

# 6

## SISMICITÉ DE L'ARC DES NOUVELLES-HÉBRIDES

*par* Rémy LOUAT, Jacques DANIEL et Bryan ISACKS

### INTRODUCTION

#### **Situation générale de la sismicité des Nouvelles-Hébrides**

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

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

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

### Approche scientifique récente

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

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

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

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

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

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

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

## **DÉTERMINATION DES SÉISMES DE L'ARC DES NOUVELLES-HÉBRIDES**

### **Possibilités théoriques**

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

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

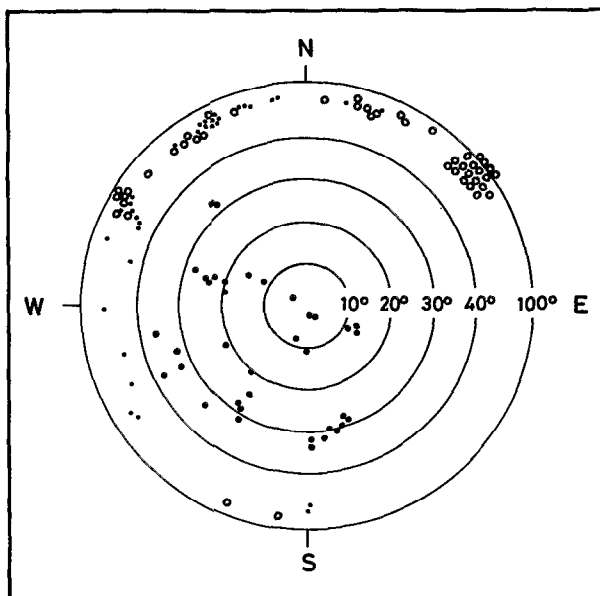


Fig. II-46 - Distribution en azimut et en distance des stations ayant contribué au calcul de l'épicentre d'un séisme du nord des Nouvelles-Hébrides. Distance épacentrale des stations  $\Delta$ : inférieure à  $40^\circ$  (ronds noirs); entre  $40^\circ$  et  $80^\circ$  (points); supérieure à  $80^\circ$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

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

### Profondeur des séismes intermédiaires

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

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

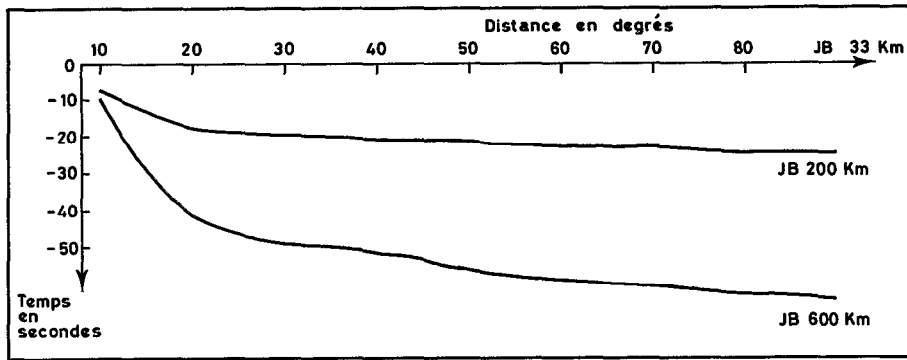


Fig. II-47 - Variation des temps de propagation en fonction de la distance épicentrale pour des séismes dont la profondeur est de 200 et 600 km par rapport à l'hodochrone d'un foyer superficiel. Les valeurs sont tirées des tables de Jeffreys-Bullen (distance 10° à 90°).

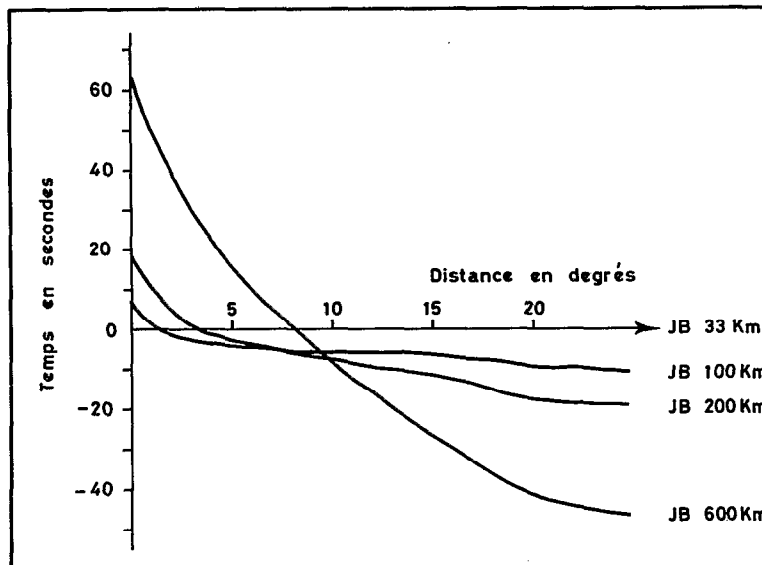


Fig. II-48 - Même légende que la figure II-47 mais les profondeurs sont de 100, 200 et 600 km et la distance de 0° à 25°.

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

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

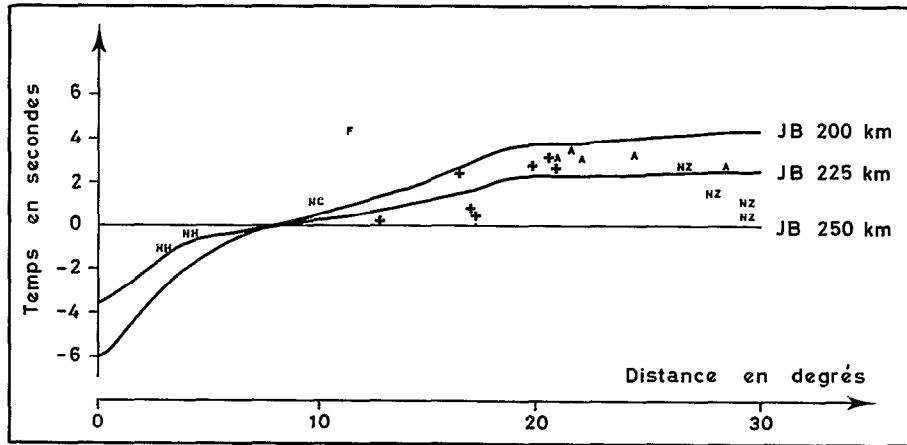


Fig. II-49 - Exemple de détermination par l'ISC avec la même représentation que celle des figures II-47 et 48 du séisme du 12/06/72 ; 00 h 45 ;  $12^\circ 37' S - 167^\circ 06' E$  ;  $H = 230 \text{ km} \pm 3,6$  ;  $H_p = 232 \text{ km}$  ; NH, NC, F, A, NZ : stations néo-hébridaises, néo-calédoniennes,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

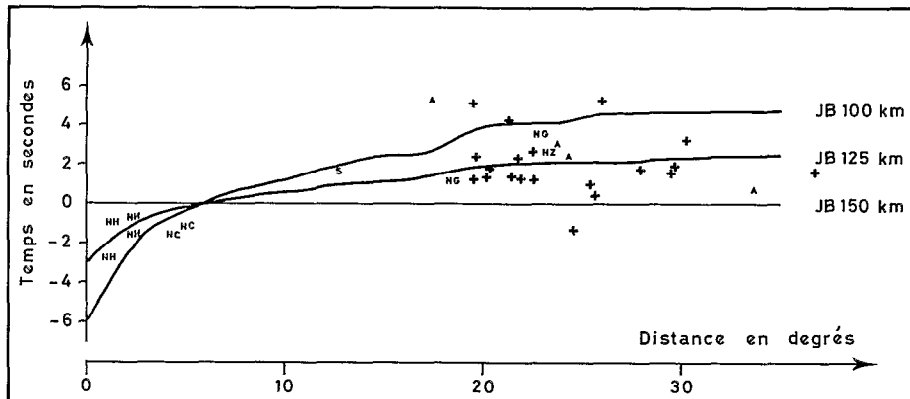


Fig. II-50 - Exemple de détermination par l'ISC du séisme du 19/06/76 ; 07 h 38 ;  $18^\circ 70' S - 168^\circ 29' E$  ;  $H = 125 \text{ km}$  ; S, NG : stations des Salomon et de Nouvelle-Guinée.

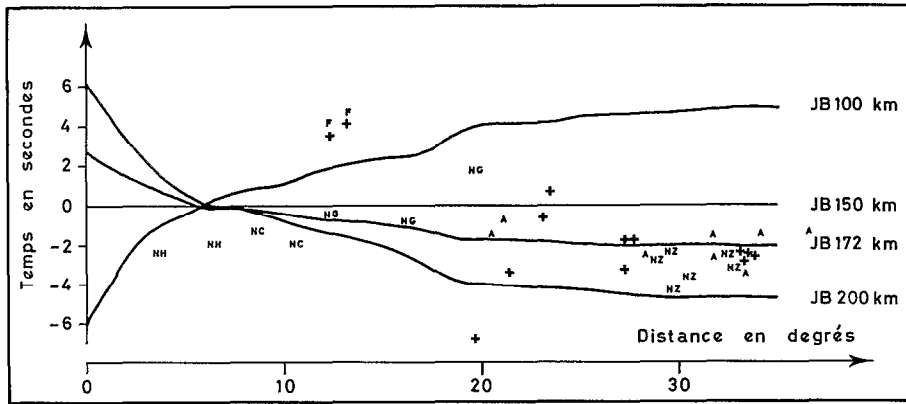


Fig. II-51 - Exemple de détermination du séisme du 31/05/77 ; 14 h 48 ;  $11^{\circ} 88' S - 166^{\circ} 39' E$  ;  $H = 172 \text{ km} \pm 4.5$  ;  $H_{pP} = 138 \text{ km}$ . Sur cette figure on peut voir que les stations fidjiennes ont faussé la détermination du paramètre H. La répartition des stations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

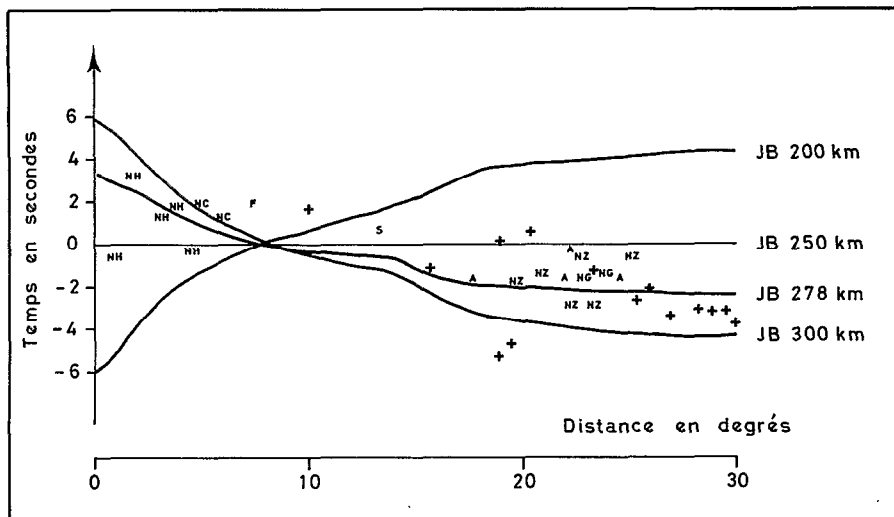


Fig. II-52 - Exemple de détermination par l'ISC du séisme du 09/03/74 ; 17 h 41 ;  $19^{\circ} 03' S - 169^{\circ} 66' E$  ;  $H = 278 \text{ km} \pm 2.3$ . Sur cet exemple on peut voir qu'il est préférable d'avoir, pour les stations proches, un réseau disséminé plutôt qu'une forte concentration de stations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

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

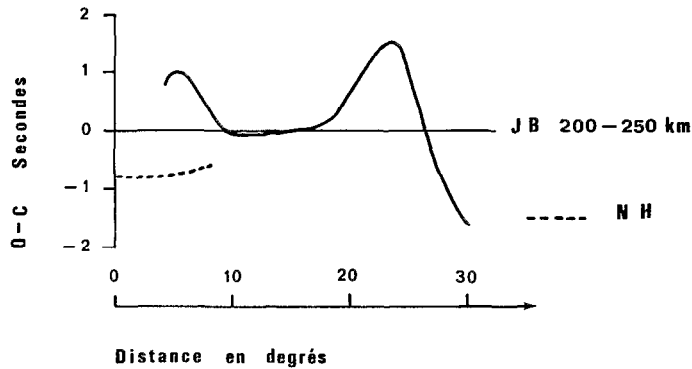


Fig. II-53 - Correction expérimentale moyenne des temps d'arrivée aux stations régionales par rapport aux tables de Jeffreys-Bullen pour un séisme des Nouvelles-Hébrides dont le foyer est compris entre 200 et 250 km.

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

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

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

##### *Séismes superficiels*

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

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

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

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

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

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



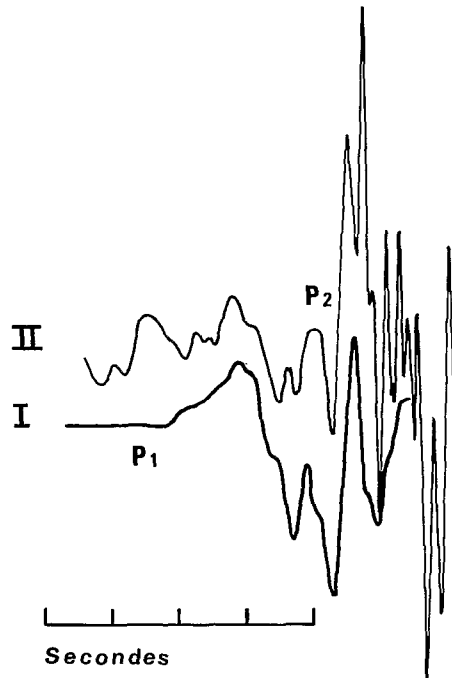


Fig. II-54 - Enregistrement magnétique à la station de Nouméa ( $T_p = 10$  secondes, Amortissement Critique) de deux séismes de la crise près de l'île Vaté du 17 août 78 à 13 h. L'évènement I est le séisme principal ( $M_b : 5,5$ ), l'évènement II une réplique.  $P_1$  et  $P_2$  sont les temps de lecture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

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

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

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

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

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

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

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

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

Les résidus aux stations données par l'ISC sont :

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

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

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

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

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

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

#### *Séismes intermédiaires*

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

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

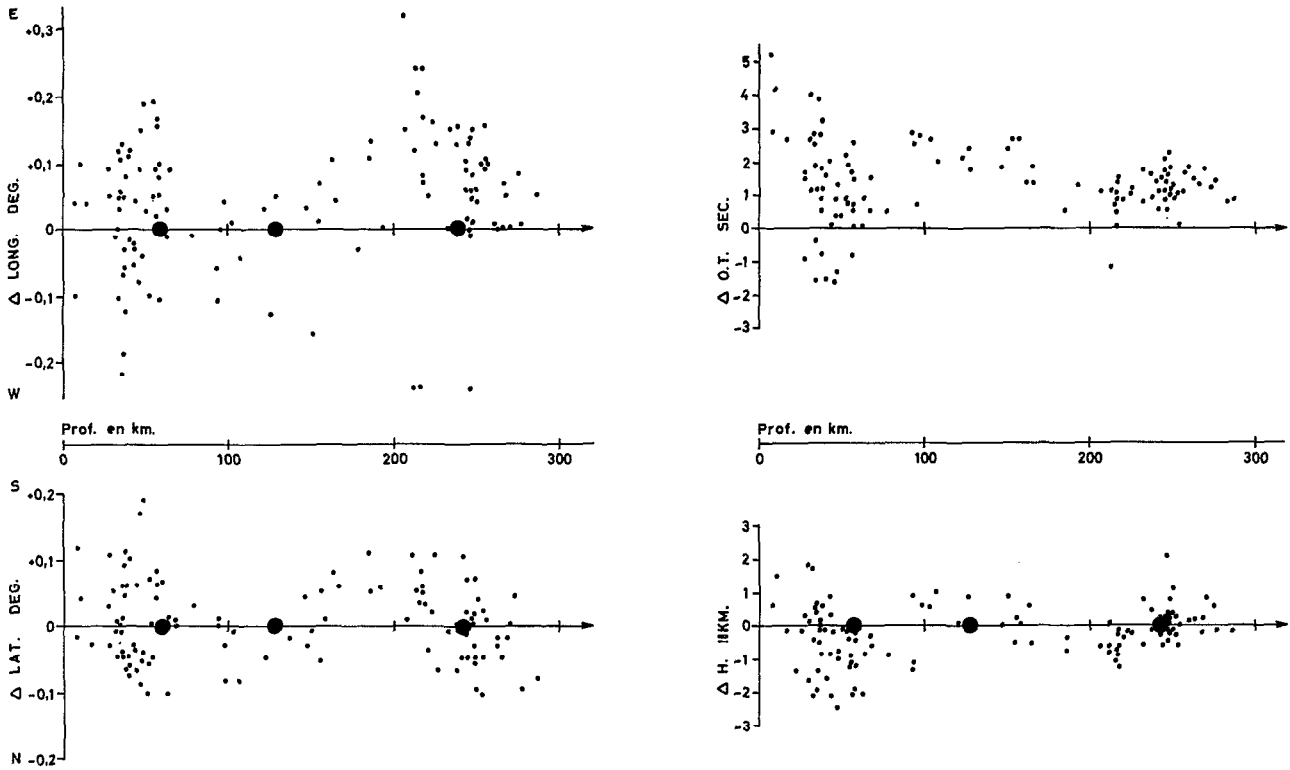


Fig. II-55 - Corrections JHD/ISC en fonction de la profondeur, des séismes fournis par l'ISC. Les événements sont tirés de PASCAL *et al.* (1978). Les graphiques représentent les écarts en longitude, latitude, temps origine et profondeur. Les pastilles noires en abscisses sont les événements de référence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

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

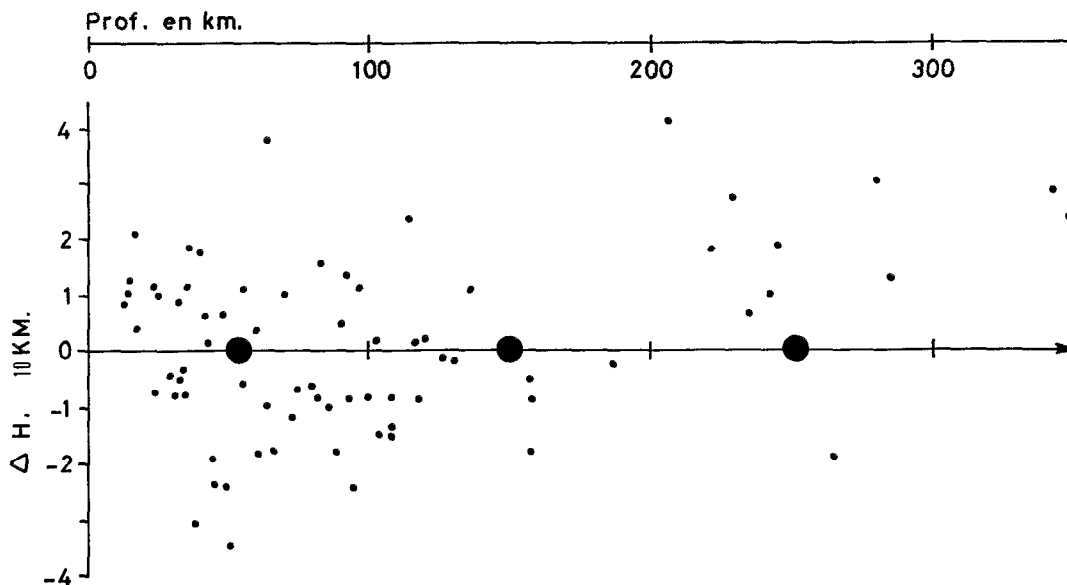


Fig. II-56 - Correction de profondeur JHD/ISC en fonction de la profondeur ISC pour les évènements tirés de PASCAL *et al.* (1978). Région A (Nord-Hébrides). A partir de 200 km on remarquera que le JHD déplace systématiquement les foyers vers le bas.

## SISMICITÉ SUPERFICIELLE

### Représentation géographique

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

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

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

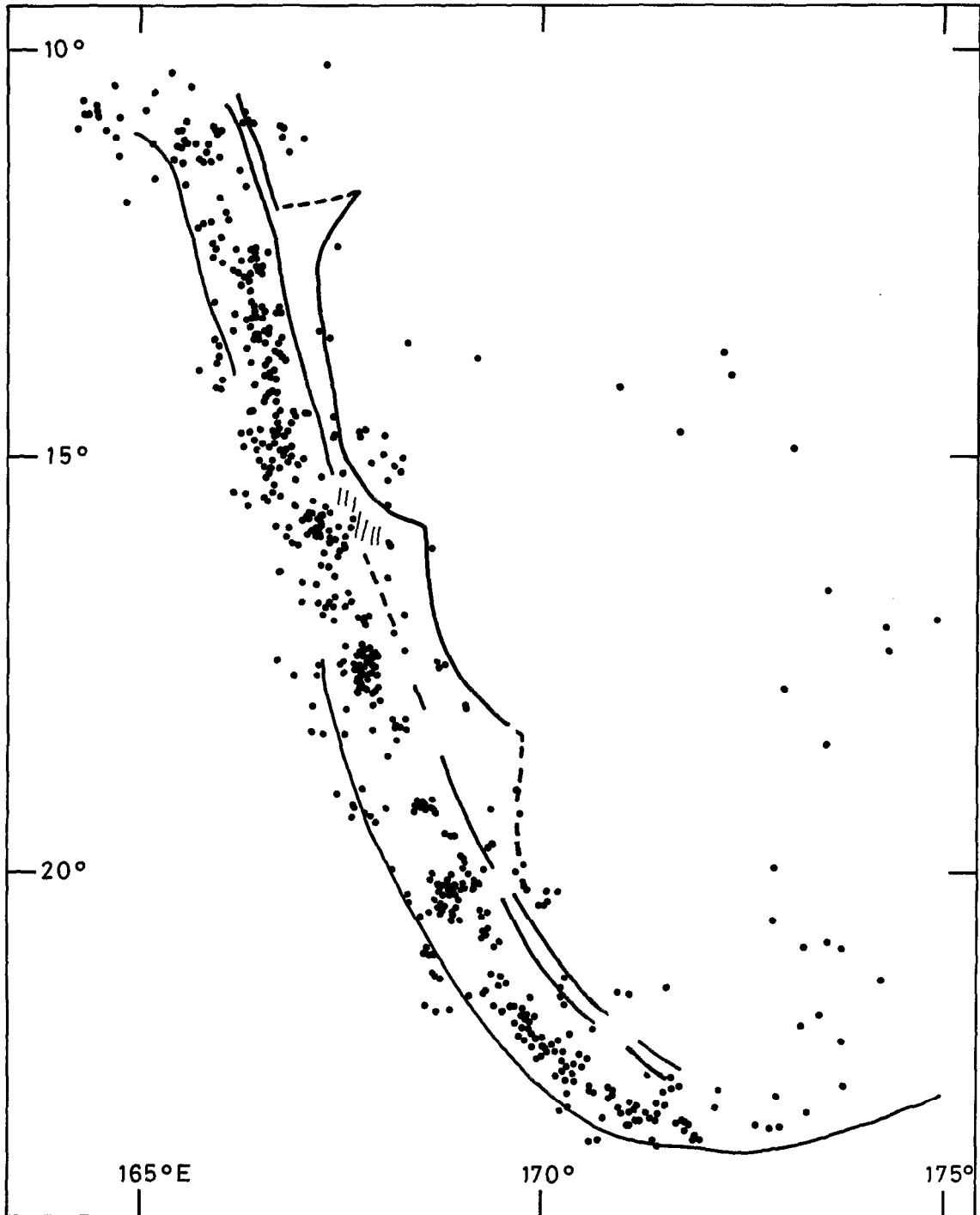


Fig. II-57 - Sismicité superficielle (ISC, nombre de stations égal ou supérieur à 50). On a représenté à l'ouest l'axe de la fosse, à l'est la trace en surface de l'extrémité du plan de Benioff, et au centre la trace de la ligne de niveau 130 km de ce plan.

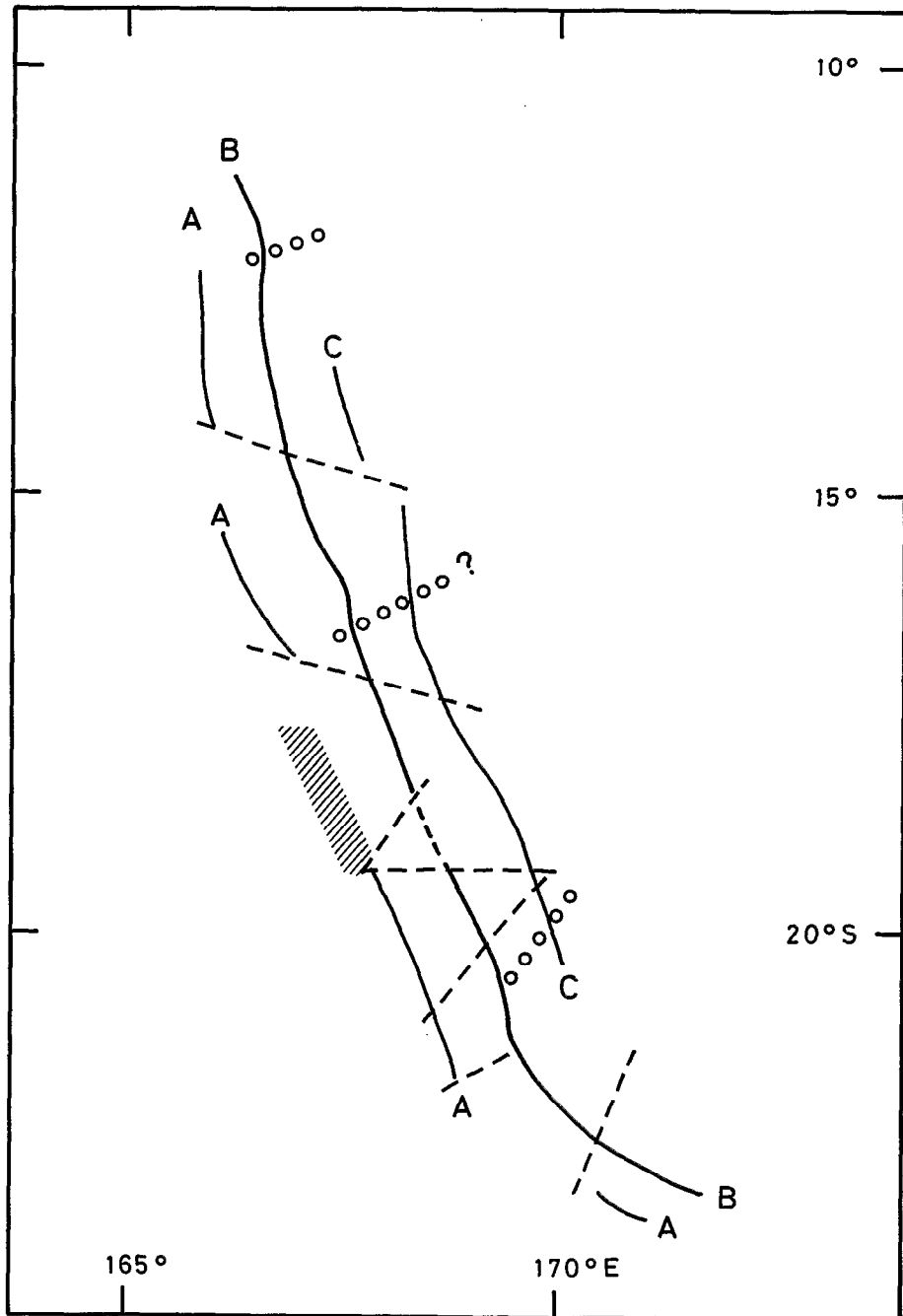


Fig. II-58 - Interprétation schématique de la sismicité superficielle. A : sismicité en avant de la fosse (les hachures caractérisent une zone de sismicité diffuse); B : sismicité sous l'arc; C : sismicité arrière arc ; ooo : discontinuités principales du plan de Benioff ; --- : principaux décrochements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

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

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

#### **Enregistrements de séismes superficiels sur le ZGP de Port-Vila**

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

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

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

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

#### *Séismes "basse énergie": modèle du cisaillement visqueux*

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

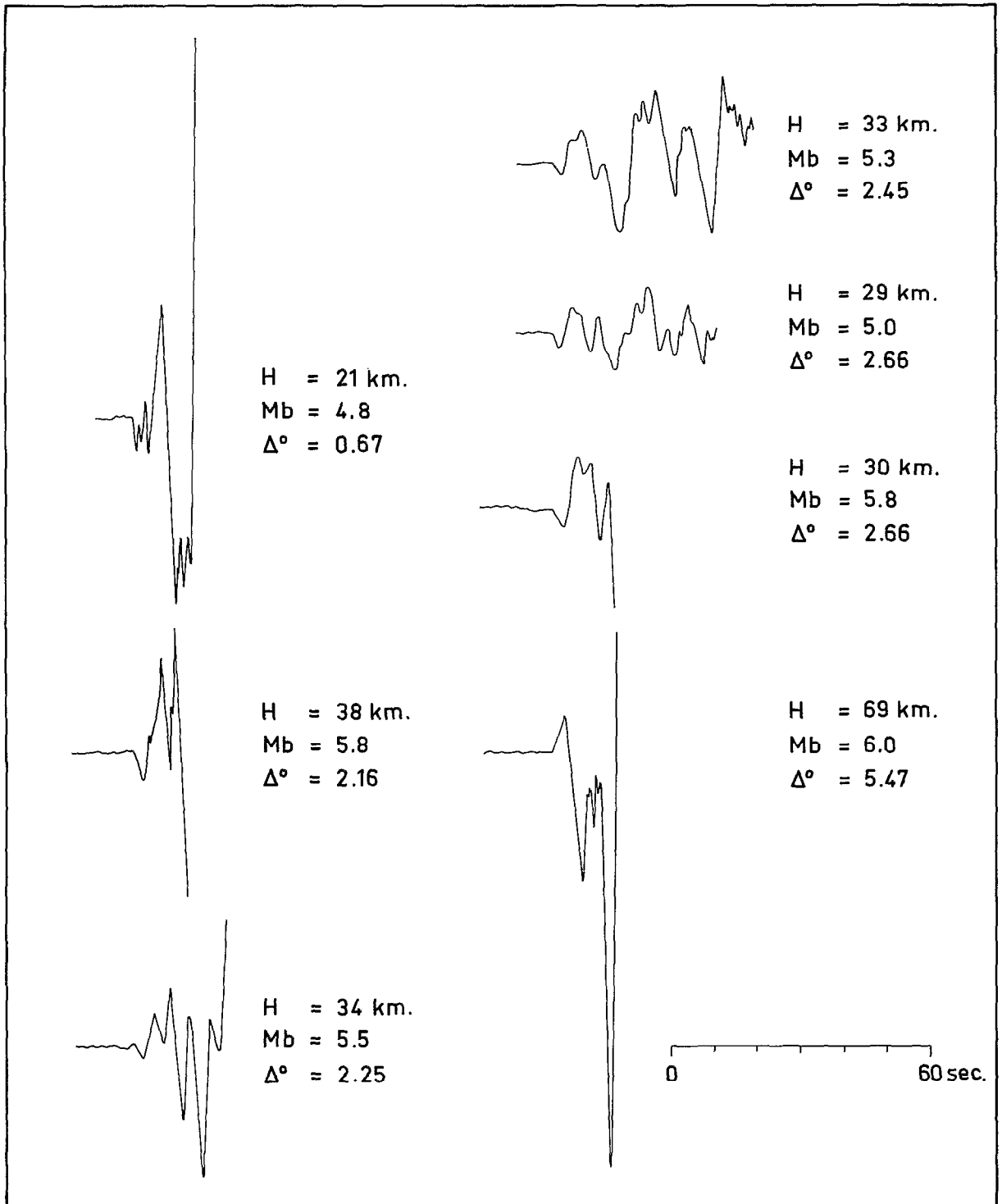


Fig. II-59 - Exemples d'enregistrements de séismes superficiels à la station ZGP de Port-Vila.



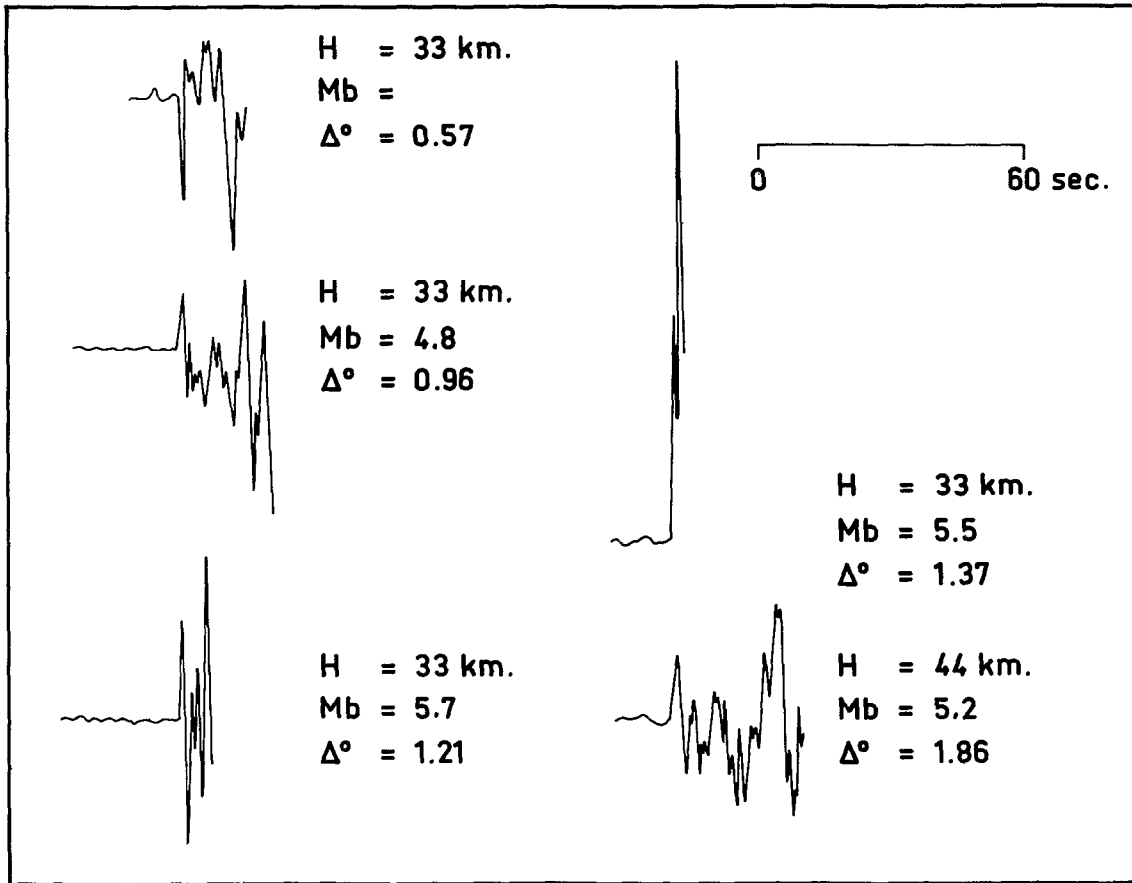


Fig. II-60 - Exemples d'enregistrements de séismes superficiels à la station ZGP de Port-Vila.

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

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

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

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

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

## SISMICITÉ INTERMÉDIAIRE

### Introduction

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

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

### Coupes transversales

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

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

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

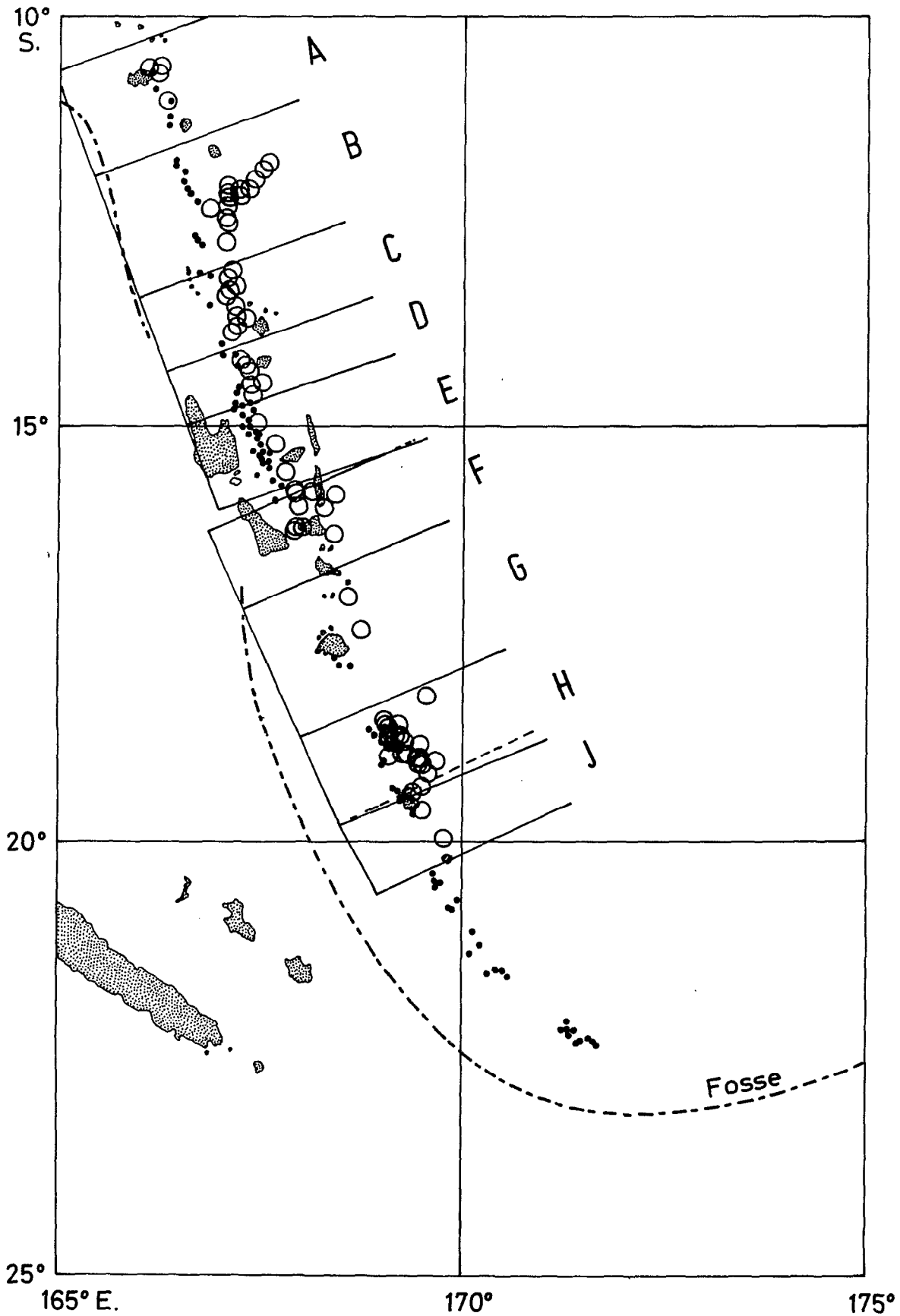


Fig. II-61 - Localisation des coupes. On a représenté les séismes intermédiaires par leur position géographique. Les points sont relatifs aux séismes compris entre 120 et 170 km de profondeur et les cercles aux séismes plus profonds que 170 km.

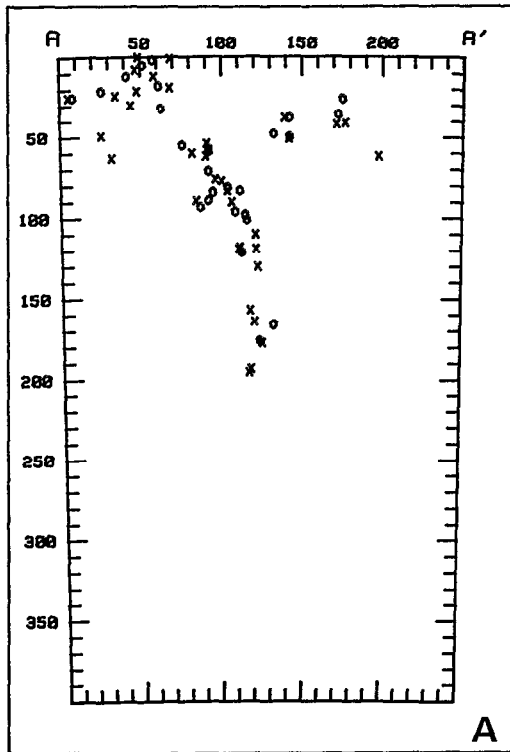


Fig. II-62 - A Coupe du plan de Benioff (voir localisation sur la Fig. II-61). Les séismes déterminés par plus de 100 stations sont représentés par des o, ceux déterminés par plus de 50 stations par des croix (x).

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

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

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

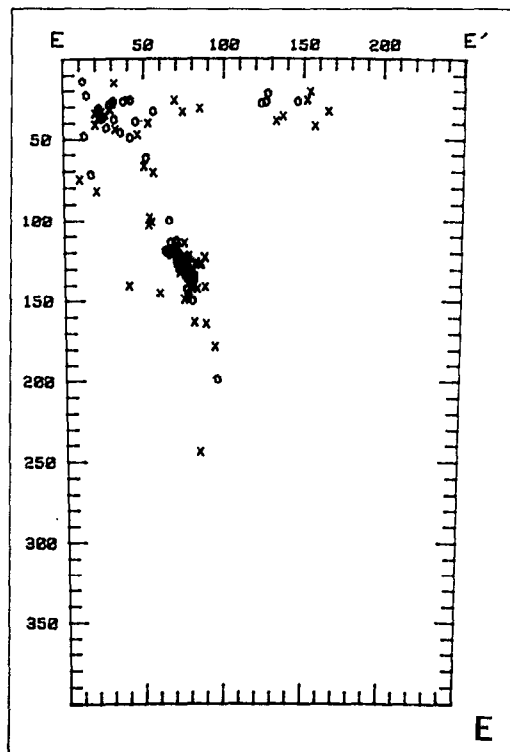
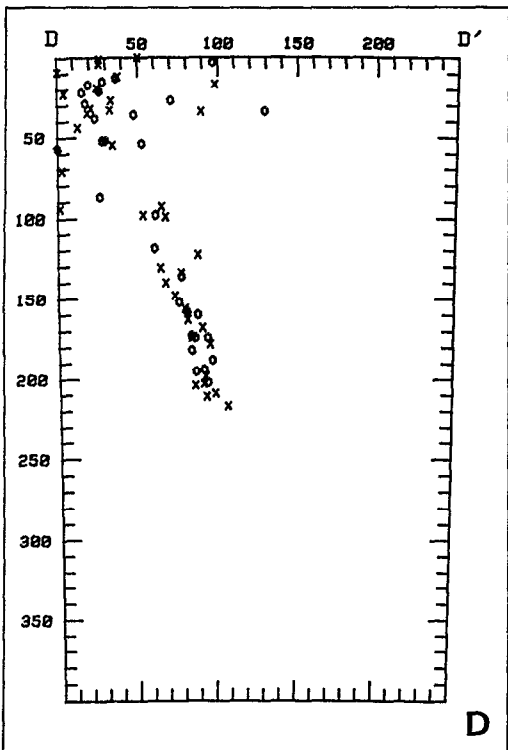
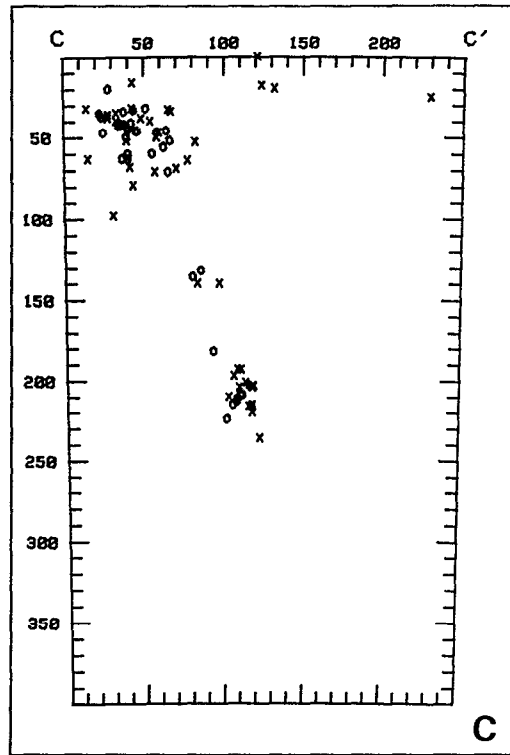
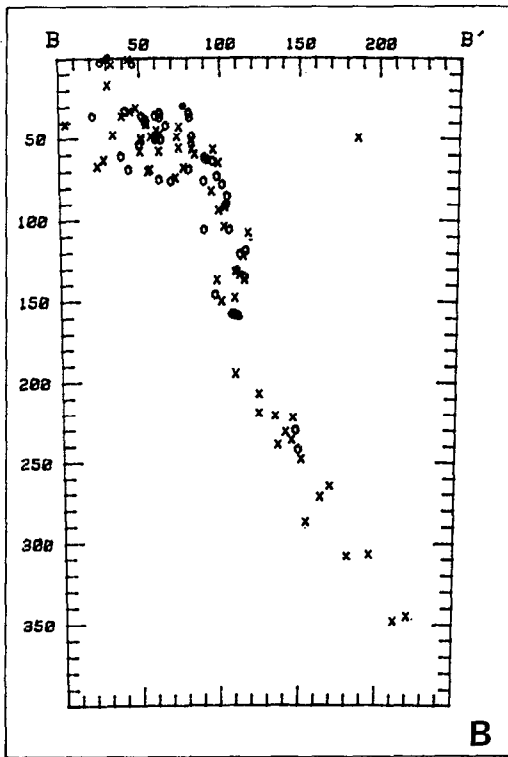


Fig. II-62 - B,C,D et E (voir légende Fig. II-62 A).

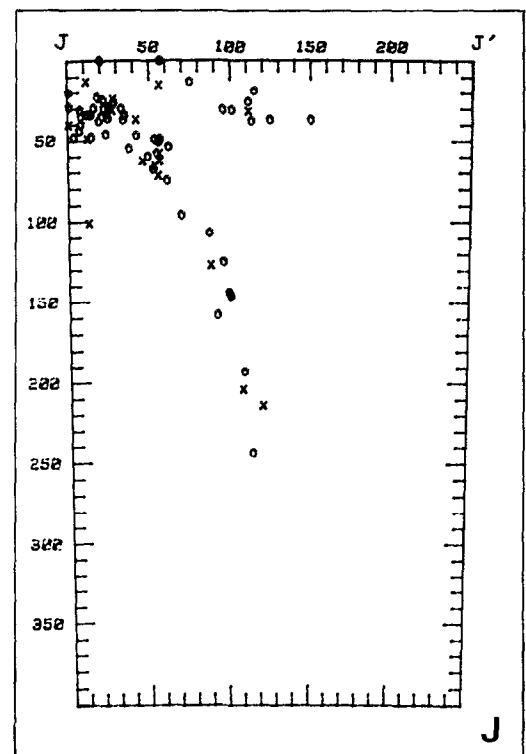
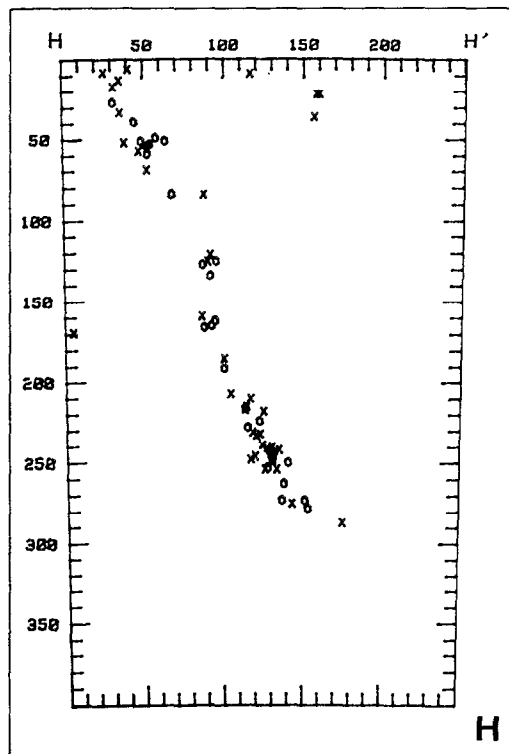
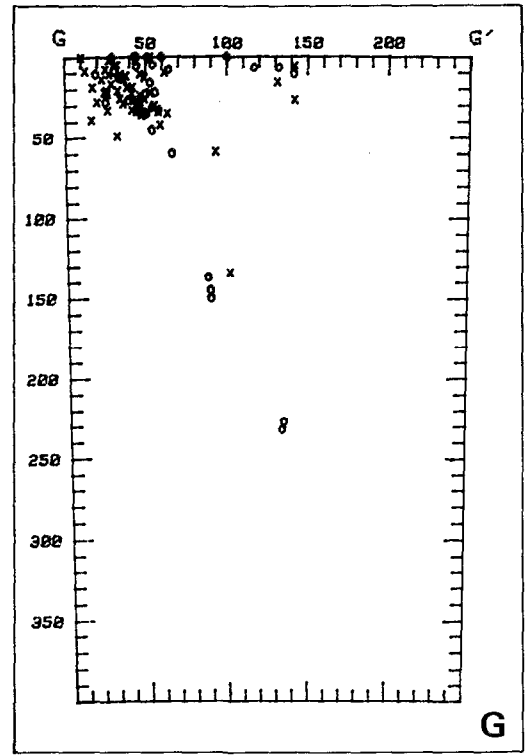
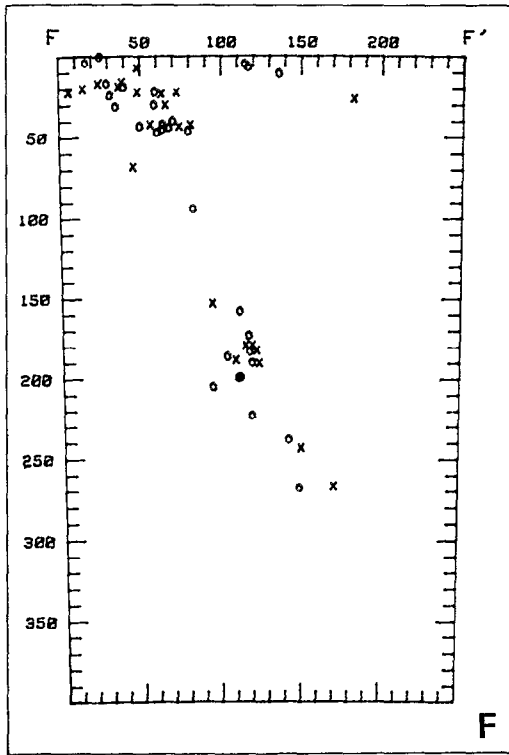


Fig. II-62 - F,G,H et J (voir légende Fig. II-62 A).

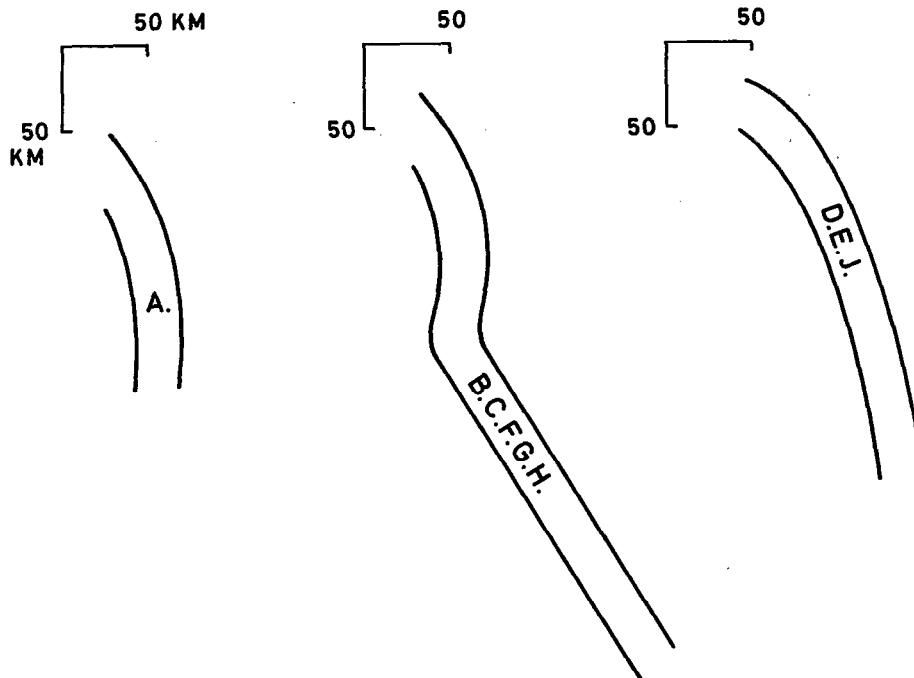


Fig. II-63 - Sections moyennes de la zone de Benioff. Si on déplace les frontières des coupes on peut passer d'une section moyenne à une autre. Il ne faut donc pas donner de l'importance aux identifications par des lettres. Il reste qu'il y a deux familles de coupe.

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

### Coupe longitudinale

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

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

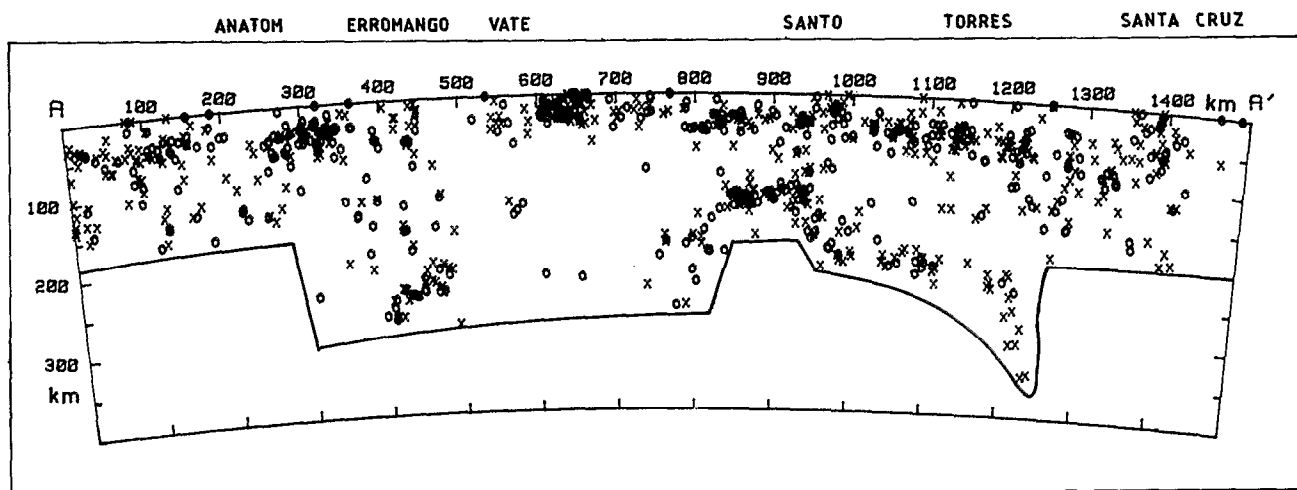


Fig. II-64 - Coupe longitudinale de la zone de Benioff des Nouvelles-Hébrides. Les symboles sont les mêmes que ceux utilisés sur les coupes de la figure II-62.

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

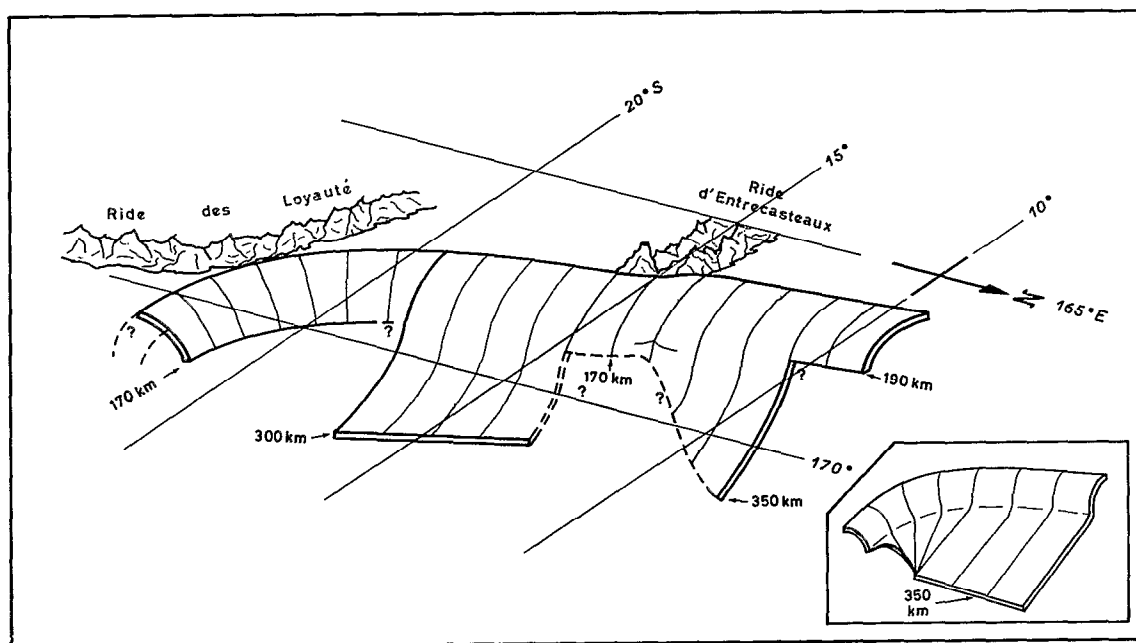


Fig. II-65 - Représentation schématique en perspective de la plaque plongeante sous les Nouvelles-Hébrides. La plaque a été assimilée à la zone de Benioff. En bas à droite, est représentée la lithosphère plongeante dans le cas le plus simple.



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

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

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

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

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

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

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

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

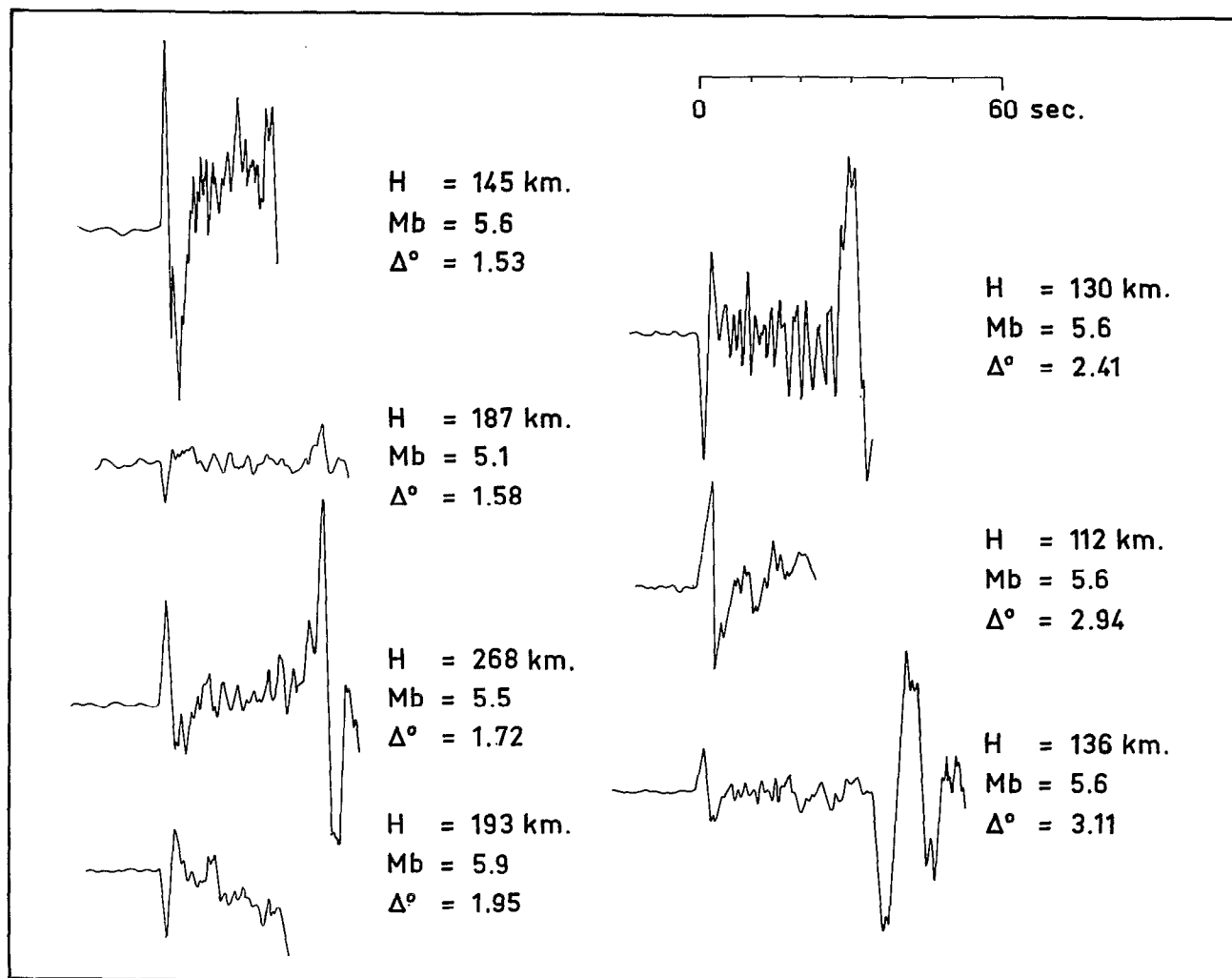


Fig. II-66 - Exemples d'enregistrements de séismes intermédiaires à la station longue période verticale (ZGP) de Port-Vila. La magnitude, la profondeur et la distance proviennent des bulletins ISC.

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

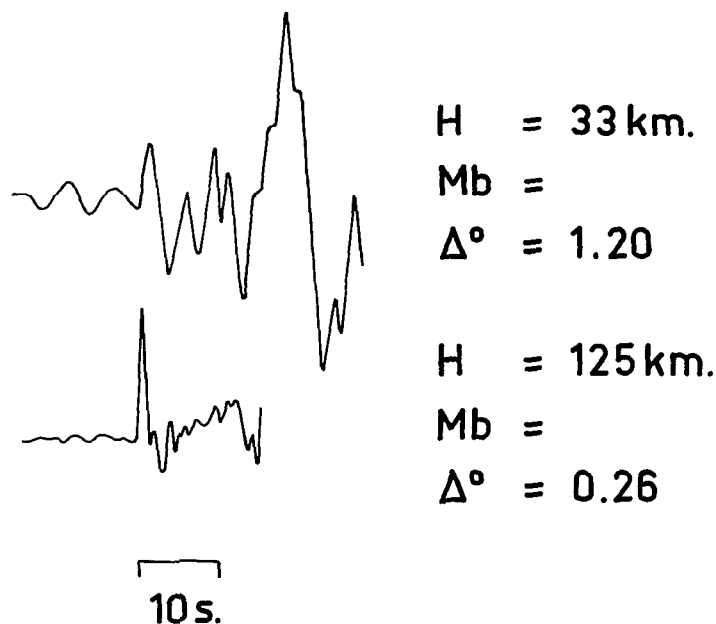


Fig. II-67 - Enregistrements à la station ZGP de Port-Vila de séismes superficiel ( $H = 33 \text{ km}$ ) et intermédiaire ( $H = 125 \text{ km}$ ) proches. Les longueurs de trajet suivi par les deux ondes P sont voisines. La différence des signatures est caractéristique.

## PROPRIÉTÉS GÉNÉRALES DU MILIEU SUBDUCTÉ SOUS LES NOUVELLES-HÉBRIDES

### Atténuation

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

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

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

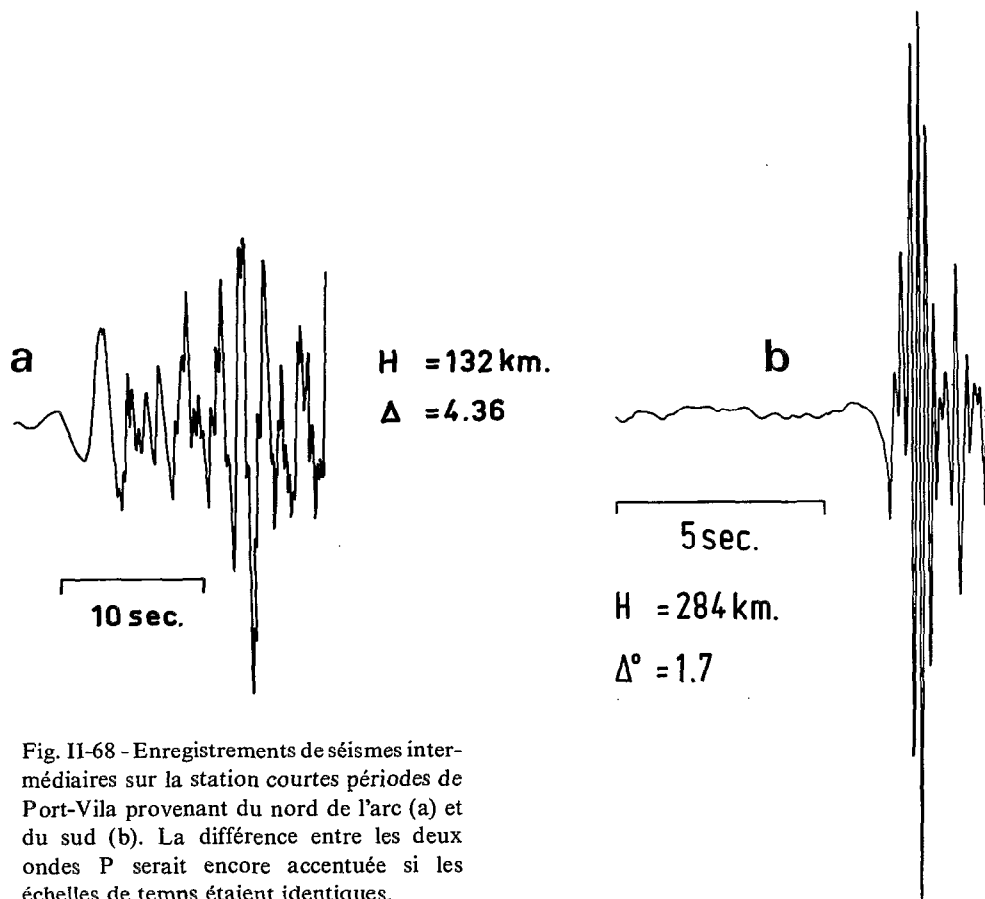


Fig. II-68 - Enregistrements de séismes intermédiaires sur la station courtes périodes de Port-Vila provenant du nord de l'arc (a) et du sud (b). La différence entre les deux ondes P serait encore accentuée si les échelles de temps étaient identiques.

Il y a plusieurs interprétations possibles :

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

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

#### *Propriété à grande échelle*

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

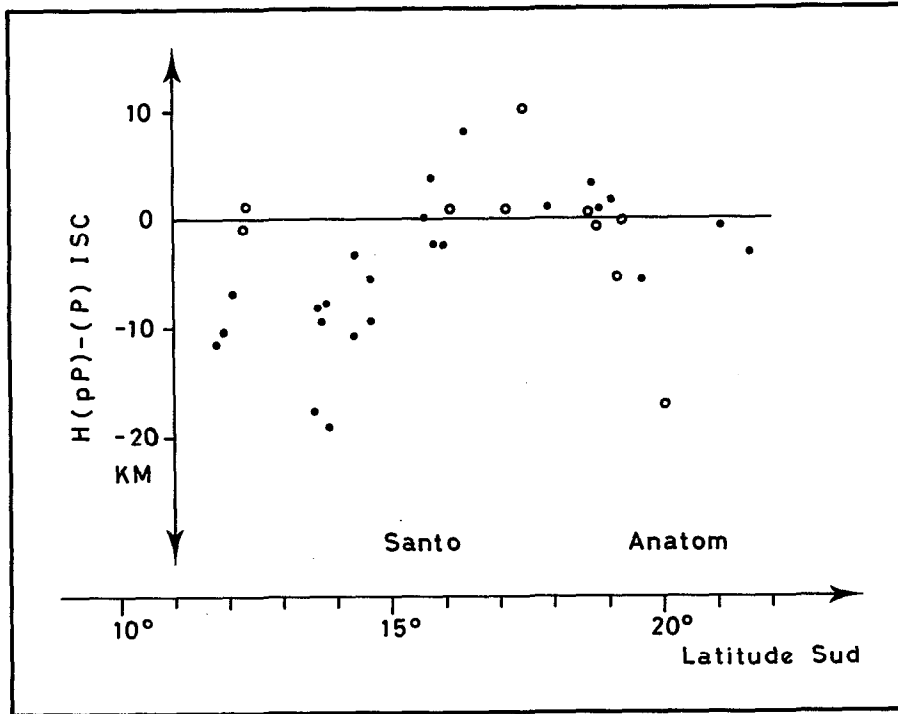


Fig. II-69 - Différence des profondeurs calculées pour un même évènement par les ondes P et pP en fonction de la latitude de l'épicentre qui est considérée ici comme la coordonnée longitudinale. Les points représentent des évènements compris entre les profondeurs 150 et 220 km, les cercles sont pour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

$h = 201 - 250$  km

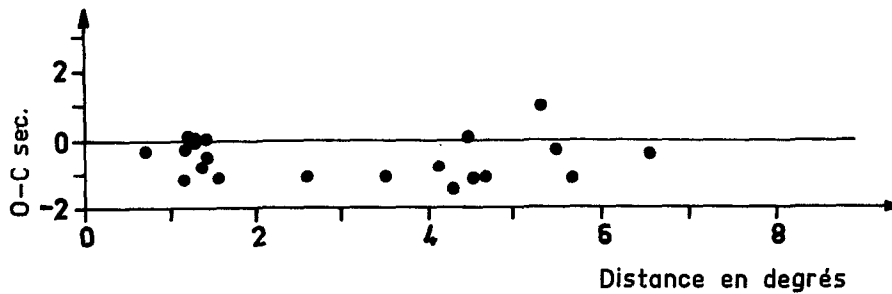


Fig. II-70 - O—C en fonction de la distance à la station de Port-Vila pour des séismes intermédiaires compris entre 200 et 250 km déterminés par plus de 100 stations.

*Résultats apportés par un réseau local*

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

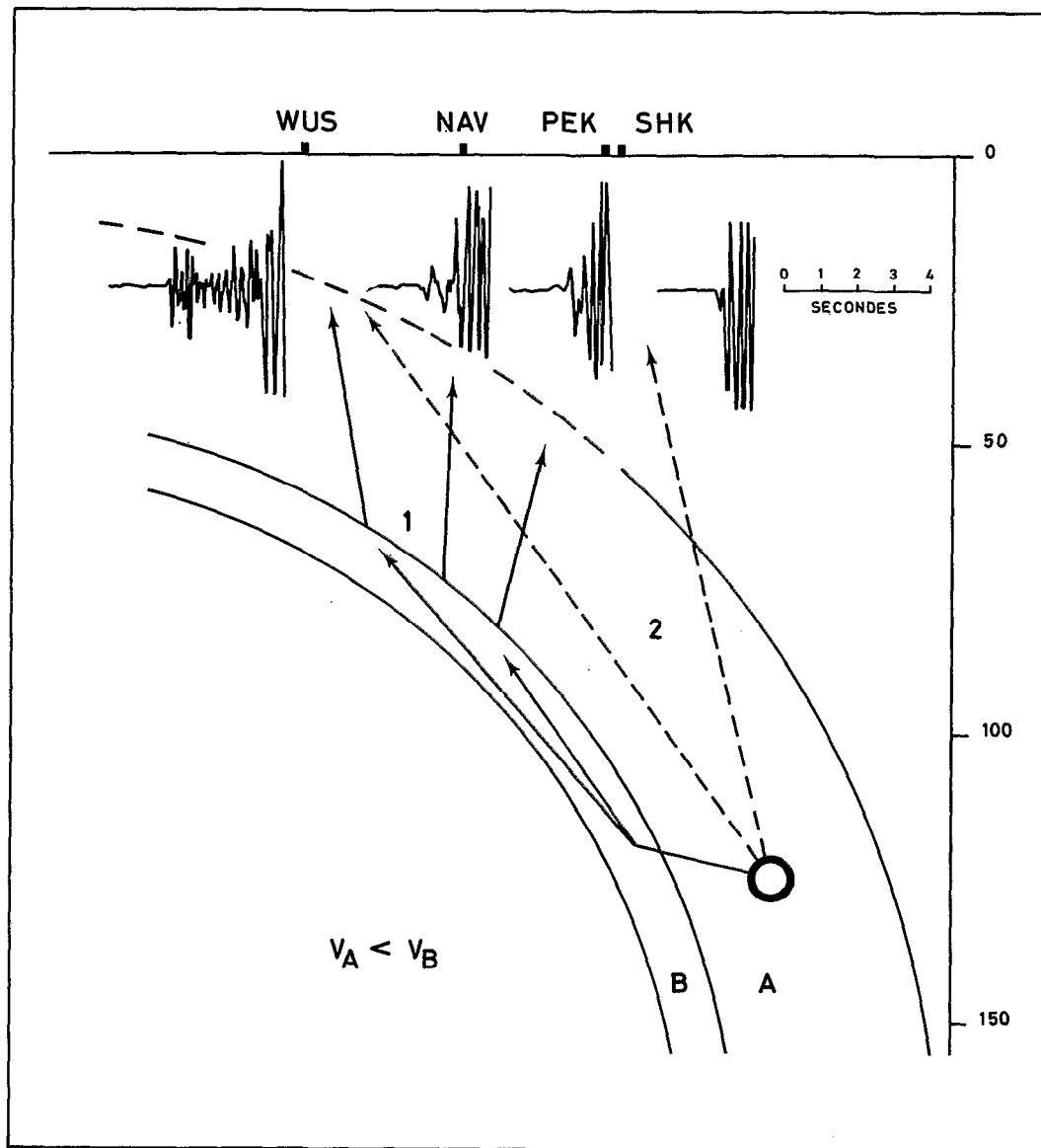


Fig. II-71 - Enregistrement d'un séisme intermédiaire proche sur un réseau local de stations courtes périodes, situé sur l'île Santo. Les épaisseurs des couches ont été choisies pour donner de la clarté au dessin, elles n'ont pas de signification géophysique.

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

### Enregistrements de séismes superficiels le long de l'arc

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

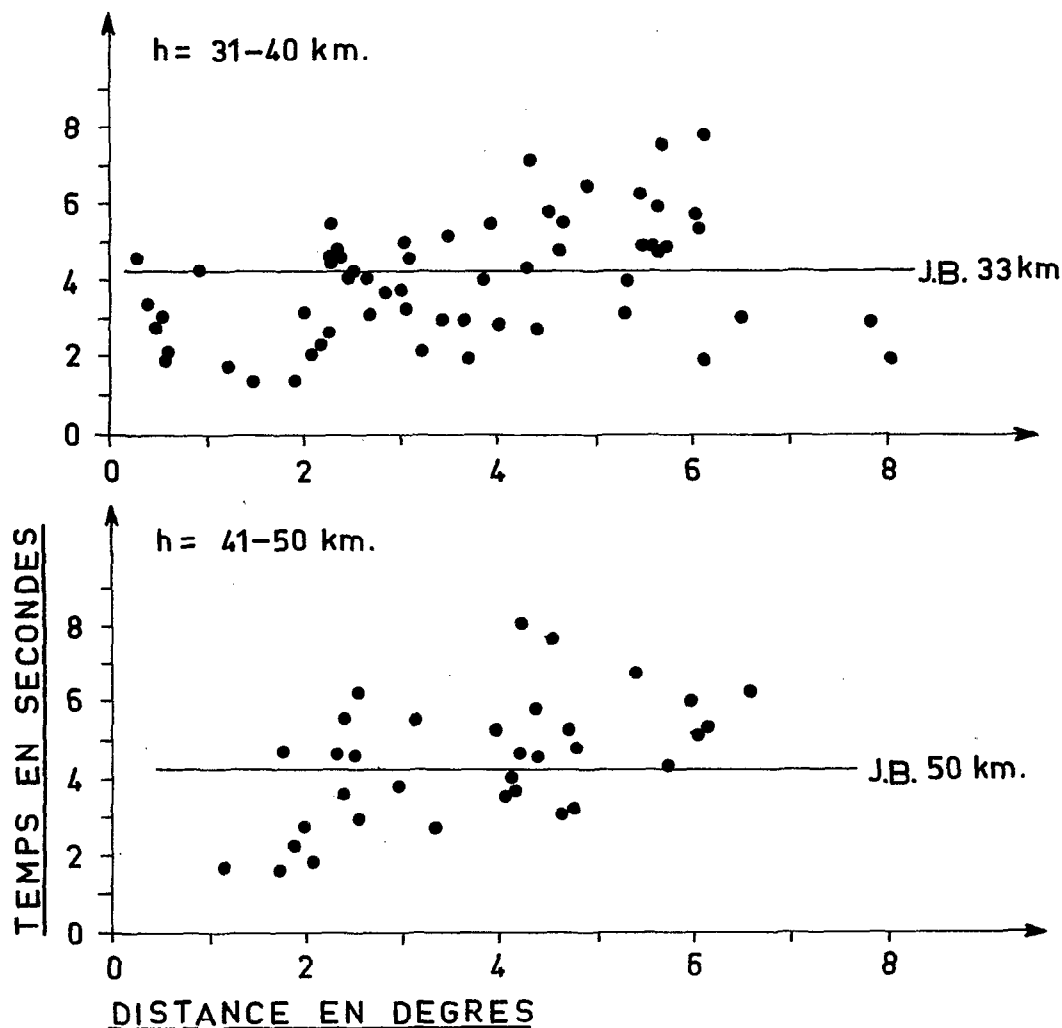


Fig. II-72 - Hodochrones à la station de Port-Vila pour des séismes superficiels situés le long de l'arc des Nouvelles-Hébrides. La vitesse de réduction est de 7,9 km/s.

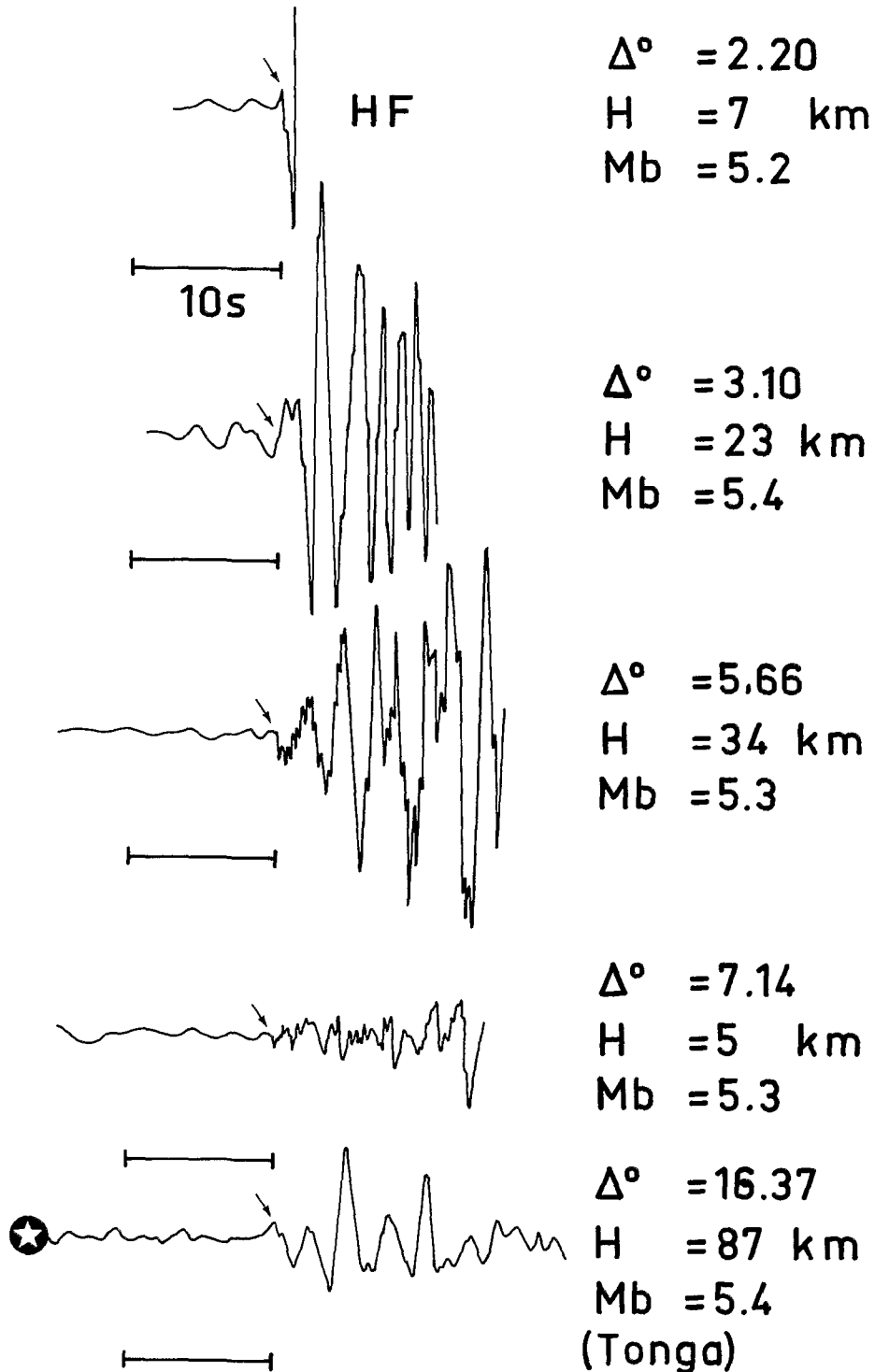


Fig. II-73 - Enregistrements à la station courtes périodes de Port-Vila de séismes situés au nord de celle-ci. L'enregistrement marqué d'une étoile représente une onde P provenant du séisme des Tonga. Cette onde a voyagé sous le bassin de Lau et sous le plateau Nord-Fidjien. Les fréquences dominantes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



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

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

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

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

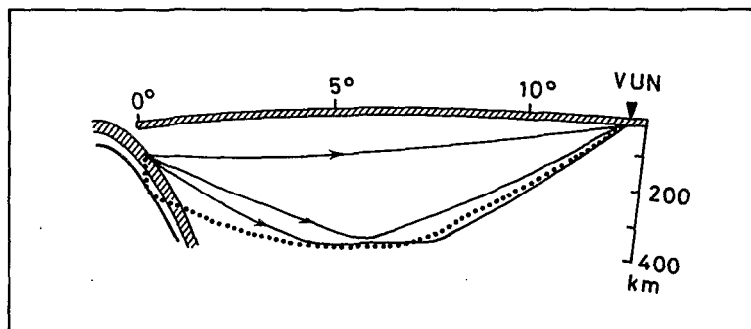


Fig. II-74 - Trajets possibles entre un foyer intermédiaire des Hébrides et une station fidjienne d'après FROLICH *et al.* (1977) : trait plein. Le pointillé indique, dans notre interprétation, le trajet suivi par la seconde arrivée d'énergie réfléchie ou réfractée par une couche à haute vitesse.

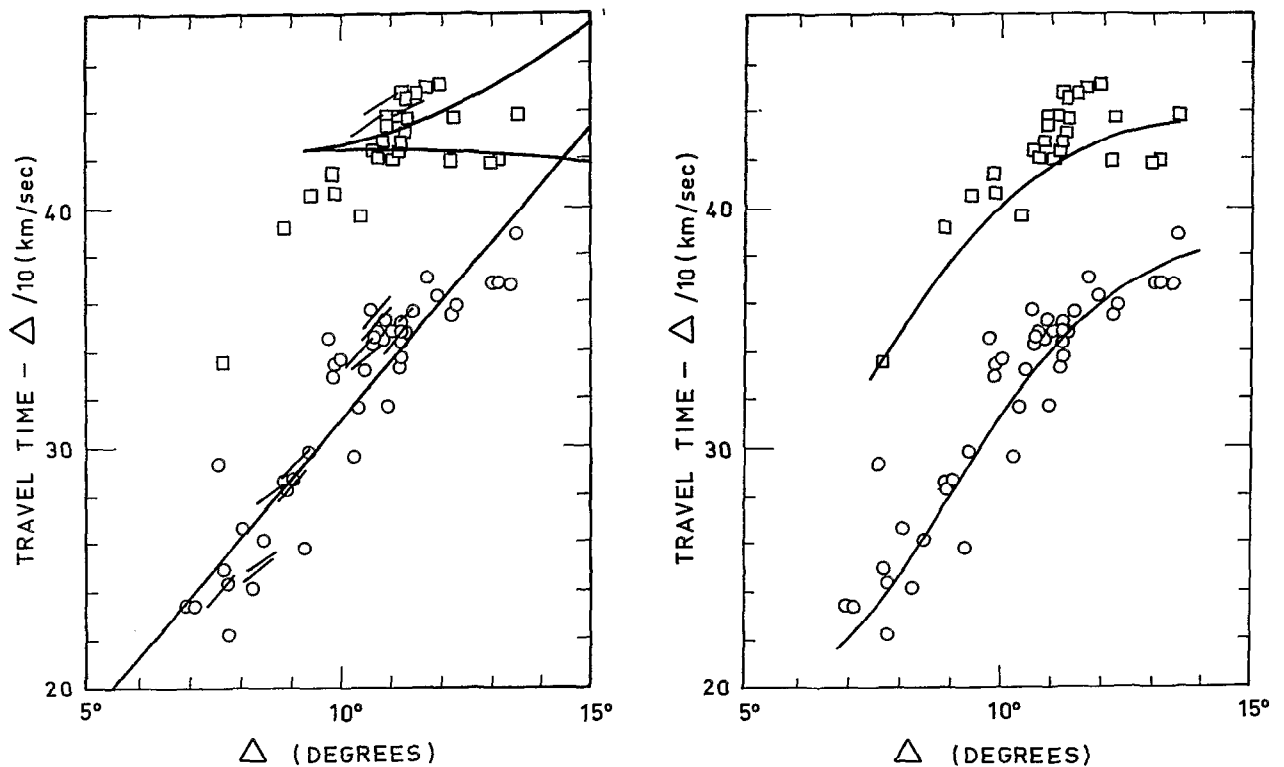


Fig. II-75 - Hodochrones des séismes intermédiaires des Nouvelles-Hébrides à la station VUN. A gauche, interprétation de FROLICH *et al.* (1977) ; à droite nouvelle interprétation à partir des mêmes données expérimentales.

## SUBDUCTION DE LA RIDE D'ENTRECASTEAUX

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

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

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

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

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

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

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

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

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

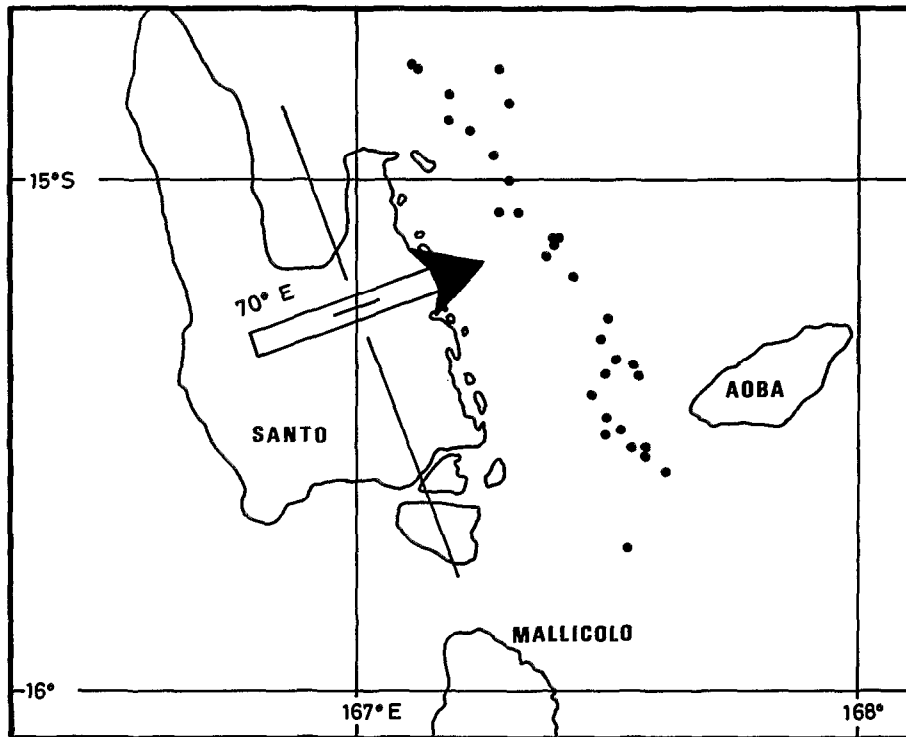


Fig. II-76 - Épicentres des séismes intermédiaires (H compris entre 80 et 150 km) en face de la zone d'Entrecasteaux. On notera le décrochement au niveau d'Aoba.

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

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

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

## CONCLUSION

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

### Déroulement de la subduction

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

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

### Structure de vitesse du milieu subducté sur les Nouvelles-Hébrides

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

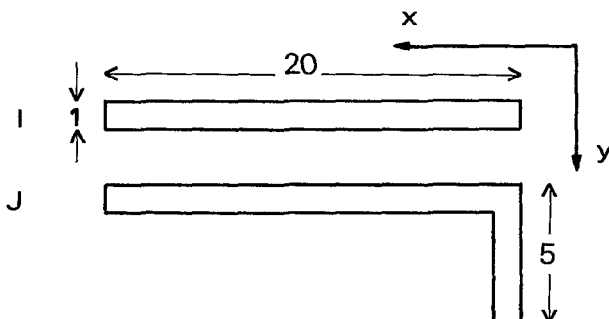


Fig. II-77 - Schématisation de la section d'une plaque dont la longueur est grande devant l'épaisseur. I représente la plaque avant la subduction et J la plaque après une subduction de 5 fois son épaisseur.

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

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

### **Perspectives de la sismologie**

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

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

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

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

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

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

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

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