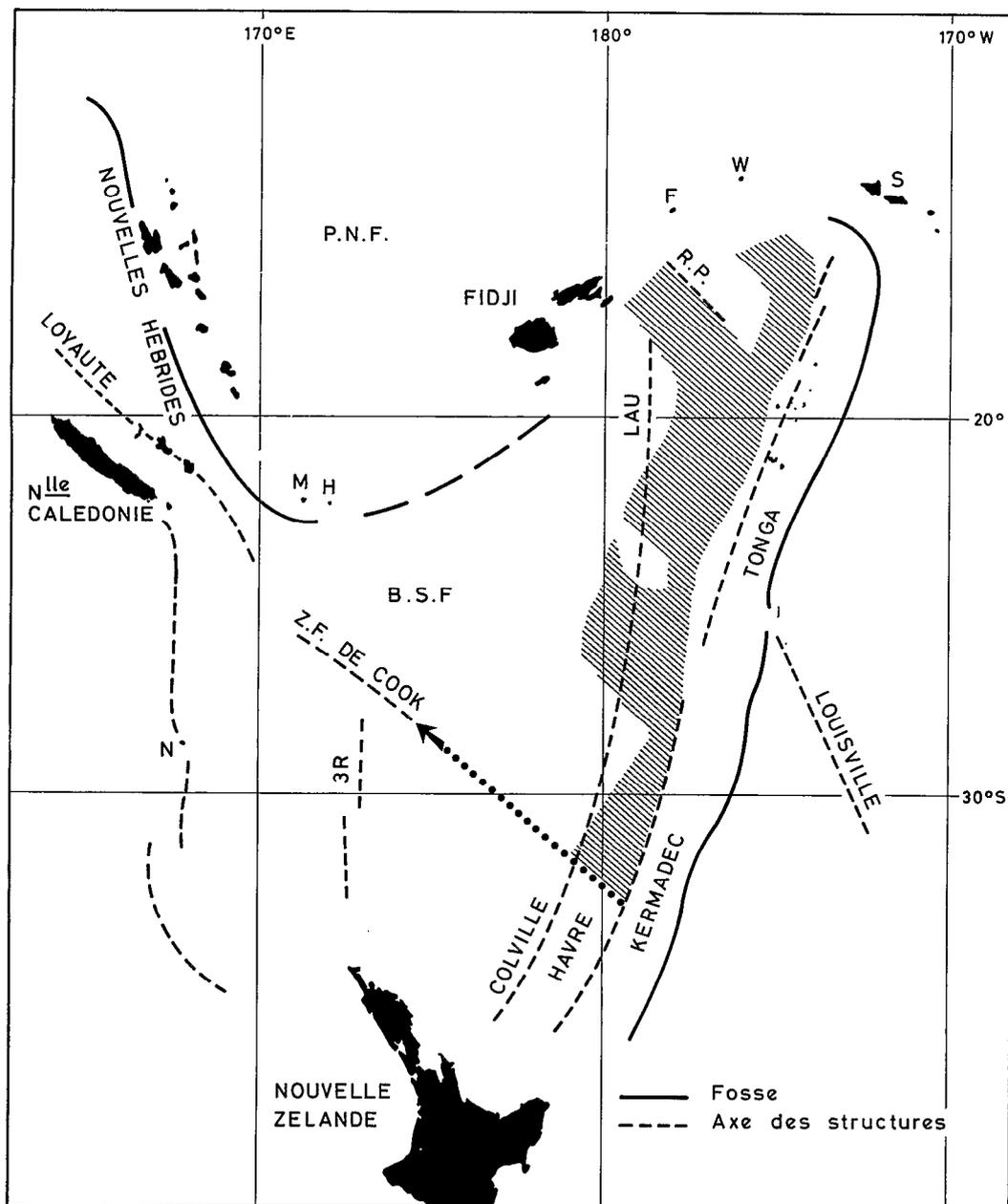


Fig. V-30 . Sismicité intermédiaire de Tonga et Kermadec. On remarque: 1° la relation entre la limite sud de la sismicité aux Kermadec et la zone de Fracture de Cook, 2° le trou de sismicité du Nord-Tonga. P.N.F. = Plateau Nord Fidjien. B.S.F. = Bassin Sud Fidjien. M = Volcan Matthew. H = Volcan Hunter. N = île Norfolk. 3R = ride des Trois Rois. F = île Futuna. W = île Wallis. S = îles Samoa.

La sismicité intermédiaire du sud de l'arc des Kermadec serait un argument en faveur d'un accident fossile majeur de direction SE-NW vers 33° S. Il faudrait évidemment pour conclure à l'existence de cet accident d'autres éléments indépendants des séismes.

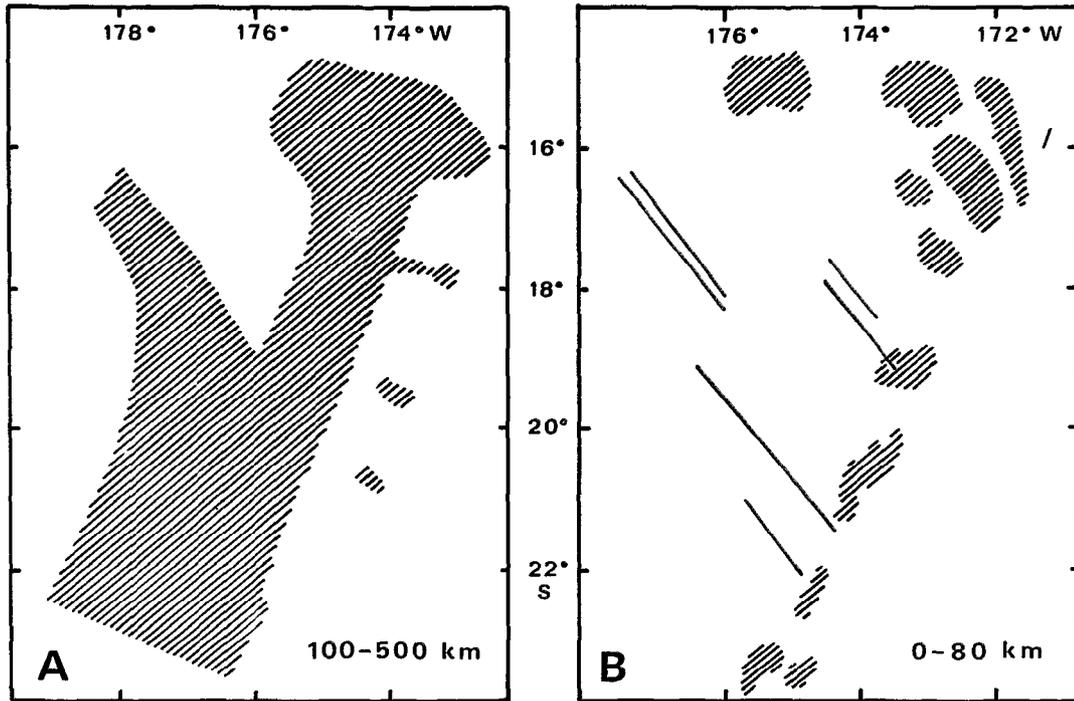


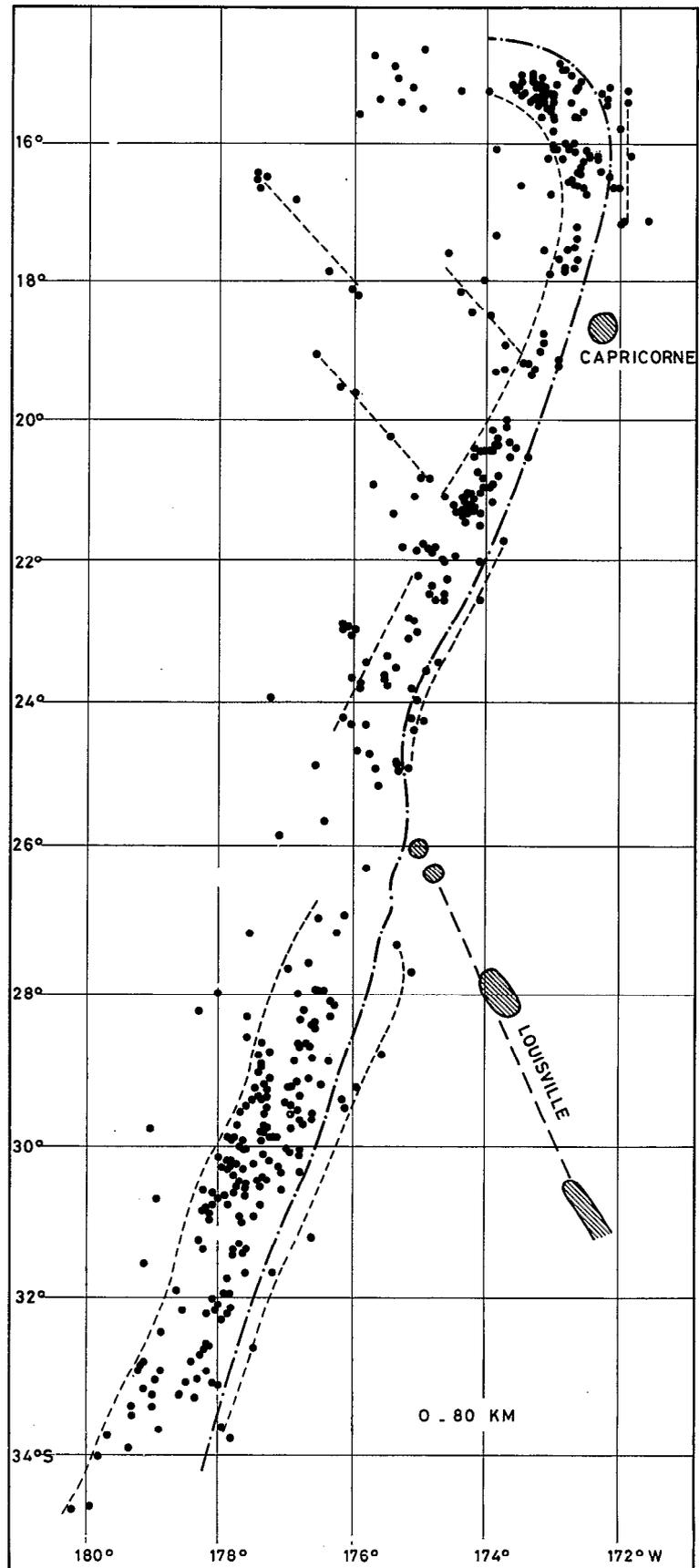
Fig. V-31 . Région Nord-Tonga. A = sismicité intermédiaire (100-500 km) mettant en évidence le trou d'énergie sismique de la région nord. B = sismicité superficielle (0-80 km). On remarque les directions NW-SE du bassin de Lau. Sur l'arc frontal, les zones hachurées indiquent des familles de séismes et non des alignements.

Le problème de la terminaison septentrionale de l'arc des Tonga

La localisation des séismes intermédiaires (100-500 km) et superficiels (0-80 km) (Fig. V-31 A et B et Fig. V-32) montre que dans le nord des Tonga, la principale discontinuité sismique tant pour les séismes superficiels que pour les séismes intermédiaires, ne se corréle pas avec le tracé de la fosse entre l'archipel des Tonga et les îles Samoa.

L'interprétation que nous tirons de la sismicité montre que la limite entre les plaques Pacifique et Australienne se situait antérieurement sur une ligne orientée SE-NW (50° W) à partir d'une zone située aux environs de Vava'u et du guyot Capricorne (19° S - 173° W). Cette ligne se confond avec la ride de Peggy (Fig. V-30). La subduction actuellement effective entre 19° S et 15° S ne doit pas être prise comme la conséquence unique de la convergence des plaques Pacifique et Australienne mais aussi comme une migration vers le nord de la subduction des Tonga-Kermadec, phénomène qui possède par lui-même sa dynamique d'extension. Il faut donc faire appel, soit à un concept de subduction marginale, soit dire que le nord du bassin de Lau est formé par une croûte récente. Notons que ce concept serait aussi applicable sur la zone de subduction des Hébrides. En effet, on notera d'une part que la profondeur extrême des séismes intermédiaires des Hébrides (300-500 km) est la même que celle des séismes intermédiaires du nord des Tonga, d'autre part que le plan de Benioff des Nouvelles-Hébrides est très irrégulier, comme celui du Nord-Tonga (voir Fig. V-31 et les chapitres sur les Nouvelles-Hébrides). La subduction des Tonga-Kermadec a donc généré des mouvements secondaires qui sont encore dans un stade évolutif.

Fig. V-32 . Localisation des séismes superficiels aux Tonga-Kermadec. La fosse est en tirés-pointillés et on a schématisé les guyots et la ride de Louisville. On remarque la bande de sismicité plus large aux Kermadec, le trou de sismicité vers 26°S (Louisville), les alignements NW-SE du bassin de Lau, les séismes en avant de la fosse localisés surtout le long du virage nord, au nord de la ride de Louisville et le long des Kermadec.



Base expérimentale des conclusions précédentes

Comme pour les autres chapitres, l'étude de la sismique a été faite à partir des foyers des séismes donnés par les bulletins I.S.C. quand cent stations au moins ont enregistré le séisme ($M_b = 5$). Nous supposons donc que notre échantillon est représentatif. Le tracé des séismes intermédiaires en forme de Y dans la figure V-31 A est basé sur un trou de sismicité de 1 degré carré; on notera que dans l'arc des Kermadec, nous avons une absence de sismicité intermédiaire de 2 degrés carrés à laquelle nous n'avons pas donné de signification géodynamique. L'interprétation que nous avons donnée à la partie nord des Tonga est déduite surtout de la convergence du tracé des séismes intermédiaires, des séismes superficiels et de la morphologie de l'arc. Il faut ajouter que si un épicerentre dont la localisation n'est pas douteuse, était mis en évidence dans ce que nous avons considéré comme un trou permanent de sismicité intermédiaire, notre conclusion serait à revoir.

LES SÉISMES SUPERFICIELS : 0 A 80 KM

Le long de l'arc insulaire des Tonga-Kermadec

Les séismes superficiels sur l'ensemble Tonga-Kermadec ont été reliés à la subduction principalement par l'interprétation des mécanismes focaux. JOHNSON et MOLNAR (1972) distinguent trois sortes de mécanismes : les mécanismes de chevauchement qui traduisent le mouvement relatif des deux plaques, les mécanismes de déchirure de la plaque Pacifique au nord des Tonga entre la partie qui plonge et la partie solidaire des îles Samoa (Hinge faulting des auteurs) et enfin des mécanismes qui traduisent des tensions internes à la plaque Pacifique, soit quand elle se courbe avant sa subduction, soit parce qu'un blocage en profondeur perturbe son plongement. Curieusement les déformations à l'intérieur de la plaque Indo-australienne ne se traduisent pas par des séismes suffisamment forts pour permettre la détermination d'un mécanisme focal.

Le long de l'arc, les séismes que l'on peut raisonnablement relier au contact des plaques sont groupés sur une bande large de 40 km aux Tonga et de 70 km aux Kermadec (Fig. V-32). La transition entre ces deux zones s'effectue par le trou de sismicité dont nous avons parlé précédemment. La bordure occidentale des séismes superficiels des Tonga se prolonge aux Kermadec par une ligne d'épicentres sur l'arrière-arc comme si la subduction de l'arc des Tonga entraînait des mouvements parallèles aux structures dans le bassin du Havre (Fig. V-32). On notera d'autre part qu'il y a accumulation de séismes en avant de l'arc, là où la fosse est sujette à des déformations : virage de la fosse au Nord-Tonga, abords de la ride de Louisville. Les mécanismes focaux de CHEN et FORSYTH (1978) portant sur deux séismes dont la profondeur a été redéterminée par des méthodes indirectes, sont interprétés par les auteurs comme traduisant la courbure de la plaque avant son plongement. Il peuvent aussi provenir des tensions à l'intérieur de la plaque Pacifique au moment du virage de la fosse. Pour que l'interprétation des auteurs puisse être généralisée, il faudrait que les mécanismes focaux déduits de la courbure de la plaque proviennent de séismes localisés tout le long de l'arc des Tonga-Kermadec et non du nord où il y a déchirure de la plaque Pacifique et un plan de Benioff sans doute plus court.

Les séismes superficiels du nord des Tonga interprétés par ISACKS *et al.* (1969) comme une conséquence de la déchirure de la plaque Pacifique suivant un axe est-ouest font partie d'un ensemble de séismes qui dessinent grossièrement une ligne orientée 30° W. Malgré l'accumulation des séismes vers 15°30 Sud, on peut dire que la déchirure s'effectue non pas par une faille mais par un réseau de failles superficielles et intermédiaires (jusqu'à 100 km de profondeur) sur une longueur de 100 km environ à partir du virage de la fosse (Fig. V-33). On notera au passage que la sismicité superficielle ne rend pas compte dans le nord des Tonga d'une déchirure de la plaque Pacifique qui se prolongerait dans la direction du mouvement par une faille transformante. Dans l'extrême nord des Tonga, la sismicité arrière-arc est diffuse comme si les limites actuelles des plaques n'étaient pas stabilisées.

En résumé, la sismicité superficielle serait régulière aux Kermadec et se localiserait sur une bande plus étroite aux Tonga avec des zones où la dissipation d'énergie est plus forte (région des îles

tongiennes). Le nord des Tonga serait caractérisé par une sismicité intense localisée sur un degré carré. La sismicité arrière-arc est très faible aux Kermadec, alors qu'aux Tonga, nous trouvons des directions de séismes traduisant d'anciennes limites de plaques qui rejouent.

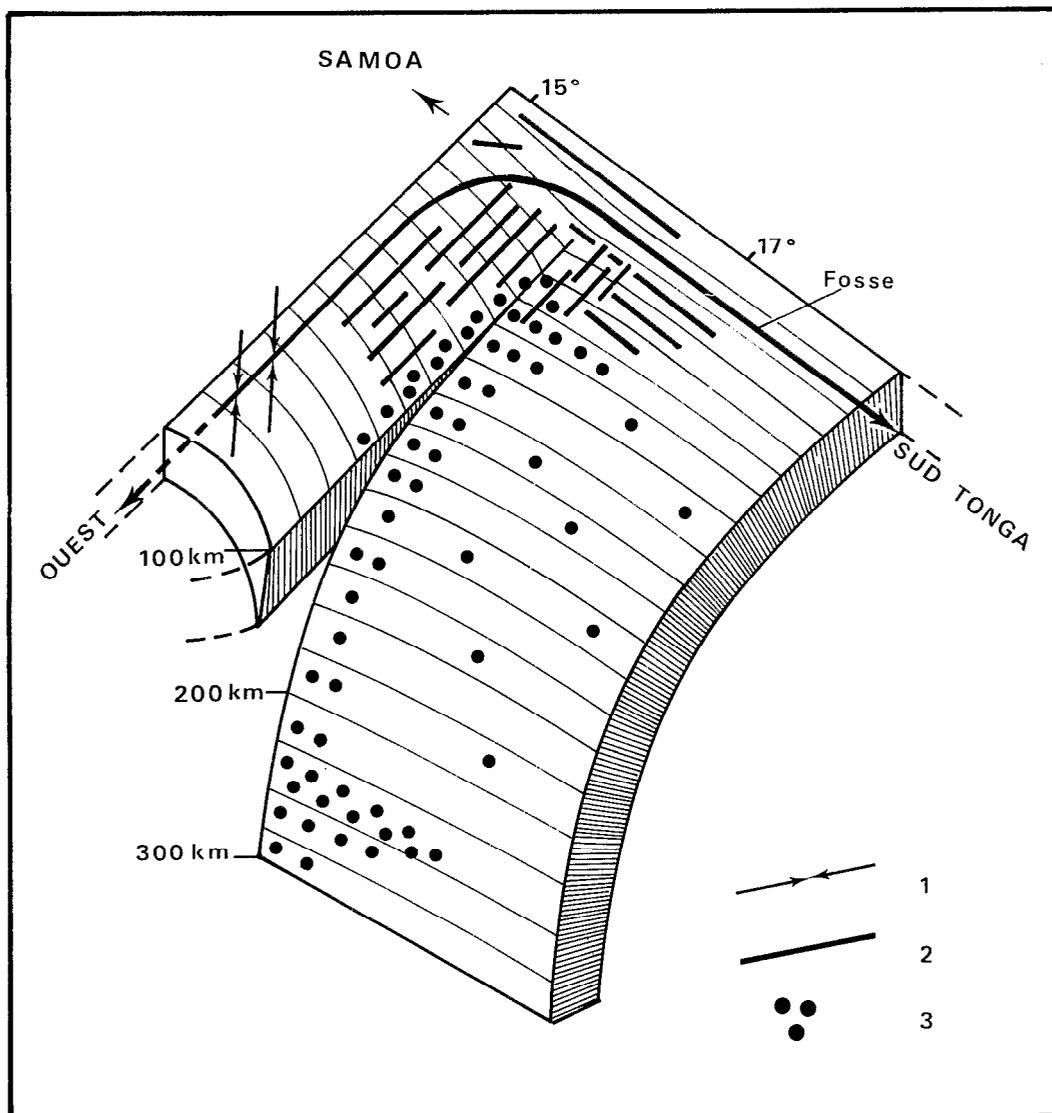


Fig. V-33 . Bloc diagramme schématique de la zone de Benioff dans l'extrême nord des Tonga. La "hinge-faulting" des auteurs anglo-saxons est représentée, on remarque qu'elle est accompagnée par un réseau de fractures sur une centaine de kilomètres de profondeur. 1 : Compression due aux mouvements différentiels des plaques Pacifique et Australo-indienne. 2 : Interprétation schématique des séismes superficiels suivant des directions de failles supposées. 3 : Séismes intermédiaires. On remarque qu'ils sont regroupés le long de la "hinge faulting" et vers 250 km de profondeur (voir Fig. V-31 A - vers 16°). Le schéma est inspiré d'un dessin de FORSYTH (1975) relatif à l'étude de la mer Scotia - Atlantique sud.

Le problème de l'interruption de la sismicité au milieu de l'arc des Tonga-Kermadec

Entre les latitudes 25° et 28° S, nous pouvons voir sur la figure V-32 une diminution de l'activité sismique superficielle. Ce trou de sismicité semble stable depuis 1900 car une carte des épicentres compilés par MEYERS et VON HAKE (1976) rend compte pareillement d'un déficit d'énergie pour les mêmes latitudes. KELLEHER et MCCANN (1976) ont interprété ce trou de sismicité comme une conséquence de la plus grande flottabilité du matériau constituant la ride de Louisville entraînée dans la subduction. Il y a donc, d'après ces auteurs, au niveau de la Louisville, un ralentissement du mouvement donc un déficit d'énergie sismique supposé implicitement proportionnel à la vitesse de subduction. On remarquera d'abord que le trou de sismicité n'existe pas dans le prolongement de la ride de Louisville et ensuite que la sismicité superficielle n'indique pas clairement de mouvement différentiel dans la plaque plongeante ou en arrière de l'arc. Pour rendre compte de cette interruption de sismicité superficielle, nous préférons faire appel au phénomène expliqué par la figure V-34. L'arrivée de la ride de Louisville perturbe la géométrie de la plaque plongeante au moment où elle se courbe avant de plonger sous la plaque Indo-australienne. Il y a, comme le montre le tracé de la fosse, un décalage vers l'est de la courbure de la plaque Pacifique. Si on associe à ce phénomène de déformation secondaire de la plaque plongeante un minimum de tension au contact des deux plaques, le déficit d'activité sismique superficielle s'explique alors par un abaissement des contraintes à l'interface entre les deux plaques. L'absence d'arc à la même latitude pourrait avoir la même cause mais dans ce cas l'interruption de l'arc devrait suivre le mouvement de la ride de Louisville vers le sud lors de la subduction, ce qui reste à prouver.

Des études annexes sont nécessaires pour démontrer que les valeurs de rigidité généralement admises pour une plaque océanique vieille de plus de 100 millions d'années sont compatibles avec une déformation de 30 km affectant la courbure de la plaque sur une longueur de 200 km. La morphologie de la fosse est en faveur de cette interprétation, il faut prouver qu'elle est quantitativement possible.

COUPE LONGITUDINALE DES SÉISMES AUX TONGA-KERMADEC

La représentation de la coupe longitudinale incluant tous les séismes de l'arc des Tonga-Kermadec (Fig. V-35) nous conduit à faire plusieurs remarques :

- Jusqu'à 350 km de profondeur, la sismicité semble assez homogène.
- Vers le nord, on notera un renforcement de l'activité sismique sans que la distribution des épicentres soit affectée.
- Les irrégularités dans la longueur totale du plan de Benioff sont bien mises en évidence : déchirure à 600 km de l'origine des abscisses (Kermadec-Sud) et raccourcissement du plan de Benioff à 1700 km.
- Le trou de sismicité intermédiaire tel qu'il est mis en évidence par la figure V-31 A n'apparaît pas car la coupe longitudinale ne tient pas compte de la courbure du plan de Benioff au niveau des îles Fidji pour les séismes entre 400 et 700 km de profondeur

CONTRIBUTION A LA STRUCTURE DE VITESSE DE LA LITHOSPHERE SUBDUCTÉE AUX TONGA-KERMADEC

Observations et interprétation

Les O-C sur des trajets Tonga-Kermadec - station de Nouméa sont présentés sur la figure V-36 A et B ; les épicentres considérés sont superficiels et comme dans le reste du chapitre les données proviennent des bulletins I.S.C. avec un choix sur le nombre minimal de stations (100). Entre les distances épicentrales de 16° et de 21°, l'O-C passe de + 5 à — 1 seconde, la variation est telle, 1 seconde par degré, que l'effet de station ne peut intervenir. La propagation est par conséquent la source première des O-C trouvés dont les valeurs dépassent de loin les écarts par rapport aux tables, habituellement mis en évidence dans la littérature.

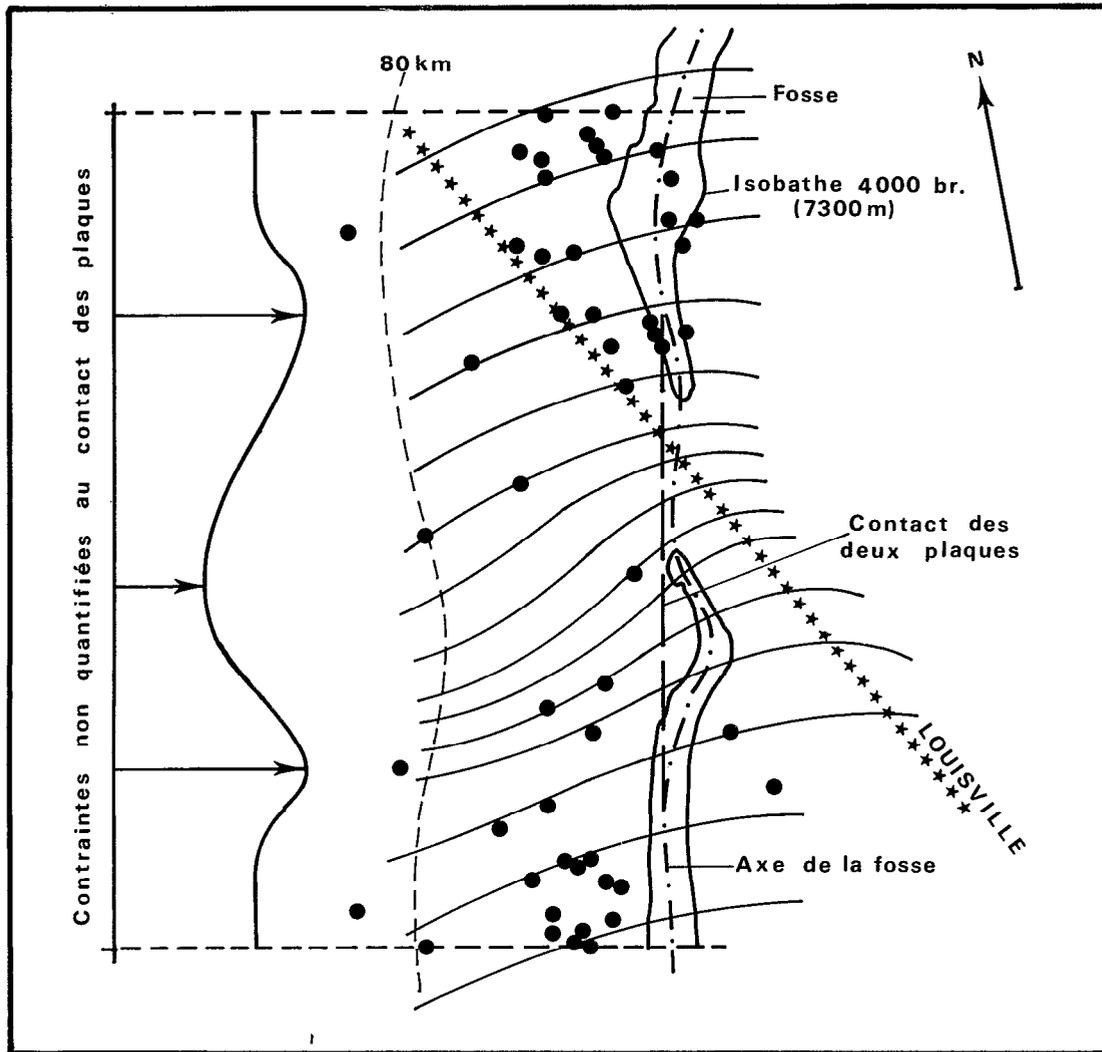


Fig. V-34 . Schéma de la déformation secondaire de la plaque plongeante due à la ride de Louisville. Cette déformation entraîne une diminution des contraintes au contact des deux plaques, ce qui explique le trou de sismicité superficielle situé vers 26° Sud (voir Fig. V-32). Sur le schéma, la fosse est représentée par le tracé exact de l'isobathe 4000 brasses (MAMMERICKX *et al.*, 1971) et la ride de Louisville est matérialisée par l'alignement d'étoiles passant par les sommets des reliefs de cette ride. La déformation de la plaque plongeante est esquissée par le dessin des courbes jusqu'à la profondeur de 80 km environ. Les contraintes au contact des plaques sont figurées sur le schéma uniquement pour préciser les zones de fortes ou faibles contraintes. Les points noirs représentent les séismes superficiels ; le trou de sismicité est nettement marqué.

L'explication la plus élémentaire serait de dire qu'à des distances épicentrales courtes, le rai sismique passe par le manteau supérieur sous le fossé du Havre. On peut admettre que ce milieu par similitude avec le bassin de Lau est très lent et atténue les ondes sismiques (BARAZANGI and ISACKS, 1971). Pour des distances plus grandes, le rai pénètre plus bas dans le milieu subducté sous l'arc des Tonga-Kermadec. Ce milieu étant rapide (JACOB, 1970) et à pendage moins fort sous le nord des Tonga, le retard fait place progressivement à une avance expliquant ainsi le fort gradient O-C/ distance épicentrale.

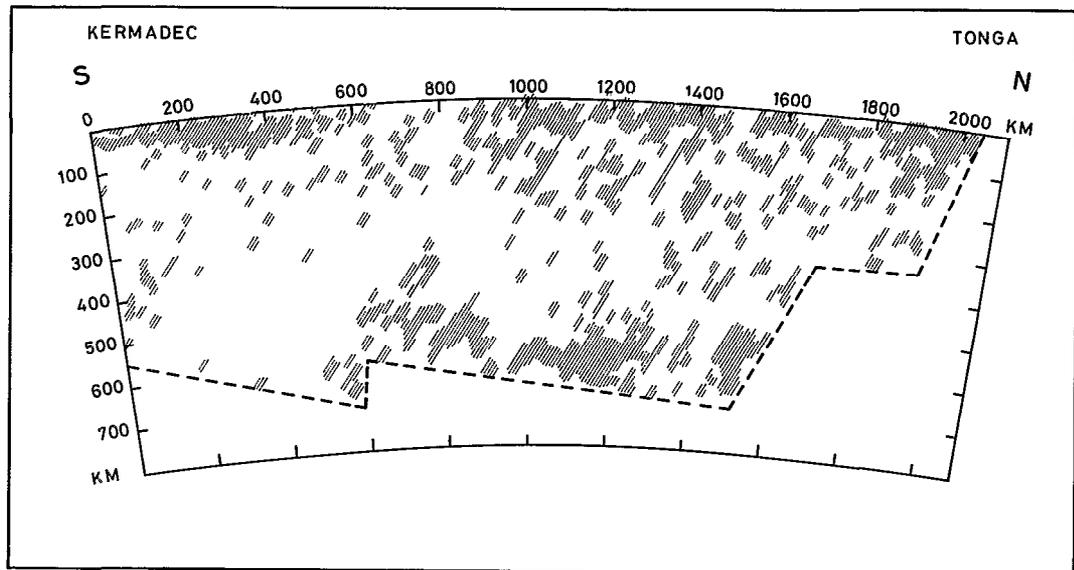


Fig. V-35 . Coupe longitudinale des séismes aux Tonga-Kermadec. On remarque surtout la déchirure à 600 km des abscisses et le raccourcissement du plan de Benioff (330 km) au Nord-Tonga.

On note cependant que :

- là où les retards sont les plus importants (Fig. V-36 A) le fossé du Havre est étroit et les séismes superficiels proches de cette structure sont en avance à Nouméa (— 1,4; — 0,9);
- les O-C à Nouméa des séismes du bassin de Lau sont en moyenne légèrement en retard (+ 0,5 seconde) pour une distance de 20°.

L'origine de l'O-C = +5 secondes doit donc être recherchée près de la source du séisme (Fig. V-37 A et B). Par analogie avec ce qui a été trouvé aux Nouvelles-Hébrides, nous introduisons au sommet du milieu subducté une zone à très basse vitesse assimilée à la croûte de la plaque Pacifique. Pour une distance épacentrale de 16°, le rai sismique prend du retard, d'abord parce que son trajet débute dans une zone à très basse vitesse, ensuite par la diminution de la valeur du paramètre du rai (le point le plus bas du rai sismique est plus profond que celui donné par les tables). Pour des distances épacentrales plus importantes (20-21°), la zone à basse vitesse est compensée par un trajet plus long dans le milieu subducté hors de la zone à très basse vitesse (Fig. V-37 A et B).

Conclusion

Les très forts résidus sur les propagations d'ondes P provenant de séismes superficiels des Kermadec sont mieux interprétés en faisant appel plutôt à l'existence d'une zone à très basse vitesse située au sommet du milieu subducté qu'à l'influence du manteau supérieur sous les bassins arrière-arc. Ce phénomène se retrouve aux Nouvelles-Hébrides.

CONCLUSION

Considérations générales

L'étude de la répartition des séismes nous a montré que le mécanisme de subduction aux Tonga-Kermadec n'est pas simple et que la relative linéarité de la fosse est actuelle et sans doute non destinée à être permanente. La géométrie du plan de Benioff est complexe, l'ancrage du milieu subducté à 700 km semblant jouer un rôle majeur dans le comportement de la lithosphère dans l'asthénosphère, dans la migration géographique des fosses et pouvant avoir une influence sur l'ouverture des bassins marginaux, Lau, plateau Nord-Fidjien voire sur la subduction des Nouvelles-Hébrides.

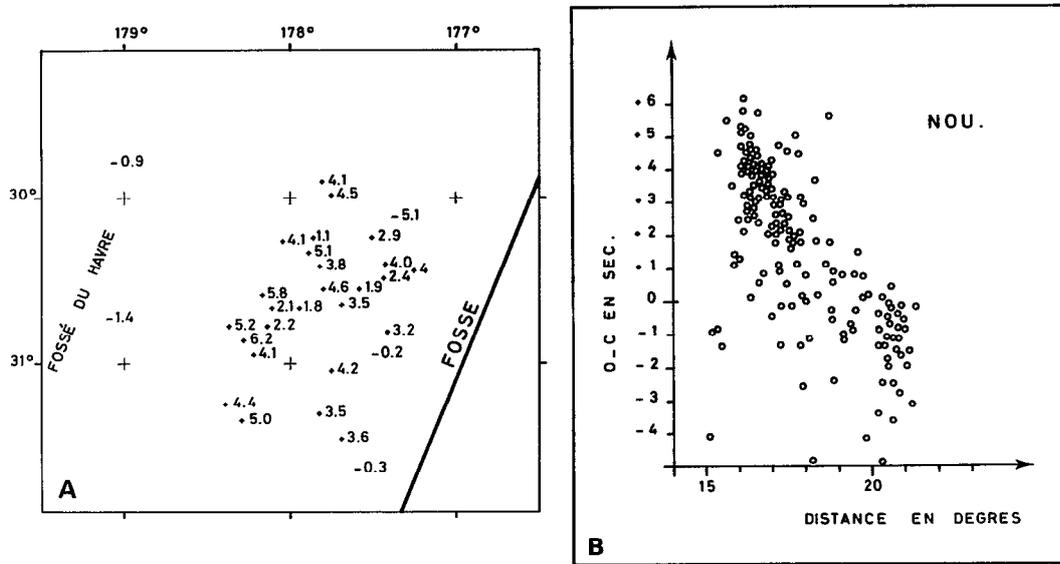


Fig. V-36 A. Représentation géographique des séismes superficiels des Kermadec entre 30° et 31° Sud. Ils sont matérialisés par la valeur de leur O-C à la station de Nouméa.

B. Diagramme O-C / distances des épicentres superficiels Tonga-Kermadec à la station de réception de Nouméa.

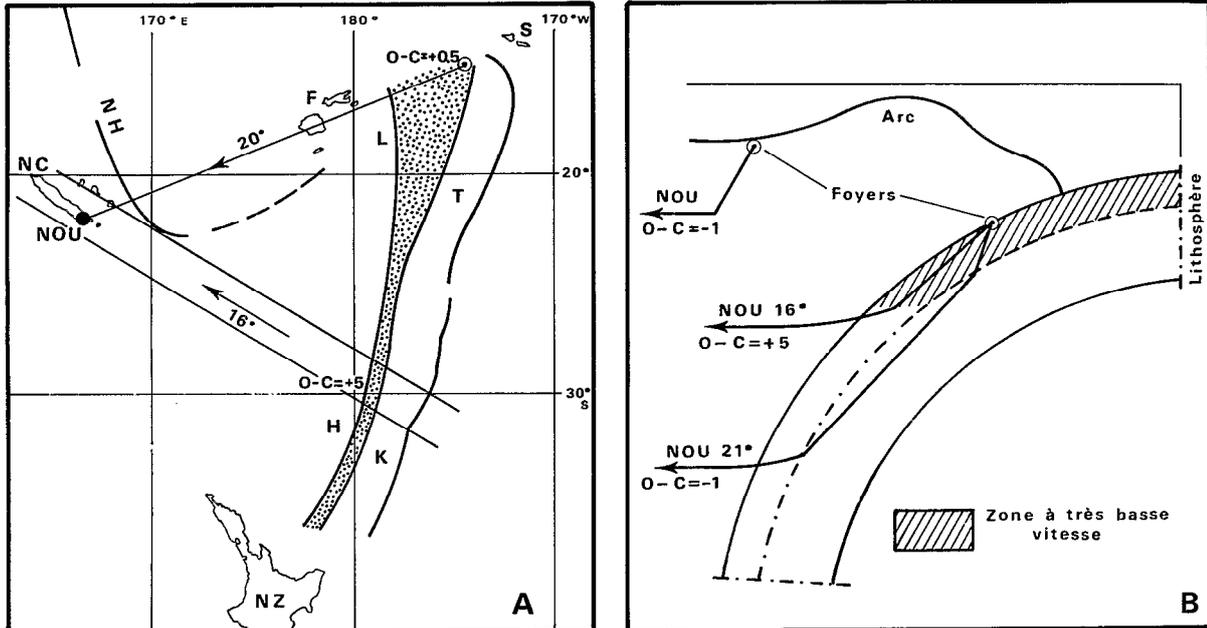


Fig. V-37 . Structure de vitesse de la lithosphère subductée aux Tonga-Kermadec. A. Plan de position avec distances épicentrales des séismes superficiels des Tonga-Kermadec par rapport à la station de Nouméa. Le bassin de Lau (L) et le fossé du Havre (H) sont en pointillé. NH = Nouvelles-Hébrides, NC = Nouvelle-Calédonie, F = Fidji, S = Samoa, T = Tonga, K = Kermadec, NZ = Nouvelle-Zélande. B. Interprétation du trajet des rais sismiques en particulier ceux qui passent par la zone à très basse vitesse et ayant un retard de + 5 s à la station de Nouméa pour une distance de 16°.

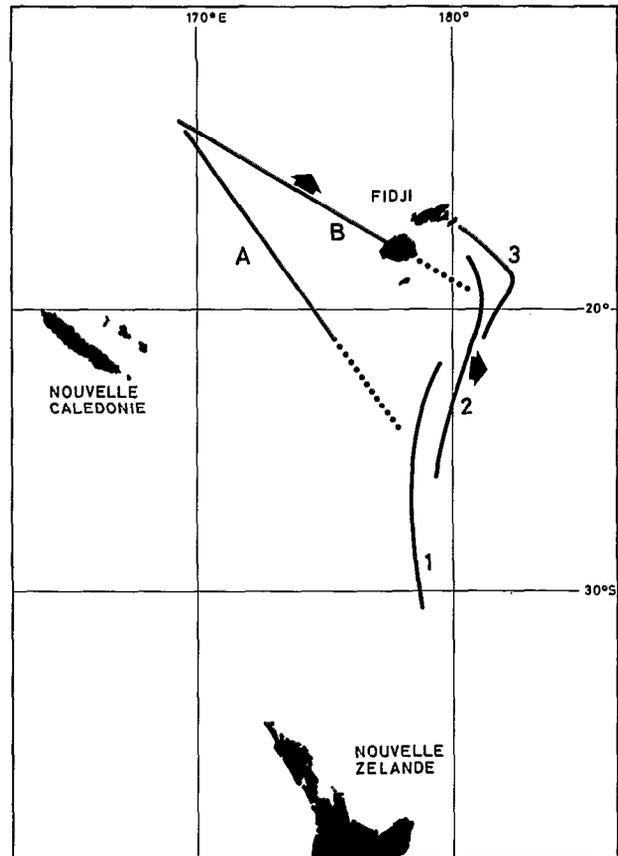


Fig. V-38 . Relations entre les séismes profonds des Tonga-Kermadec et ceux mis en évidence sous le plateau Nord-Fidjien par ISACKS et BARAZANGI (1977). Si les séismes profonds peuvent servir d'indicateurs de subductions anciennes il est possible de relier 1 et A, 2 et B, 2 évoluant ensuite en 3. Ceci démontrerait l'instabilité géographique des zones de subduction qui auraient eu pour cette région SW Pacifique un mouvement plus important vers l'est.

Les zonations que l'on a effectuées : ride de Peggy comme ancienne limite de plaque, tronçon de lithosphère en milieu profond etc... sont liées directement à notre fenêtre d'observation sur la sismicité (1961-1977) donc à sa représentativité. On peut cependant tenir pour acquis que l'arc des Tonga-Kermadec se comporte plus comme un ensemble de 2 zones juxtaposées voire indépendantes : arc des Tonga et arc des Kermadec que comme un tout cohérent. La frontière séparant la plaque Pacifique et la plaque Indo-australienne se confond avec l'arc des Kermadec ; l'arc des Tonga par contre est plus indépendant du mouvement des deux plaques car il fonctionne aux mêmes latitudes que l'arc des Hébrides et que la ou les dorsales du plateau Fidjien et du bassin de Lau, cependant sismologiquement il est difficile de placer précisément la limite entre arc des Tonga et arc des Kermadec. Peut-on expliquer sa faible sismicité superficielle par la relative liberté de fonctionnement qu'il possède par rapport au pôle de rotation actuel ? Nous manquons d'éléments pour répondre dans la mesure où nous ne savons pas quel est le moteur des subductions du Sud-Ouest Pacifique.

Un autre point que nous avons laissé dans l'ombre est le lien qu'il peut y avoir entre les séismes profonds du plateau Nord-Fidjien et les séismes profonds des Tonga-Kermadec. La figure V-38 tracée à partir de nos données et des épicentres indiqués par ISACKS et BARAZANGI (1977) montre ce que pourrait être une interprétation des directions de subduction à partir des séismes profonds. Primitivement il y avait une subduction (1 et A) orientée est-ouest, ensuite les limites de plaques ont migré vers le nord pour la zone qui correspond au plateau Nord-Fidjien (B) et vers l'est pour les Kermadec (2-3). Les longueurs du plan de Benioff laisseraient penser que la vitesse de subduction avait une composante nord-sud très faible. Cette interprétation bien qu'étayée par peu de données montre combien les phénomènes de subduction sont instables géographiquement dans ces zones de marge en milieu océanique.

Les séismes profonds étant ici considérés comme fixes, que se passe-t-il si les plaques Pacifique et Indo-australienne sont animées d'un mouvement absolu vers le nord (UYEDA, 1978) dont la vitesse est sensiblement égale au mouvement de subduction ? La répartition uniforme des séismes intermédiaires au nord des Tonga entre 300 et 500 km serait contre l'existence d'un tel phénomène qui devrait induire un déplacement de l'activité sismique vers le sud au fur et à mesure de l'enfoncement du plan de Benioff. Il semble donc que nos données ne soient pas en faveur d'un mouvement différentiel sud-nord entre les extrémités du plan de Benioff des Tonga-Kermadec, les séismes profonds, quand ils sont organisés, sont donc de bons indicateurs de l'histoire géodynamique d'une région.

Limites géographiques mises en évidence par la sismicité

La partie méridionale de l'arc des Tonga-Kermadec considérée dans l'optique de la sismicité intermédiaire et superficielle s'arrête à 33° Sud ; et une première limite septentrionale du système se trouve à 19° Sud, suivant une direction qui rejoint la ride de Peggy. Entre 19° et 15° Sud une subduction annexe s'est créée sans que nous puissions mettre en évidence une zone d'expansion arrière-arc susceptible d'expliquer le mécanisme de cette extension de la subduction (Fig. V-39). Nous ne voyons pas de façon nette de faille transformante à l'extrémité nord de l'arc des Tonga susceptible de servir de limite et de rendre compte simplement de l'arrêt de la subduction dans le cadre de la tectonique des plaques. A 26° Sud, les arcs des Tonga et des Kermadec sont séparés par un trou de sismicité superficielle qui est corrélé avec une absence d'arc et l'arrivée de la ride de Louisville. Nous avons déduit ce trou de sismicité des effets induits par la ride de Louisville sans considérer l'interruption de l'arc frontal comme une conséquence du trou de sismicité ou de l'arrivée de la Louisville. La coïncidence "trou de sismicité - absence d'arc" serait donc fortuite et ne serait pas due à la ride de Louisville. Par contre, si la ride de Louisville est responsable du "trou de sismicité" celui-ci va se déplacer vers le sud en même temps que la ride et ne peut donc être considéré comme l'indication de la limite arc Tonga - arc Kermadec.

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