

# Sismotectonique de la ride de Horn (îles de Futuna et Alofi), un segment en compression dans la zone de fracture Nord-Fidjienne

Marc Regnier

C.R. Acad. Sci. Paris,  
t. 318, série II,  
p. 1219 à 1224,  
1994

ORSTOM, BP A5, Nouméa Cedex,  
Nouvelle-Calédonie.

**Résumé** Une importante crise sismique a eu lieu près des îles de Futuna et Alofi (Pacifique Sud-Ouest) en mars 1993. Le mécanisme focal du séisme principal ( $M_s = 6,5$ ) ainsi que la distribution des répliques indiquent la présence d'une faille inverse sous la ride jusqu'à une profondeur de 20 km. La surrection des îles ainsi que l'épaississement crustal de la ride par écaillage de la croûte océanique sont dus à un régime compressif local, lié à une irrégularité de la frontière de la plaque Pacifique le long de la zone de fracture transformante sénestre Nord-Fidjienne.

**Mots-clés** : Futuna, Pacifique Sud-Ouest, faille Nord-Fidjienne, sismicité, compression.

**Abstract** **Seismotectonics of the Horn ridge (Futuna and Alofi islands),  
a segment uplifted by compression in the Fiji fracture zone**

A large earthquake ( $M_s = 6.5$ ) occurred near Futuna and Alofi Island (SW Pacific) in March 1993. The focal mechanism solution of the main shock and the seismicity pattern of the aftershocks indicate thrust faulting activity beneath the ridge down to 20 km depth. The uplifting of the islands and the crustal thickening of the ridge by thrusting are due to a local compressive regime related to an irregularity of the Pacific plate boundary along the left lateral transform Fiji fracture zone.

**Keywords** : Futuna, Southwest Pacific, Fiji fracture zone, seismicity, compression.

**Abridged  
English  
Version**

**T**HE March 12, 1993 Futuna earthquake (14.248°S, 178.298°W, focal depth "normal",  $M_b = 5.9$ ,  $M_s = 6.5$  PDE) killed three people and caused spectacular damage to structures all over the island. It produced numerous landslides onshore all around the island, and offshore triggered a small tsunami. It also very likely uplifted part of the island by at least 50 cm as shown by the newly uplifted coral reefs along the southern coast. The quake was strongly felt with a MMI of 8 all over the island. Such a high felt intensity is uncommon and has not been reported since May 1840, when a similar quake shook the island (Saint Pierre Chanel, 1840). The collapse of most of

the historic buildings (from the beginning of colonization) during the March 12 event also supports the idea of an earthquake unprecedented since the May 1840 event. Foreshocks were felt continuously during the 36 hrs. before the main shocks and aftershocks were felt during the following 2 months. The Horn islands (Futuna and Alofi, **figure 1**) are located very near the North Fiji fracture zone, which is the northern limit of the Lau basin and the Fiji platform. The seismicity of the area surrounding Futuna and Alofi islands falls into two groups: the seisms from the Fiji fracture zone, at a minimum distance of 50 km, and the nearby events located along the southern edge

09 OCT. 1995

ORSTOM Fonds Documentaire

N° : 42-479 EX-1  
Cote : B

**Note**

présentée par  
Georges Pedro.

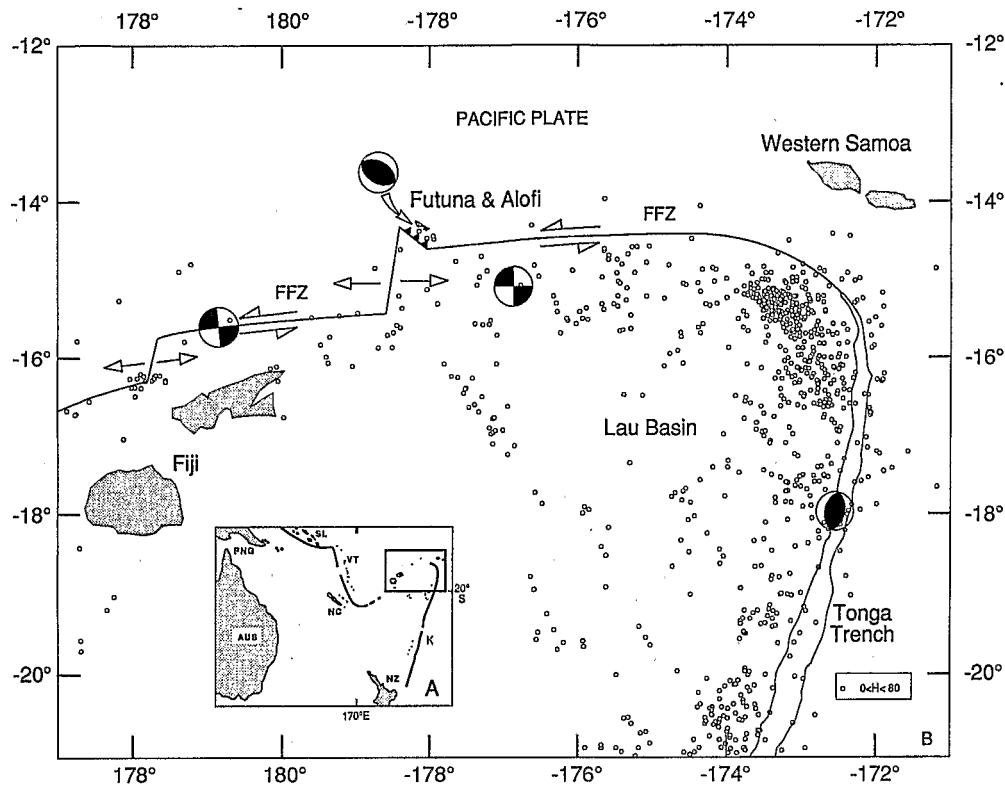
remise le 23 septembre 1993,  
acceptée après révision  
le 16 mars 1994.

or underneath the Horn ridge. The Fiji fracture earthquakes are usually felt as a short tremor and probably never caused important damage on Futuna from shaking only (there is a significant risk of tsunami from regional earthquakes). The local events are strongly felt and can cause damage depending upon their magnitudes. These two zones of seismicity are characterized by different focal mechanism types. The Fiji fracture zone mechanisms are strike-slip solutions with E-W oriented subvertical fault planes (Louat *et al.*, 1989; Pelletier and Louat, 1989), while the two published mechanisms near Futuna (3/27/86 and 3/12/93) are thrust solutions with a fault plane oriented N300° in both cases (figure 2). This direction is subparallel to the strike of the southern flank of the Horn ridge. The two thrust mechanisms are interpreted to indicate the slip motion of the oceanic crust of the Lau basin beneath the Horn platform. However, the SW-NE P axis orientation of the focal solutions are identical in both zones indicating a homogeneous regional stress field.

A three-component digital seismic station was deployed 2 days after the March 1993 event. The rate of aftershocks reached one event per minute in the early days after the main shock. 40 large aftershocks have been located and allow redefinition of the geometry of the fault plane that ruptured during the March 1993 seismic sequence. The relative S-P travel times of the aftershocks range from 0.7 to 3.4 sec. (figure 3) with 66% of the data between 0.7 and 1.7 sec. The location method uses the observed back azimuth and incident angles measured on the three component seismogram. The epicentre and the depth are then computed by ray tracing back to the source using the travel time difference between P and S waves. The velocity model used for the location is a simple half space with velocities appropriate for basalt. The error on the location is about 2 km. The aftershocks cluster near the seismic station with most of them located beneath the central part of the island, while the main shock was located 15 km westward, offshore by USGS (figure 2). The size of the aftershock zone is compatible with the surface rupture of a magnitude 6.5 event and strongly suggests that the fault plane of 12 March 1993

earthquake is indeed located beneath the Horn ridge. The proximity of the fault is also supported by the numerous sonic waves heard by the island population during the seismic sequence. The focus spread between depths from 7 to 20 km (figure 4). The maximum focal depth indicates that the Horn ridge has a thick crust, probably due to crustal thickening by thrusting. The seismicity pattern suggests the island is bounded by two major faults, one along the northeastern coast with a subvertical dip, the other striking N300° along the southwestern coast and dipping under Futuna with a steep angle, in agreement with the dip angle given by the focal mechanism solution of the March, 1993 earthquake. The dip difference between the March 1986 (30°) and the March 1993 (60°) events indicates that they have ruptured two different segments within the same fault system striking N300°.

The Horn ridge is characterized by a crustal seismicity to as deep as 20 km. The induced crustal deformation leads to the uplifting of Futuna and Alofi islands (Grzeszczyk *et al.*, 1987) and is controlled by a shortening process evidenced by the inverse faulting mechanisms of the major earthquakes located close to the ridge. This zone of shortening is interpreted as being related to an irregularity of the plate boundary between the Pacific plate and the plates of the Fijian platform and of the Lau basin. This plate boundary is a left-lateral transform fault segmented by zones of spreading or convergence (figure 1). The seismicity pattern and the focal mechanisms clearly show that this plate boundary is wide (about one degree at 176°W) and that the deformation within this strip is complex. The easternmost east-west oriented segment runs from the northern end of the Tonga trench to just southeast of the Horn ridge. Further west, the northern limit of this plate boundary would follow the southern flank of the Horn ridge, striking N300°, creating a zone of convergence. Another segment of the Fiji fracture zone runs between 179°W and 178°E. It is shifted southward with respect to the eastern segment of the fracture zone and to the Horn convergence zone. This configuration implies the presence of a N10°E oriented spreading zone in order to connect the two shifted segments of the plate boundary.



**Figure 1** (A) Localisation de la zone d'étude dans le Pacifique Sud-Ouest. NC, Nouvelle Calédonie; VT, Vanuatu; PNG, Papouasie-Nouvelle Guinée; AUS, Australie; K, Kermadec; NZ, Nouvelle Zélande; SL, Salomon. (B) Sismicité superficielle et cadre géodynamique simplifié dans la région de la zone de fracture fidjienne. Les mécanismes focaux sont synthétiques et représentatifs de l'activité de leurs zones. Seule la limite nord de la zone de fracture fidjienne (FFZ) est représentée.

(A) Study area location in the SW Pacific. NC, New Caledonia; VT, Vanuatu; PNG, Papua-New Guinea; AUS, Australia; K, Kermadec; NZ, New Zealand; SL, Solomon. (B) Shallow seismicity and simplified geodynamical setting in Fiji fracture zone region. The focal mechanisms are synthetic and typical of their area activity. Only the northern boundary of the Fiji Fracture Zone is drawn.

## LE TREMBLEMENT DE TERRE DE FUTUNA DE MARS 1993

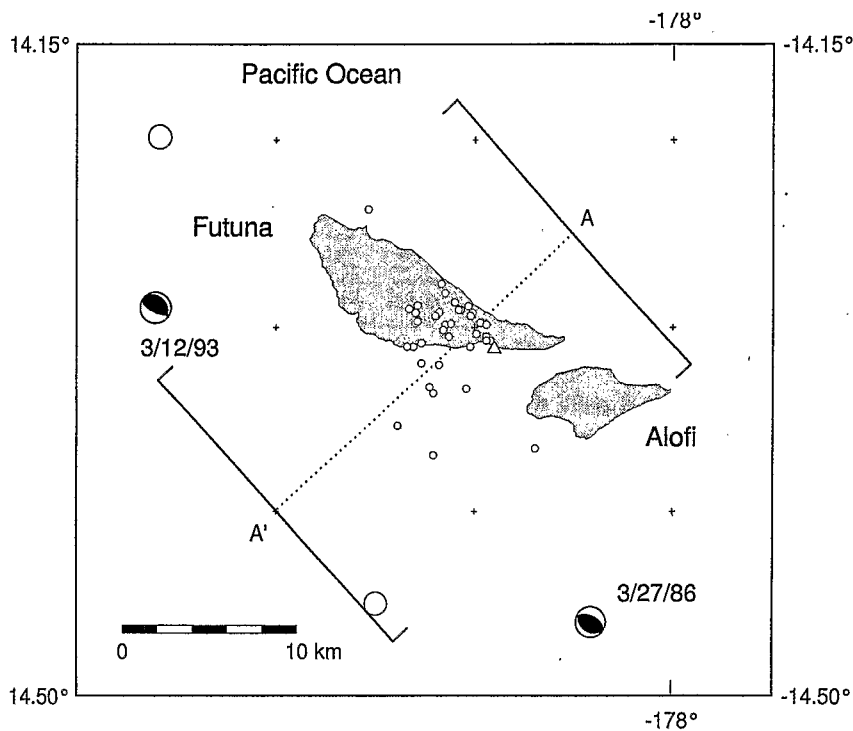
Le séisme de Futuna du 12 mars 1993 (14.248°S, 178.298°W, profondeur focale « normale »,  $M_b=5,9$ ,  $M_s=6,5$  PDE) a causé la mort de trois personnes et des dégâts spectaculaires aux édifices et autres structures urbaines (ponts, routes, aménagements portuaires, aqueducation d'eau...) sur la totalité de l'île. Il est aussi responsable des nombreux glissements de terrains affectant les fortes pentes présentes sur tout le pourtour de l'île ainsi que d'un petit tsunami. Il est enfin probable qu'il ait aussi soulevé une partie de l'île comme en témoigne la surrection d'au moins 50 cm, observée après le tremblement de terre, des platiers coralliens qui bordent la côte sud de Futuna. Ce séisme a été ressenti d'une façon uniforme sur toute l'île, avec une intensité de 8 sur l'échelle de Mercalli. Une telle intensité est peu fréquente, comme le montre l'absence de témoignage d'un tel événement, aussi bien dans les archives administratives et religieuses, que dans la tradition

orale des populations polynésiennes locales. La destruction de la plupart des monuments historiques, dont certains étaient vieux de 140 ans (début de la colonisation), lors du séisme du 12 mars témoigne aussi de la rareté d'un tremblement de terre aussi fortement ressenti. Une crise sismique d'importance comparable à celle de mars 1993, en mai 1840, a été décrite (Chanel in C. Rozier, 1960). Pendant cette crise, 19 secousses importantes ont été ressenties dans les premières 24 h suivant le choc principal, ce qui est comparable à la cadence observée lors du dernier séisme de 1993.

Le séisme principal a été précédé d'une séquence de séismes précurseurs de 34 h. Il a été suivi d'une séquence de répliques ressenties par la population, d'une durée de 2 mois environ.

## SITUATION SIMO-TECTONIQUE

Les îles de Horn (Futuna et Alofi) sont situées à proximité immédiate de la zone transformante senestre nord fidjienne qui li-



**Figure 2** Carte des épicentres autour des îles de Futuna et Alofi. Les deux séismes principaux de la zone sont représentés par leurs mécanismes focaux et leur position est donnée par l'USGS. Les deux grands cercles blancs représentent les deux répliques principales du séisme de mars 1993 localisées par l'USGS. Les petits cercles blancs représentent les répliques du séisme de mars 1993 localisées avec les données d'une station temporaire (triangle).

Map of epicenters around Futuna and Alofi islands. The two focal mechanisms are the major events of the area. Their locations and the locations of the two principal aftershocks (large open circle) of the March 1993 event are given by USGS. The small open circles are the aftershocks of the March 1993 event located with a temporary station on Futuna (triangle).

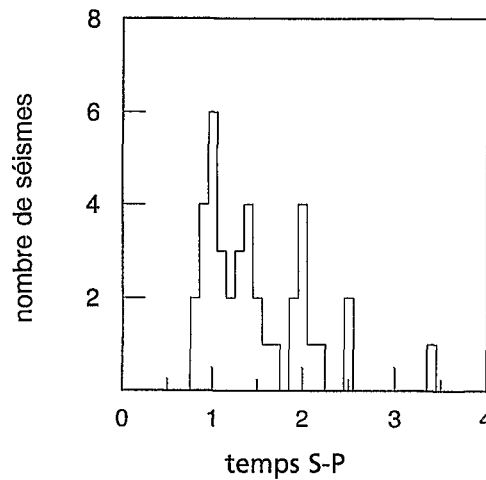
mite au Nord le bassin de Lau et la plate-forme fidjienne (figure 1). La sismicité de la région entourant les îles de Futuna et Alofi se divise en deux catégories: d'une part, les séismes provenant de la large zone transformante nord-fidjienne, à une distance minimum de 50 km au Sud de la ride de Horn, et d'autre part, les séismes très proches situés immédiatement aux abords ou sous la plate-forme. Les séismes de la faille nord-fidjienne sont ressentis sous la forme de brèves secousses et n'ont probablement jamais occasionné de dégâts importants sur Futuna par tremblement (il existe cependant un risque de tsunami d'origine régionale). Les séismes locaux sont eux fortement ressentis et causent en général des dégâts dont l'importance varie suivant la magnitude de l'événement. Ces deux zones de sismicité sont apparemment caractérisées par des mécanismes focaux différents. La zone de fracture nord-fidjienne comprend un ensemble très homogène de solutions focales en décrochements subverticaux orientés E-W (Louat *et al.*, 1989; Pelletier et Louat, 1989). Par contre, les deux mécanismes publiés à proximité immédiate de Futuna sont des solutions en faille inverse

(séisme du 27 mars 1986 et du 12 mars 1993), avec dans les deux cas, un plan orienté N300°, direction subparallèle à l'orientation du flanc sud de la plate-forme de Horn (figure 1). Ces deux mécanismes de chevauchement indiquent un mouvement de glissement de la croûte océanique du bassin de Lau sous la plate-forme des îles de Horn. Cependant, l'orientation SW-NE de l'axe P (compression) des mécanismes sont identiques dans les deux zones, indiquant un champ de contraintes régionales homogène.

## NOUVELLES DONNÉES ET INTERPRÉTATION

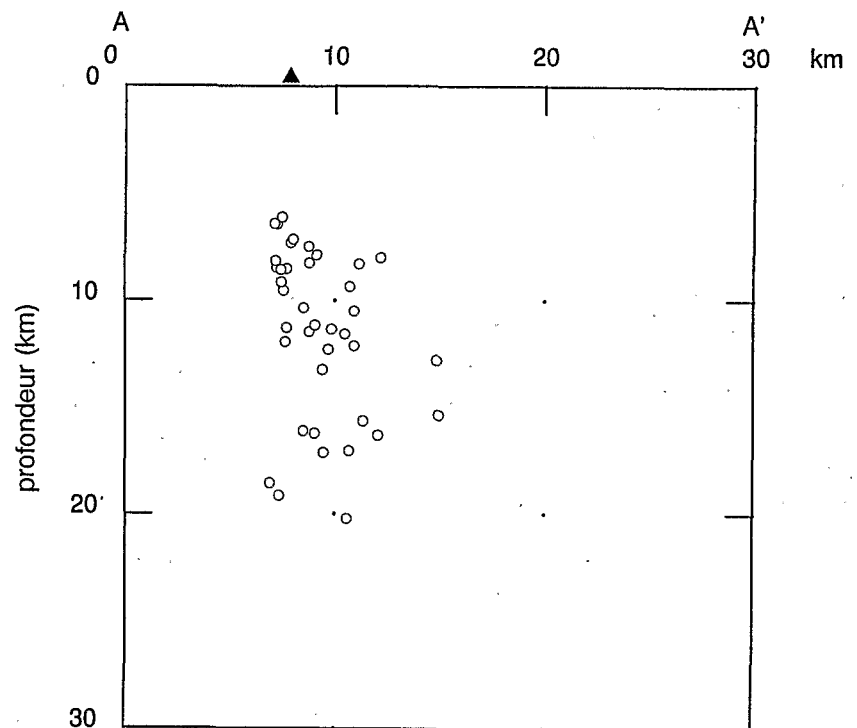
Dans le cadre du plan ORSEC qui a été mis en place immédiatement après le séisme du 12 mars 1993, nous avons installé sur Futuna une station sismologique 2 jours après le séisme. De nombreuses répliques ont ainsi été détectées et leur fréquence au début de la crise sismique a pu aussi être mesurée jusqu'à un événement par minute. Une quarantaine de répliques, parmi les plus importantes enregistrées, ont pu être localisées et permettent de définir plus précisément le segment de faille lié à la crise sismique du mois de mars 1993. La figure 2 montre la totalité de nos données de sismicité instrumentale dans la région proche de Futuna-Alofi. La sismicité historique non instrumentale n'est pas représentée. Les positions des épicentres des séismes de mars 1986 et mars 1993 sont représentées par leur mécanisme au foyer et les deux grands cercles vides sont les épicentres, localisés par l'USGS, des deux répliques principales du séisme de mars 1993. La position de leurs épicentres est donnée par l'USGS avec une précision théorique de plus ou moins 6 km en longitude et latitude. Les petits cercles indiquent la position des épicentres des répliques du séisme du 13 mars 1993 enregistrées par notre station sur Futuna (représentée par un triangle sur la figure 2). La localisation est faite à l'aide de l'azimut observé de l'épicentre et de l'incidence de l'onde P, mesurés sur le premier cycle du sismogramme trois composantes. L'épicentre et la profondeur du foyer sont ensuite obtenus par tracé de rais vers la

source dans un modèle de vitesse, en utilisant la différence des temps des ondes P et S. Pour Futuna, le modèle consiste en un demi-espace homogène de vitesse égale à celle du basalte. L'erreur sur l'azimut et l'incidence est de  $3^\circ$  environ. L'erreur sur la position des foyers s'accroît avec la différence de temps S-P. Entre une et une seconde et demie de S-P, l'erreur sur la position des foyers est de plus ou moins 1 km environ en profondeur, et suivant les directions longitudinale et transverse. L'histogramme des différences de temps S-P, présenté sur la figure 3 montre la proximité immédiate des foyers de la station. La zone couverte par les répliques représente une surface de rupture compatible avec celle d'un séisme de magnitude 6,5. Il est donc très probable que le séisme de mars 1993 soit en fait très proche de la zone de répliques et que sa position réelle soit environ 15 km à l'Est de l'épicentre donné par l'USGS. On constate alors que la faille principale borde l'île, voire même se situe franchement sous l'île, comme le confirme l'alignement organisé des répliques les plus proches de la station (figure 2). La proximité immédiate de la faille est aussi confirmée par les ondes sonores produites par les séismes, qui ont été entendues fréquemment par la population de l'île durant la crise sismique. La figure 4 présente une coupe dont l'orientation est indiquée sur la figure 2. Les foyers sont distribués entre 7 et 20 km de profondeur, principalement sous l'île. La profondeur maximum des foyers indique la présence d'une ride épaisse sous Futuna, probablement par écaillage de la croûte océanique. La coupe et la carte de sismicité suggèrent que l'île est bordée par deux failles principales, une le long de la côte NE de Futuna à pendage quasi vertical, la seconde, orientée N300°E plongeant sous Futuna et Alofi avec un fort pendage, en accord avec la valeur de pendage donnée pour le mécanisme du séisme. La différence de pendage du plan de faille entre les deux séismes de mars 1986 ( $30^\circ$ ) et 1993 ( $60^\circ$ ) indique que le système de failles bordant la ride de Horn est complexe et que le milieu est certainement très fracturé.



**Figure 3** Histogramme des différences des temps des ondes P et S.

Histogram of the S-P relative travel time.



**Figure 4** Coupe sismique en travers de la ride de Horn. La localisation de la coupe est représentée sur la figure 2.

Cross-section of the seismicity of the Horn ridge. The location of the section is shown on the figure 2.

## DISCUSSION

La ride de Horn est caractérisée par une sismicité crustale allant jusqu'à des profondeurs de 20 km minimum. Les déformations crustales, ainsi générées, sont responsables de la surrection des îles de Futuna et Alofi (Grzesczyk *et al.*, 1987) et sont la conséquence d'un processus de raccourcissement, comme l'indiquent les mécanismes chevauchants des deux séismes majeurs proches de la ride.

Cette zone de raccourcissement est liée à un accident local de la géométrie de la frontière entre la plaque Pacifique d'une part et les micro-plaques fidjienne et du bassin de Lau d'autre part. Cette frontière fonctionne principalement en décrochement senestre et se décompose en plusieurs segments séparés par des zones d'ouverture ou de convergence (figure 1). La séismicité ainsi que les mécanismes au foyer montrent clairement que cette limite de plaque est large (d'un degré environ vers 176°W) et que le mouvement à l'intérieur de cette bande est distribué de façon complexe. Des mécanismes focaux représentatifs des différentes régions le long de la frontière de la plaque Pacifique (incluant la zone de subduction Tonga) sont reportés sur la figure 1. Le plus à l'Est des segments de la zone de fracture fidjienne, orienté E-W, débute à l'extrémité nord de la fosse des Tonga et se termine vers 178°W et 14,50°S. Plus à l'Ouest, la limite nord de cette frontière de plaque longerait le flanc sud de la ride de Horn, avec une orientation N300°E, créant ainsi une zone locale de convergence. Un autre segment de la zone de fracture senestre nord-fidjienne, défini par la séismicité et les mécanismes au foyer, s'étend entre 179°W et 178°E. La limite nord de ce segment est décalée vers le Sud par rapport au précédent. Pour assurer la continuité de la frontière, cette configuration impose la présence d'une

zone d'ouverture orientée N10°E à la suite de la zone de convergence de Horn entre les deux segments décalés de la zone de fracture transformante nord-fidjienne (figure 1).

## CONCLUSION

La séismicité autour de Futuna, caractérisée par des mécanismes de faille inverse, apparaît très différente de celle de l'ensemble de la zone de fracture fidjienne où les mécanismes en décrochement dominant. Cette activité résulte d'une irrégularité de courte distance de la frontière de la plaque Pacifique, créant localement une zone de compression le long de la ride de Horn. La présence de laves à mise en place sous-marine (Grzesczyk *et al.*, 1987), depuis la base jusqu'au sommet de Futuna et Alofi (524 et 417 m respectivement) indique une forte surrection de ces îles, due au régime compressif local. Cette surrection est aussi accompagnée, depuis environ 2 Ma (Grzesczyk *et al.*, 1991), de l'installation de platiers récifaux bordiers successifs, que l'on retrouve actuellement perchés jusqu'à plusieurs centaines de mètres d'altitude. En l'absence de datation des platiers récifaux soulevés, le taux de surrection et la récurrence des séismes de fortes magnitudes qui sont associés à ces soulèvements ne peuvent pas être mesurés actuellement.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- CHANNEL, P., 1960. Ecrits de Saint Pierre Chanel par C. Rozier s.m. édition des maristes, Rome.
- GRZESCZYK, A., EISSEN, J. P., DUPONT, J., LEFEVRE, C., MAILLET, P. et MONZIER, M., 1987. Pétrographie et minéralogie des îles Futuna et Alofi, TOM de Wallis et Futuna (Pacifique Sud-Ouest), *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, série II, p. 93-98.
- GRZESCZYK, A., LEFEVRE, C., MONZIER, M., EISSEN, J.-P., DUPONT, J. et MAILLET, P., 1991. Mise en évidence d'un volcanisme transitionnel Pliocène supérieur sur Futuna et Alofi (SW Pacifique) : un nouveau témoin de l'évolution géodynamique nord-Tonga, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 312, série II, p. 713-720.
- LOUAT, R., MONZIER, M., GRZESCZYK, A., DUPONT, J., EISSEN, J. P. et MAILLET, P., 1989. Sismicité superficielle à proximité des îles de Horn. (Territoire de Wallis et Futuna - Pacifique Sud) : caractéristiques et conséquences, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 308, série II, p. 489-494.
- PELLETIER, B. et LOUAT, R., 1989. Seismotectonics and present-day relative plate motions in the Tonga-Lau and Jernadec-Havre region, *Tectonophysics*, 165, p. 237-250.