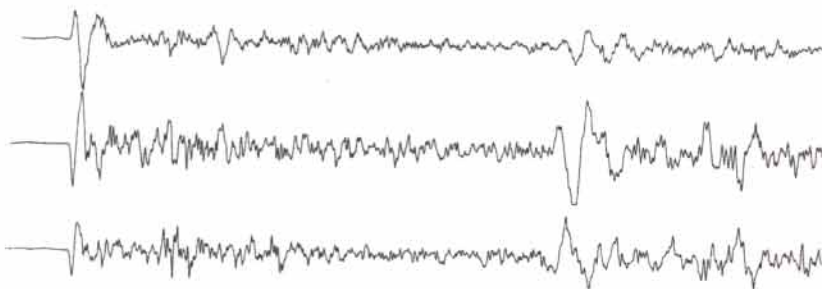


RAPPORTS DE STAGES
SCIENCES DE LA TERRE
GÉOLOGIE-GÉOPHYSIQUE

1999

Étude des capacités de localisation du réseau CAVASCOPE

Séverine ROSAT



RAPPORTS DE STAGES
SCIENCES DE LA TERRE
GÉOLOGIE-GÉOPHYSIQUE

1999

Étude des capacités de localisation
du réseau CAVASCOPE

Séverine ROSAT

École de Physique du Globe de Strasbourg
Université Louis Pasteur
Stage de deuxième année d'école d'ingénieur



Institut de recherche
pour le développement

2000-11-16
2005-11-16
Nor M...

Ø66
SISMO
ROS



16 NOV. 1999



Ce rapport est le résultat du stage que j'ai effectué dans le département Géologie-Géophysique du centre IRD (ex ORSTOM) Nouméa (Nouvelle Calédonie) de fin juin à fin août 1999, dans le cadre de ma deuxième année d'élève ingénieur à l'Ecole de Physique du Globe de Strasbourg. Durant ce stage, j'ai été encadrée par M. Marc Régnier, sismologue à l'IRD Nouméa.

Mon travail fait partie d'une étude préliminaire concernant la sismicité d'une région de l'arc des Nouvelles Hébrides située dans un triangle Efate-Tanna-Lifou, qui n'a fait l'objet que d'un article (*Coudert et al.*, 1981) jusqu'à présent.

REMERCIEMENTS

Je remercie M. Marc REGNIER de m'avoir proposée ce sujet de stage.
Je remercie également toute l'équipe du département de Géophysique de m'avoir si bien accueillie et l'Institut de Recherche pour le Développement (anciennement ORSTOM) pour m'avoir reçue dans ses locaux.

SOMMAIRE

INTRODUCTION	2
I. PRESENTATION GENERALE DE LA REGION D'ETUDE.....	3
I.1. L'ARC INSULAIRE DES NOUVELLES-HÉBRIDES	3
I.2. LA ZONE D'ÉTUDE.....	5
I.3. SISMICITÉ DE L'ARC DES NOUVELLES HÉBRIDES	7
I.3.1. Séismes superficiels	7
I.3.2. Séismes intermédiaires.....	8
II. DESCRIPTION DU RESEAU D'ENREGISTREMENT ET DESCRIPTION DU PROCESSUS DE LOCALISATION.....	9
II.1. CARACTÉRISTIQUES DES SISMOMÈTRES	9
II.2. FONCTIONNEMENT DU RÉSEAU.....	10
II.3. DESCRIPTION DE LA MÉTHODE DE LOCALISATION	11
II.3.1. Lecture des phases sismiques.....	11
II.3.2. Modèle de vitesse utilisé	12
II.3.3. Description du processus de localisation	13
III. PRESENTATION DES RESULTATS.....	14
III.1. EXEMPLES DE LOCALISATIONS	14
III.1.1. Exemple de séisme superficiel	14
III.1.2. Exemple de séisme profond	15
III.2. CARTES DES ÉPICENTRES	16
III.2.1. Epicentres localisés avec Efate.....	16
III.2.2. Epicentres localisés avec Efate et Tanna.....	16
III.2.3. Interprétation des cartes.....	17
III.3. COUPES DES HYPOCENTRES ET COMPARAISON AVEC LES LOCALISATIONS MONDIALES	20
III.3.1. Coupes des séismes	20
III.3.1 a) Coupe des séismes localisés avec Efate.....	20
III.3.1.b) Coupe des séismes localisés avec Efate et Tanna	21
III.3.1.c) Coupe des séismes localisés avec Efate, Tanna et Dzumac.....	22
III.3.2. Comparaison avec le réseau mondial USGS.....	23
III.4. INTERPRÉTATION DES RÉSIDUS SUR LES ONDES P OBSERVÉS À TANNA.....	25
CONCLUSION.....	28
BIBLIOGRAPHIE	29
LISTE DES ANNEXES.....	30

INTRODUCTION

En 1994, un réseau sismologique large bande, CAVASCOPE, a été mis en place autour de l'arc des Nouvelles Hébrides. Le réseau de stations utilisées est bien réparti et il couvre une distance de 220 km environ à travers la fosse des Nouvelles Hébrides. Il s'agit de la station de Tanna (TAN), de trois stations de l'île d'Efate: Port Vila (PVC), Butte à Klem (BKM) et Pointe du Diable (DVP) et de la station de Dzumac (DZM), vers Nouméa.

Le travail consistait à reprendre les données quasi inexploitées de la station de Tanna, lire les phases sismiques et localiser les séismes avec les temps déjà lus aux stations sur Efate. Dans un second temps, pour mieux contraindre la localisation, nous avons introduit des données de la station de Dzumac.

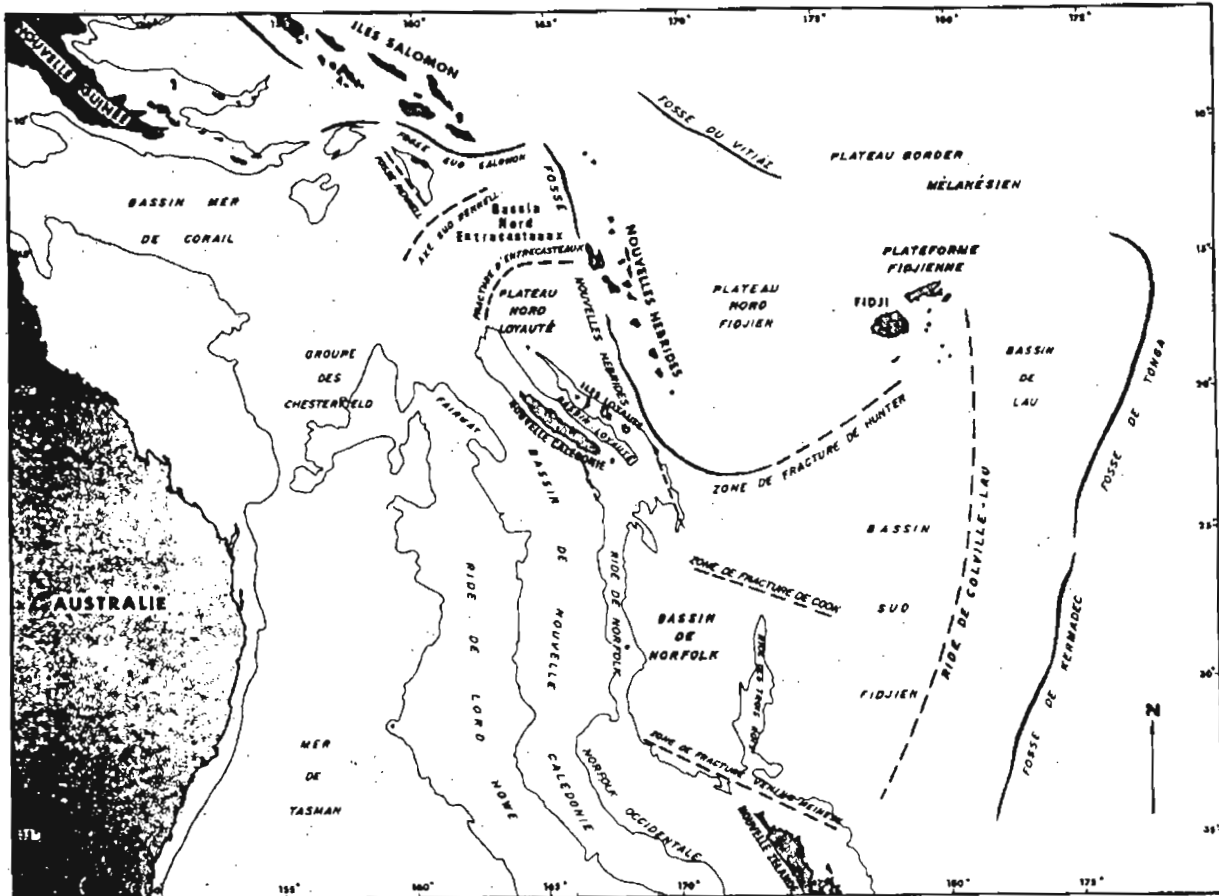
On espère ainsi mieux résoudre la sismicité dans un triangle Efate/Tanna/Nouméa. En effet cette région est mal connue mais présente le grand intérêt d'avoir une zone de Benioff la mieux développée dans la zone de subduction des Nouvelles Hébrides (*Coudert et al.*, 1981).

Dans ce rapport sont présentés les résultats des localisations effectuées avec le réseau CAVASCOPE, dans le but de mettre en évidence les capacités de localisation de ce réseau et de comparer au réseau mondial USGS (United States Geological Survey).

I. PRESENTATION GENERALE DE LA REGION D'ETUDE

I.1. L'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides

Dans le sud-ouest du Pacifique, la zone de subduction des Nouvelles Hébrides constitue sur 1 500 km la limite entre les plaques Australo-indienne et Pacifique. Cette marge active de type convergent comporte un système fosse-arc insulaire qui fait suite à celui des îles Salomon au nord et se raccorde de façon complexe à la zone de subduction des Tonga-Kermadec au sud-est (voir *carte I.1a*).



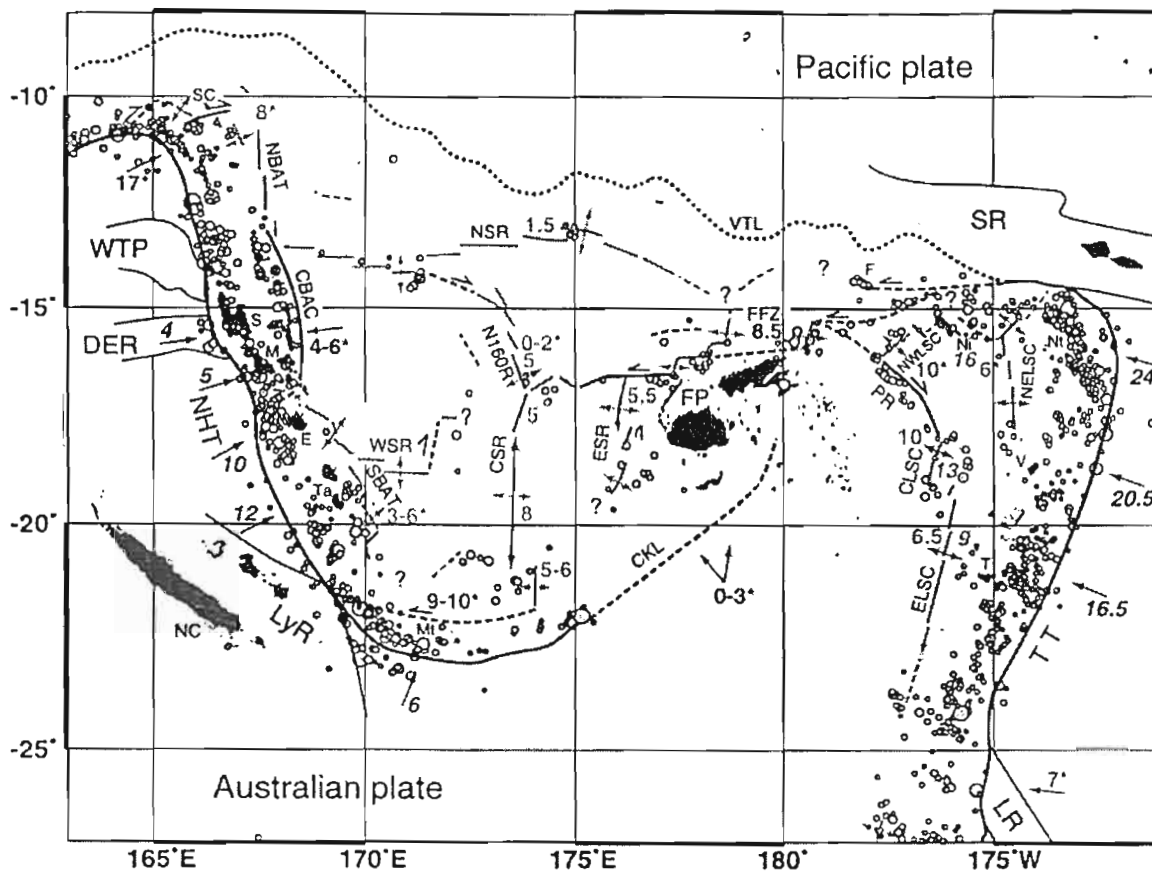
Carte I.1a: Plan de situation schématique régional.

Alors que sur l'ensemble du Pacifique Ouest, il y a subduction de la plaque Pacifique vers l'ouest, sous les arcs des Aléoutiennes, Kouriles, Japon, Mariannes et Tonga-Kermadec, aux Salomon et aux Nouvelles Hébrides, c'est la plaque Australo-indienne qui plonge vers l'est-nord-est, la plaque Pacifique devenant la plaque supérieure. En fait, la subduction ne se fait pas directement sous la plaque Pacifique mais sous le bassin Nord-Fidjien, structure beaucoup plus récente, dont l'histoire est liée à celle des Nouvelles Hébrides. Ce sens du plongement est bien établi par l'existence d'une fosse à l'ouest de l'arc et par la géométrie du plan de Benioff dont le pendage varie de 45 à 70° (Daniel, 1982).

Bien que la géométrie d'ensemble de la plaque plongeante sous l'arc semble être relativement simple, le plongement est très raide à des profondeurs focales intermédiaires (Isacks et al., 1981, Louat et al., 1982). En fait, la zone de Benioff des Nouvelles Hébrides possède le plongement le plus raide connu, excepté peut-être le complexe intracontinental des zones de Benioff de l'Hindu Kush et de Roumanie.

La direction du mouvement de subduction déduite des mouvements généraux des plaques Pacifique et Australo-indienne est N 75° et la vitesse d'environ 11 cm/an (*Dubois et al.*, 1977).

Plus récemment des mesures géodésiques (observations GPS) ont été effectuées à travers la zone de subduction des Nouvelles Hébrides entre 1990 et 1994 qui ont permis de décrire les variations du taux de convergence le long de l'arc (*Calmant et al.*, 1995). Ainsi, dans le sud, à Tanna, le mouvement relatif est orienté N 224° ± 4 et possède un taux uniforme de 11.7 ± 0.8 cm/an. Le taux à Efate est 10.3 ± 0.9 cm/an, orienté N 242° ± 4. Dans le nord, le taux de convergence à Santo est seulement de 3.6 ± 1.2 cm/an, orienté N 253° ± 26 (voir *carte I.1b*). La différence entre les taux à Santo d'une part, et à Efate et Tanna d'autre part, est due à la présence d'une zone de cisaillement dextre entre Santo et Efate.



Carte I.1b: Carte tectonique de la région Tonga – Nouvelles Hébrides

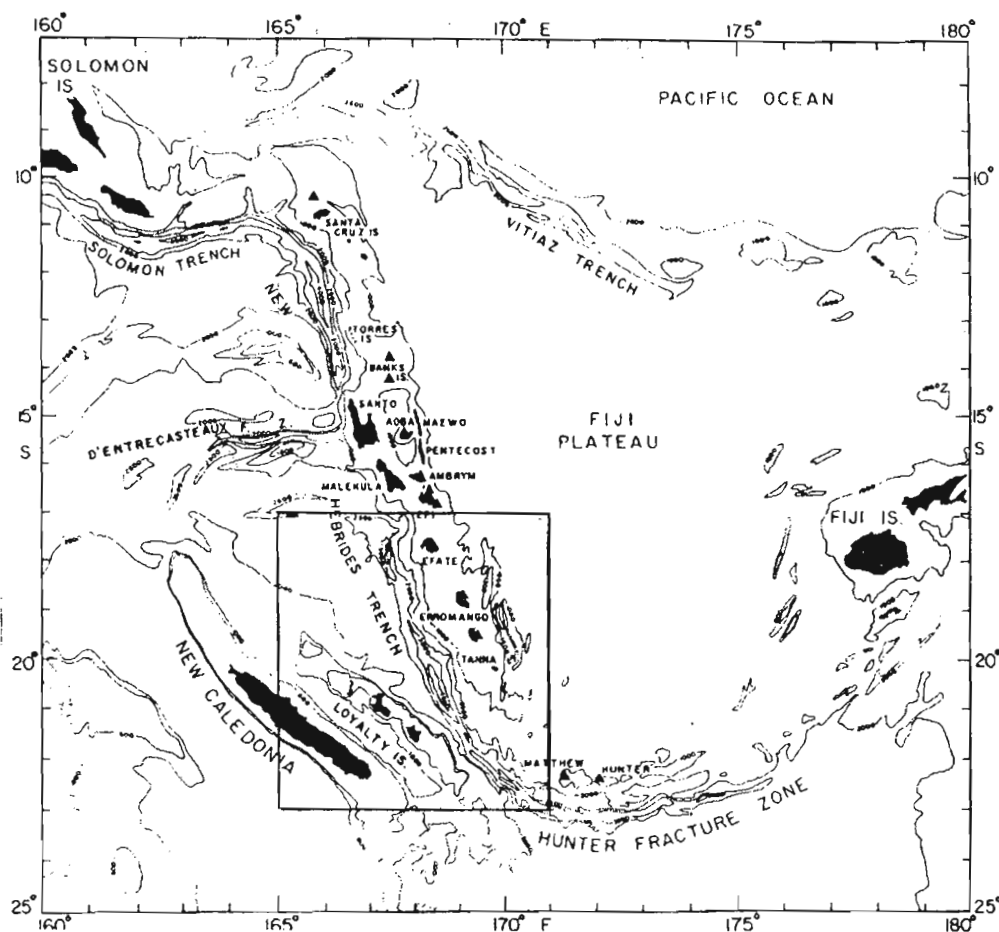
NHT = Fosses des Nouvelles Hébrides; TT = Fosse des Tonga; NBAT et SBAT = resp. Fossés arrière-arc Nord et Sud des Nouvelles Hébrides; CBAC = ceinture de compression des Nouvelles Hébrides centrales; PR = ride de Peggy; FFZ = zone de fracture Fidjienne; FP = plate-forme Fidjienne; NC, SC, S, M, E, Ta, Mt, V, T, Ni et F = resp. Nouvelle Calédonie, Santa Cruz, Santo, Mallicolo, Efate, Tanna, Matthew, Vava'u, Tongatapu, Niuatoputapu, Niufo'ou et Futuna; VTL = Linéament fossile du Vitiaz, CKL lineament fossile du Conway-Kandavu; ELSC et CLSC = resp. dorsale Est et centrale du bassin de Lau; NWLSC et NELSC resp. dorsale Nord-Ouest et Nord-Est du bassin de Lau.

Pelletier et al., 1998

La particularité essentielle de cette zone de subduction est d'être jeune. En effet, l'actuel arc des Nouvelles Hébrides est une zone de subduction active depuis probablement moins de 6 à 8 millions d'années, lorsque, fin du Miocène, la zone de subduction Salomon-Nouvelles Hébrides-Fidji-Tonga s'est disloquée (*Isacks et al.*, 1981). Le plateau Nord-Fidjien a été probablement en grande partie créé par la rotation horaire de l'arc des Nouvelles Hébrides et la rotation anti-horaire de la plate-forme fidjienne.

I.2. La zone d'étude

La zone étudiée est comprise entre les latitudes 17 et 23 ° S et les longitudes 165 et 171 ° E. L'arc des Nouvelles Hébrides se trouve être au centre de la zone (voir *carte I.2a*) qui comprend également le plateau Nord-Loyauté à l'est, la Nouvelle Calédonie et son bassin au sud-ouest, un bout du plateau fidjien au nord-est et l'extrémité de la zone de fracture de Hunter au sud-est.



Carte I.2a: Carte bathymétrique de l'arc insulaire des Nouvelles Hébrides et de la région alentour. La zone encadrée est la partie étudiée.

L'arc des Nouvelles Hébrides peut être décrit en trois unités morphostructurales (Daniel, 1982) (voir *figure I.2b*):

- bassin externe et flanc externe de la fosse
- flanc interne de la fosse
- arc proprement dit

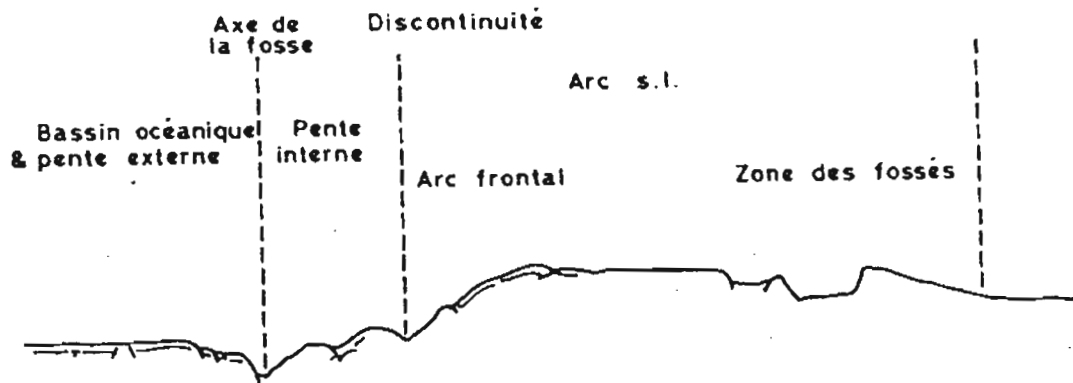


Fig. 1.2b : Schéma indiquant les unités structurales définies sur l'arc des Nouvelles Hébrides.

Daniel, 1982

A l'intérieur de l'arc on peut distinguer plusieurs traits structuraux (fig. 1.2b):

- l'arc frontal
- le bassin intermédiaire
- la ligne volcanique
- la zone des horsts et fossés

Les îles d'Efate et de Tanna se situent entre la zone des fossés arrière-arc et l'arc frontal. Si l'on examine la position des îles par rapport à l'axe de la fosse (voir fig. 1.2.3b) la distance varie entre 85 km (Efate) et 135 km (Erromango). Il y a donc, dans le détail, des variations non négligeables dans la position des îles par rapport à l'ensemble de l'arc.

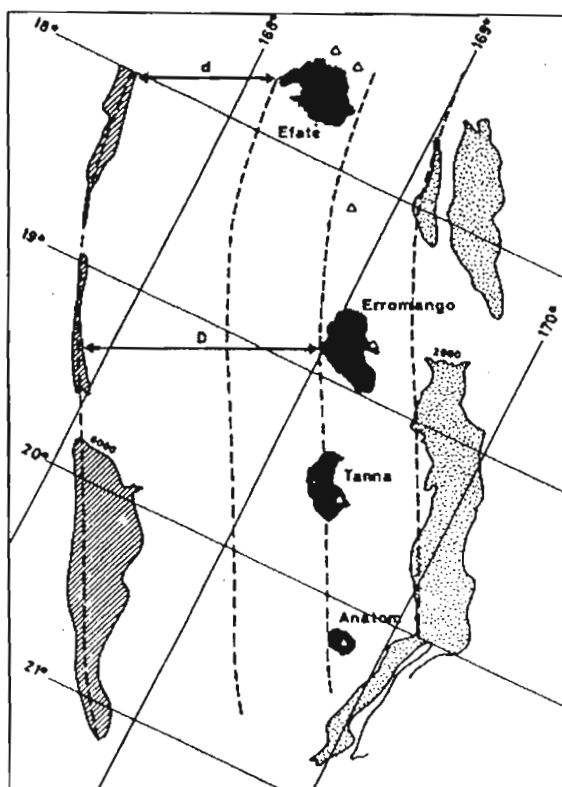


Fig. 1.2.3b:

Positions respectives de la fosse (matérialisée par l'isobathe 6 000 m), des îles et des fossés (matérialisés par l'isobathe 2 000 m). Alors que la distance fosse-fossés semble constante (environ 180 km), les distances fosse-îles varient de 80 à 130 km.

Daniel, 1982

Dans la région qui nous intéresse on peut distinguer trois parties dans la zone des fossés (voir *fig. I.2.3b*):

- au nord le fossé double situé de part et d'autre du parallèle 18 ° S,
- au centre le fossé profond qui va pratiquement d'Erromango à Anatom,
- au sud le fossé étroit de direction presque méridienne qui passe au sud d'Anatom.

Les fossés nord et centre sont assez précisément parallèles à la fosse, mais par contre occupent des positions différentes par rapport aux îles. Le fossé sud, par contre, a une direction franchement oblique par rapport à la fosse et à l'orientation de l'ensemble des structures.

La terminaison nord du système de fossés est très nette au niveau d'Efate, dans la zone où l'ensemble de l'arc se rétrécit. L'interruption observée au niveau d'Erromango est également très nette; par contre au niveau de Tanna, bien que l'on observe un décrochement du fossé du centre, il y a continuité de la structure.

La largeur des fossés, lorsqu'ils sont bien individualisés, est toujours de l'ordre de 40-50 km. Cependant, le fossé sud, à partir d'Anatom, est beaucoup plus étroit et devient quasi inexistant.

Pour conclure sur la description de la zone étudiée, on observe une certaine homogénéité en particulier dans les dimensions de l'ensemble fosse-arc dont la largeur varie entre 250 et 275 km. Par contre, les terminaisons de la structure tant au nord qu'au sud, sont assez brutales, et les rétrécissements observés confèrent à l'ensemble une allure en fuseau. Il est intéressant de constater qu'à ces deux terminaisons correspondent, sur la plaque plongeante, des irrégularités: la zone d'Entrecasteaux au nord et la chaîne des Loyauté au sud.

I.3. Sismicité de l'arc des Nouvelles Hébrides

L'arc insulaire des Nouvelles Hébrides est le siège d'une importante sismicité superficielle et intermédiaire (*Louat et al.*, 1982). La récurrence que l'on peut constater entre les forts séismes superficiels semble se situer aux alentours de 40 ans, parfois moins.

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 événements 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 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 (*Louat et al.*, 1982).

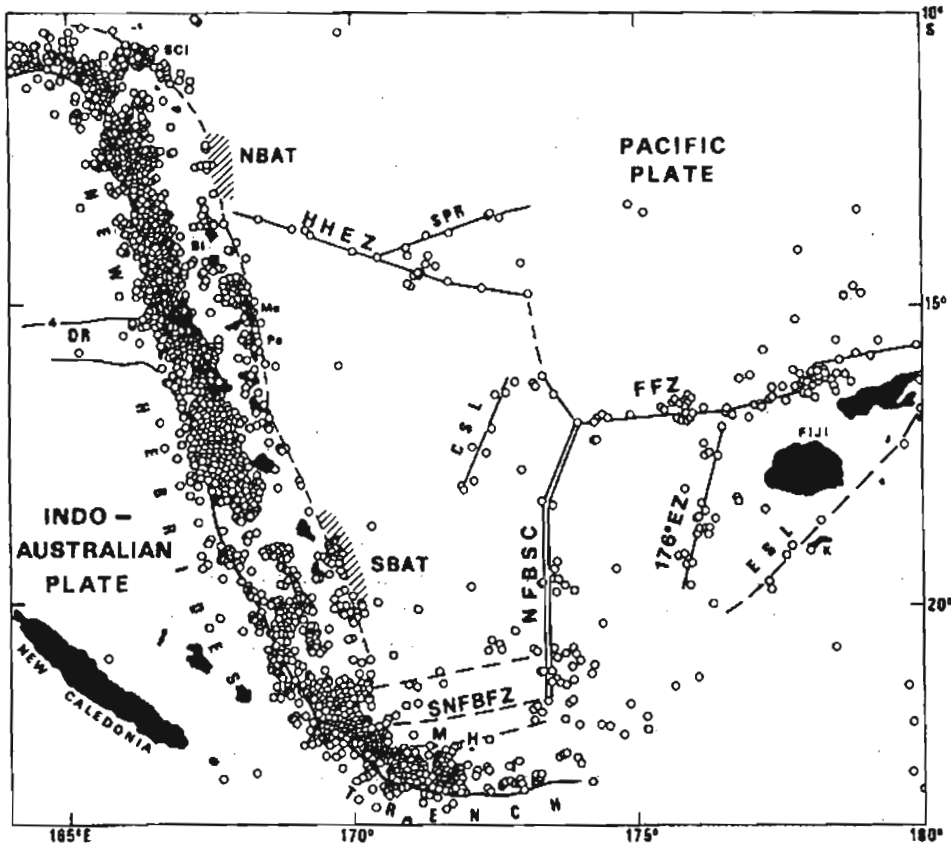
I.3.1. Séismes superficiels

Dans la région Nouvelles Hébrides – Bassin Nord - fidjien, les foyers superficiels sont distribués en de larges bandes de déformation. Néanmoins, quelques populations peuvent être identifiées (*Louat et al.*, 1989) (voir *carte I.3*):

- à l'ouest de l'arc des Nouvelles Hébrides, une ceinture sismique densément peuplée, liée à la subduction de la plaque Australo-indienne sous l'arc des Nouvelles Hébrides, d'azimut N 160°E. Cette ceinture s'étend de la latitude

21°S jusqu'à la latitude 11°30' S, se courbant vers l'ouest dans sa partie nord et à l'est dans sa partie sud.

- une ceinture discontinue mais clairement sismique le long du bord est de l'arc, au niveau des fossés arrière – arc et du rétro - chevauchement entre les latitudes 21°S et 10°S.
- une zone avec une activité sismique diffuse s'étendant à travers le Bassin Nord-fidjien, interprétée comme des limites de micro – plaques.



Carte I.3: Distribution spatiale des séismes superficiels (profondeur inférieure à 70 km) dans la région Nouvelles Hébrides – Bassin Nord - fidjien de 1964 à 1987.

FFZ = zone de fracture fidjienne; SCI = Santa Cruz; Ma = Maewo; Pe = Pentecôte; M = Matthew; H = Hunter; K = Kandavu; DR = d'Entrecasteaux ridge.

Louat et al., 1989

I.3.2. Séismes intermédiaires

La sismicité intermédiaire (profondeur supérieure à 100 km, profondeur à laquelle on est sûr d'avoir un mécanisme intra – plaque) est interprétée par l'existence d'une lithosphère subductée, l'angle de plongement du milieu passe de 60° à 100 km de profondeur, à 80° à 300 km (Louat et al., 1982). 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 événements intermédiaires, en nombre plus restreint, s'interprètent mieux en introduisant des déformations différentielles à l'intérieur du milieu subducté.

II. DESCRIPTION DU RESEAU D'ENREGISTREMENT ET DESCRIPTION DU PROCESSUS DE LOCALISATION

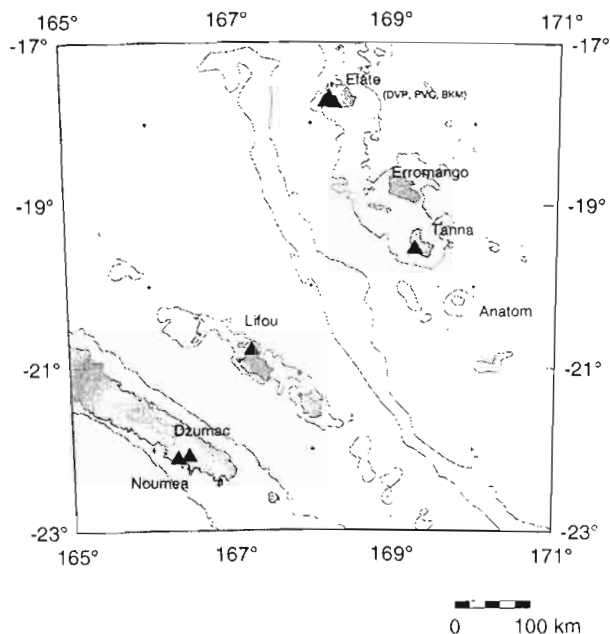
II.1. Caractéristiques des sismomètres

Dans notre étude nous avons utilisé cinq stations du réseau CAVASCOPE dont trois se situent sur l'île d'Efate et une sur Tanna. Nous avons également eu recours dans certains cas de séismes profonds à la station de Dzumac située en Nouvelle Calédonie, près de Nouméa. Les coordonnées des stations sont répertoriées dans le tableau ci-dessous.

île	nom de la station	latitude °S	longitude °E	altitude (m)
Tanna	TAN	19.53	169.28	100
Efate	PVC	17.74	168.31	80
Efate	BKM	17.67	168.23	270
Efate	DVP	17.72	168.19	80
Nouvelle Calédonie	DZM	22.07	166.44	905

Tableau des coordonnées des stations sismiques

Nos stations présentent la particularité de former un réseau à maille très large et à morphologie linéaire. Lorsque la station de Dzumac a été introduite, le réseau est devenu triangulaire, mais toujours avec une disproportion dans la disposition des stations où trois stations sont quasiment au même endroit (voir *carte II.1a*).



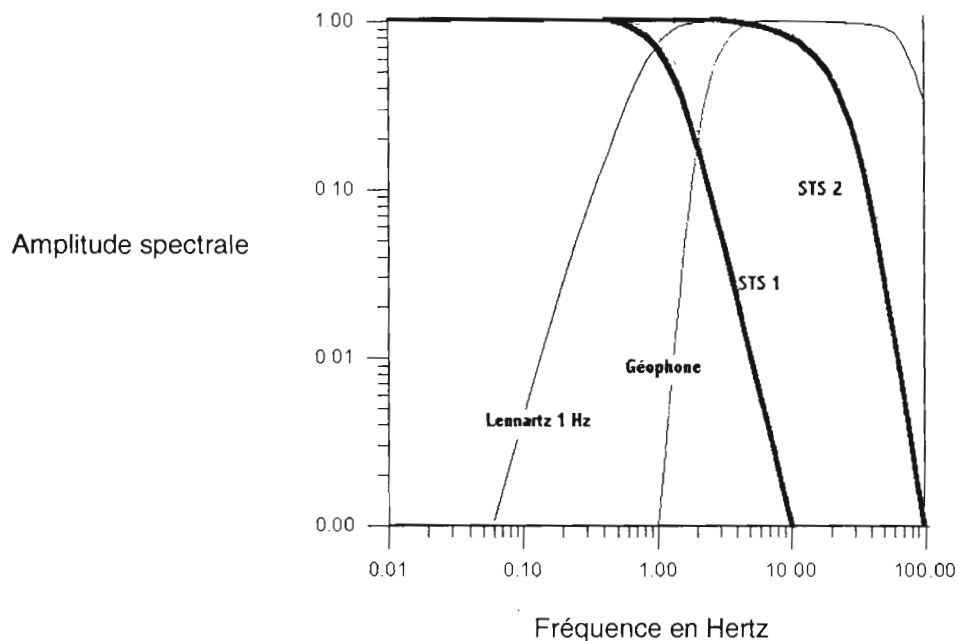
Carte II.1: Carte de localisation des stations du réseau CAVASCOPE utilisées dans notre étude. La fosse est matérialisée par l'isobathe 3 000 m.

Toutes les stations enregistrent les trois composantes Z (vertical), N (nord-sud) et E (est-ouest) et elles présentent une certaine diversité dans les appareils utilisés qui permet de couvrir une grande bande de fréquences (voir *graphe II.1b*).

La station de Tanna fonctionne en continu alors que les stations sur Efate fonctionnent en détection.

nom de la station	appareil utilisé
TAN	Streckeisen STS2
PVC	Streckeisen STS1 (réseau GEOSCOPE)
BKM	Lennartz LE-3D, 1 Hz
DVP	géophone, Mark Product, 4.5 Hz
DZM	LDG (Laboratoire de détection géophysique)

Tableau des appareils utilisés aux stations utilisées du réseau CAVASCOPE



Graph 11.1b: Spectres d'amplitude des appareils utilisés.

La superposition des spectres d'amplitude permet de couvrir au moins les fréquences de 0.01 Hz à 100 Hz.

II.2. Fonctionnement du réseau

Le réseau CAVASCOPE a présenté de nombreuses interruptions. Ainsi les stations d'Efate ont été arrêtées, par exemple, d'avril à juin 1995. Celle de Tanna a eu également un fonctionnement discontinu. Ses périodes d'enregistrement sont les suivantes:

- 1993: décembre
- 1994: août à octobre, décembre
- 1995: juillet à décembre
- 1996: janvier à mars, juin à décembre
- 1997: janvier à juin
- Puis reprise en avril 1999.

Ces interruptions ont réduit le nombre d'événements communs aux stations sur Efate et sur Tanna, et donc le nombre d'événements localisés par la suite.

II.3. Description de la méthode de localisation

II.3.1. Lecture des phases sismiques

Grâce à un programme de dépouillement, on peut afficher les sismogrammes à l'écran et pointer les phases sismiques. La phase de cisaillement S est lue sur les enregistrements des composantes N et E, la phase de compression P est lue sur l'enregistrement de la composante verticale Z (voir *fig.II.3.1a*).

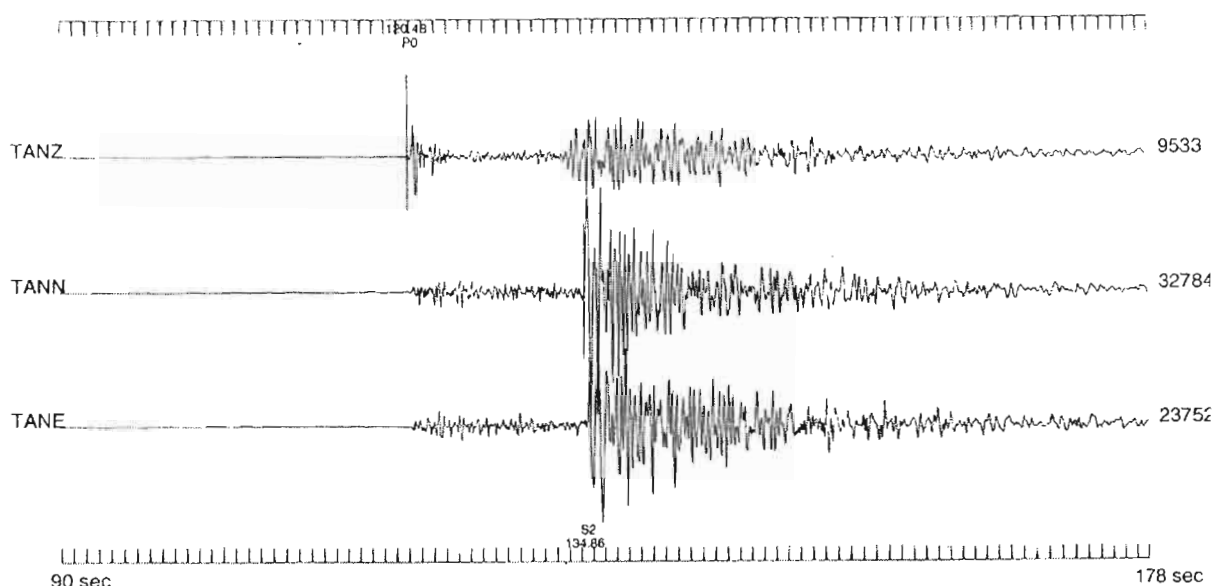


Figure II.3.1a: Exemple de séisme enregistré à Tanna, le 1^{er} juillet 1996 à 18h45.

Les temps d'arrivée des ondes P et S ont été pointés et affectés d'un facteur de pondération compris entre 0 et 4 dépendant du jugement du lecteur sur la qualité des phases lues. Un facteur de 4 signifie qu'on rejette le temps pointé, un facteur nul est affecté aux phases P parfaitement visibles et un facteur de 2 est mis aux phases S parfaitement déterminées. L'incertitude dans la détermination du temps d'arrivée d'une bonne phase P est estimée à un ou deux échantillons, sachant que l'on a 100 points par seconde (c'est-à-dire 0.01 ou 0.02 s). Pour la phase S, la précision est de l'ordre de 0.2 s.

Dans notre exemple ci-dessus, les arrivées des phases P et S sont bien visibles, d'où les poids affectés (voir *fig.II.3.1b*). Sur ce sismogramme, on constate un décalage dans l'arrivée de la phase S sur les composantes N et E.

Lorsque les arrivées des ondes sont bien visibles, on peut donner la direction de propagation de l'onde P, à partir des composantes N et E en phase avec l'arrivée de la phase P sur la composante Z. Ainsi dans le cas du séisme du 1^{er} juillet 1996, l'onde se propage vers le Nord-Ouest (voir *fig.II.3.1c*).

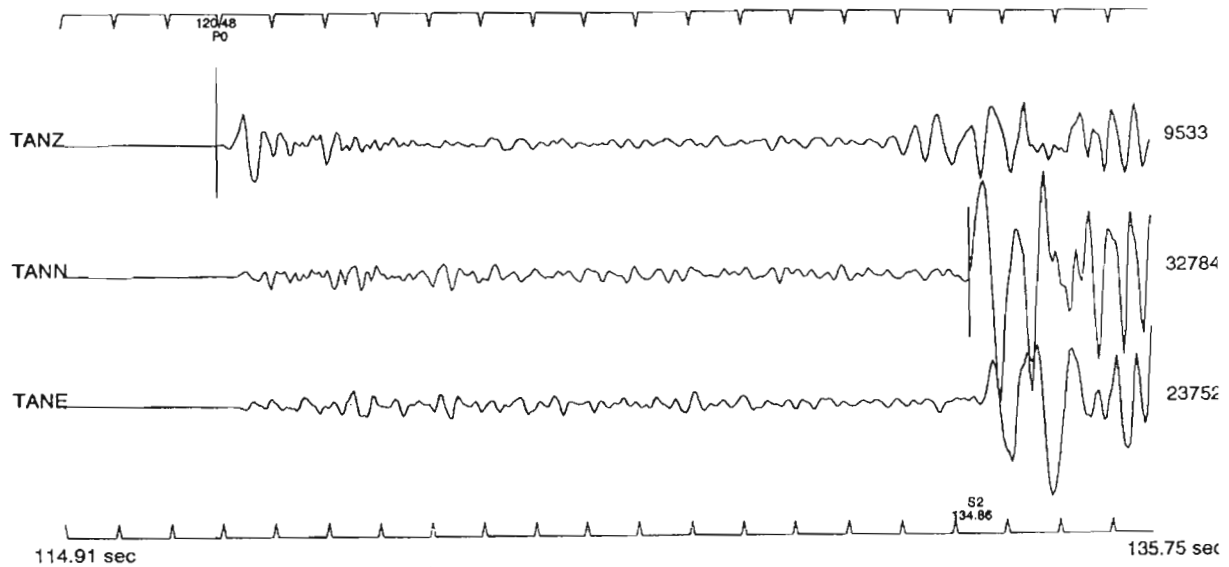


Figure II.3.1b: Agrandissement du sismogramme fig.II.3.1a.

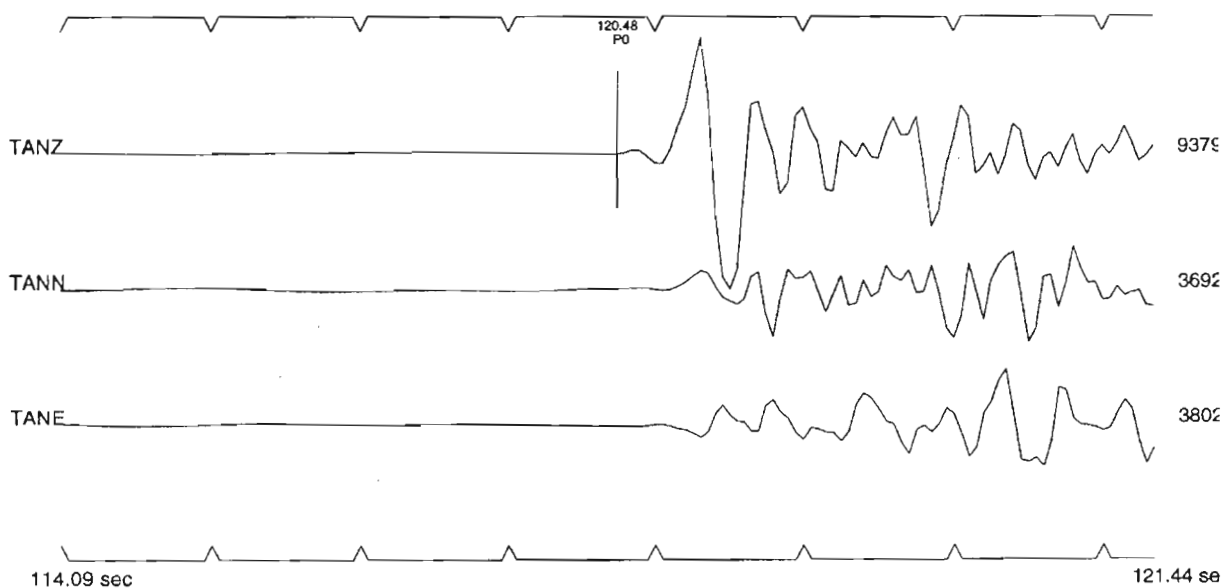


Figure II.3.1c: Agrandissement de l'arrivée de la phase P.

II.3.2. Modèle de vitesse utilisé

Pour la localisation, il faut se donner un modèle de vitesse de départ qui sera éventuellement modifié par la suite. Le modèle utilisé est inspiré des résultats de *E. Coudert*, 1984, *A.K. Ibrahim*, 1980 et *B. Pontoise*, 1980. Il s'agit d'un modèle simple qui suppose que les ondes se propagent dans un milieu à deux couches homogènes reposant sur un demi-espace homogène (manteau) (voir *tableau II.3.2*).

Le rapport vitesse des ondes P sur vitesse des ondes S est pris égal à $1.73 (\sqrt{3})$, ce qui est la valeur standard dans un milieu homogène et isotrope.

Profondeur (km)	Vitesse des ondes P (km/s)	Vitesse des ondes S (km/s)
0-2.5	2.40	1.39
2.5-25	6.20	3.58
25-	7.70	4.45

Tableau II.3.2: Modèle de vitesse utilisé pour la localisation.

II.3.3. Description du processus de localisation

A partir des temps d'arrivée des ondes P et S, on cherche à déterminer la latitude, la longitude, la profondeur du foyer et le temps origine du séisme. Comme nous disposons de quatre stations, donc d'au moins quatre temps d'arrivée, pour quatre inconnues, le problème est surdéterminé. Mais les temps d'arrivée contiennent des erreurs diverses incluant des erreurs de lecture et une mauvaise identification des premières arrivées. Ceci a pour conséquence que les équations ne peuvent pas être résolues exactement. On cherche donc le temps origine et les coordonnées de la source qui résolvent au mieux ces équations.

Le procédé utilisé repose sur le principe d'un échantillonnage spatial. On se donne un hypocentre initial auquel on ajoute une petite variation et, par itérations successives on converge vers une solution qui résout au mieux les équations. Dans notre cas, on part d'un cube d'arête de dimension la différence entre les temps d'arrivée des phases P et S. En chaque nœud du cube, et au milieu de chaque arête, on calcule, grâce au modèle de vitesse que l'on s'est donné au départ, la différence Δd entre le temps observé (t_o) et le temps calculé (t_c) à chaque station. On cherche alors le point pour lequel la fonction:

$$\sqrt{(\sum(\Delta d * w)^2/n)}$$
 est minimale,

avec n le nombre de stations et w le poids entre 0 et 1 attribué à chaque temps. w est calculé à partir du facteur de pondération p attribué lors de la lecture des phases par la relation:

$$w = (4-p)*0.25$$

Si ce minimum n'est pas au centre du cube, on centre le cube sur le point où l'erreur est minimale et on déplace ainsi le cube dans l'espace jusqu'à ce que le minimum soit au centre du cube. A cette étape, on considère un cube d'arête deux fois plus petite, qui se déplace à l'intérieur du cube précédent, et on recommence le calcul. L'itération s'arrête lorsqu'on a atteint un cube d'arête 100 m. La précision de la localisation est donc de 100 m.

Cette méthode de localisation présente l'intérêt d'être robuste. Elle s'avère être la mieux adaptée à notre réseau à grande maille et à morphologie linéaire.

III. PRESENTATION DES RESULTATS

450 événements ont été localisés, durant les périodes suivantes: août, octobre et décembre 1994, de juillet à décembre 1995, de janvier à mars 1996, de juin à décembre 1996 et de janvier à juin 1997. Le programme utilisé donne en sortie un fichier de localisation et un fichier contenant les résidus aux différentes stations.

III.1. Exemples de localisations

Deux échantillons de séismes sont présentés ici à titre d'exemples d'événements superficiel et profond.

III.1.1. Exemple de séisme superficiel

L'exemple pris est le séisme du 12 septembre 1995 à 03h52. Les sismogrammes se trouvent en annexe (*annexes 1 à 3*).

La localisation donne les résultats suivant (voir *fichier III.1.1a*): le foyer a pour latitude -17.628° , pour longitude 167.845° et pour profondeur 2.62 km, le temps origine est 03 h 53 min. 1.061 sec., 8 phases ont été utilisées pour la localisation dont 4 phases S et le résidu global, qui est la moyenne au sens des moindres carrés des résidus aux différentes stations, est de 0.047 sec.

```
-17.628 167.845 2.62 9509120253 1.061 8 4 0.047 '9509120h.out '
```

Fichier III.1.1a: Fichier de localisation du séisme du 12 septembre 1995.

Les résidus aux différentes stations sont donnés dans le *fichier III.1.1b*.

9	3	20.0																	
2.40	1.39	2.50																	
6.20	3.58	22.50																	
7.70	4.45	0.00																	
-17.628	167.845	2.616	9509120253	1.061	0.047	'9509120h.out													
DVP	D	37.76	106.6	90.2	0	8.151	8.111	0.040	2	13.279	13.257	0.022							
BKM	U	42.39	96.1	90.2	0	8.882	8.859	0.023	2	14.592	14.552	0.040							
PVC	U	50.98	104.1	90.1	1	10.152	10.244	-0.092	2	16.824	16.947	-0.123							
AMB		157.50	3.3	53.6	4		26.799		4		45.587								
WAL		189.22	343.6	53.6	4		30.918		4		52.714								
AOB		244.23	356.9	53.6	4		38.062		4		65.073								
SAN		251.89	344.3	53.6	4		39.056		4		66.793								
TAN		260.66	144.4	53.6	2	40.207	40.196	0.011	3	68.767	68.764	0.003							
LIF		355.97	190.4	53.6	4		52.574		4		90.178								

Fichier III.1.1b: Fichier des résidus contenant le modèle de vitesse, la ligne de localisation, la distance épacentrale en km, l'azimut, l'angle d'émergence à la station, les temps observés, les temps calculés et les résidus pour chaque station.

A DVP, BKM et PVC, l'angle d'émergence est supérieur à 90° , l'onde enregistrée est donc directe. Par contre aux autres stations, où il est de 53.6° , l'onde qui arrive est soit

réfléchi soit réfracté. Mais comme ces stations sont assez éloignées du foyer et que le séisme est superficiel, il doit s'agir d'onde réfractée.

III.1.2. Exemple de séisme profond

L'exemple pris est le séisme du 27 juin 1996 à 04h58. Les sismogrammes se trouvent en annexe (*annexes 4 et 5*).

La localisation donne les résultats suivant (voir *fichier III.1.2a*): le foyer a pour latitude -18.635° , pour longitude 169.291° et pour profondeur 250.33 km, le temps origine est 04 h 58 min. 5.053 sec., 8 phases ont été utilisées pour la localisation dont 4 phases S et le résidu global est de 0.072 sec.

```
-18.635 169.291 250.33 9606270358 5.053 8 4 0.072 '9606271d.out '
```

Fichier III.1.2a: Fichier de localisation du séisme du 27 juin 1996.

Les résidus aux différentes stations sont donnés dans le *fichier III.1.2b*.

```
9 3 222.0
2.40 1.39 2.50
6.20 3.58 22.50
7.70 4.45 0.00
-18.635 169.291 250.327 9606270358 5.053 0.072 '9606271d.out '
TAN U 99.90 180.7 157.7 0 41.613 41.541 0.072 3 68.225 68.177 0.048
PVC D 143.28 314.0 149.5 0 43.966 44.052 -0.086 2 72.457 72.521 -0.064
BKM C 154.03 314.2 147.6 0 44.827 44.780 0.047 2 73.968 73.780 0.188
DVP D 154.12 311.0 147.6 0 44.753 44.787 -0.034 3 73.580 73.793 -0.213
AMB 304.92 332.0 128.2 4 58.089 4 96.805
LIF 321.61 222.2 126.7 4 59.808 4 99.780
WAL 358.23 325.0 123.7 4 63.697 4 106.507
AOB 392.44 335.0 121.3 4 67.442 4 112.986
SAN 417.14 328.2 119.7 4 70.205 4 117.766
```

Fichier III.1.2b: Fichier des résidus contenant le modèle de vitesse, la ligne de localisation, la distance épacentrale en km, l'azimut, l'angle d'émergence à la station, les temps observés, les temps calculés et les résidus pour chaque station.

Dans ce cas aussi les ondes arrivant aux stations sont directes.

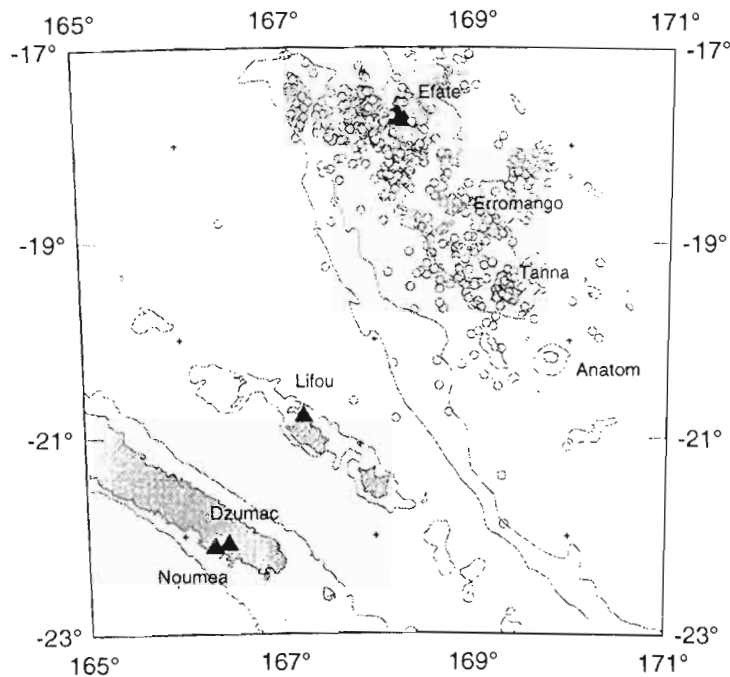
Les séismes présentés ici n'ont pas posé de problème particulier, les phases sont assez bien visibles. Les sismogrammes sont relativement beaux et permettaient d'avoir déjà une idée sur la profondeur du séisme. En effet la coda du séisme profond est bien délimitée alors que pour le séisme superficiel, elle est plus floue.

Nous pouvons voir également l'importance du filtrage pour faire ressortir les paquets d'énergie correspondant aux phases sismiques.

III.2. Cartes des épicentres

A partir des localisations calculées nous avons pu représenter la distribution des épicentres des séismes sur une carte régionale et voir les changements qu'a apportés la station de Tanna aux localisations faites avec les stations d'Efate.

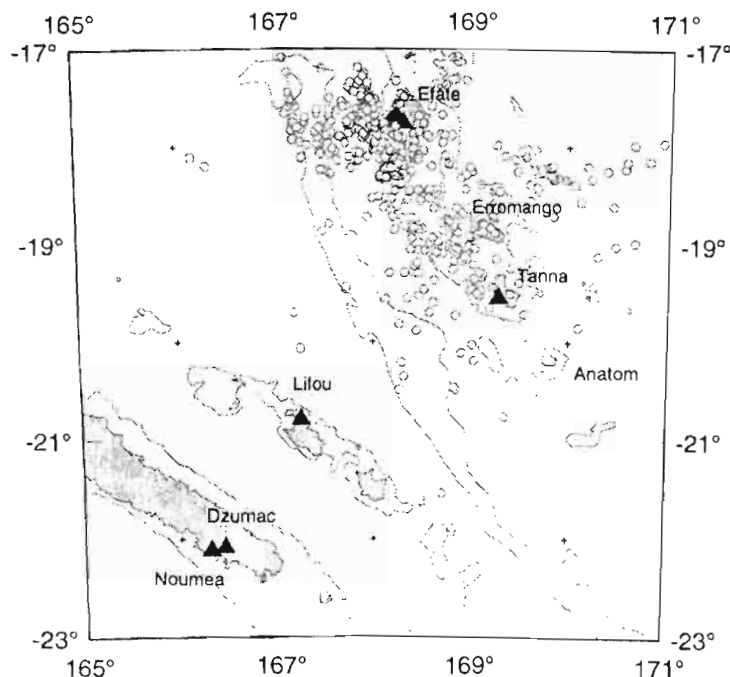
III.2.1. Epicentres localisés avec Efate



Carte III.2.1: Carte des épicentres localisés avec les stations de Efate, avec des résidus inférieurs à 0.2 seconde.

Parmi les 450 événements localisés, 424 sont représentés sur la *carte III.2.1*, les 26 autres ont été rejetés car ont des résidus supérieurs à 0.2 seconde.

III.2.2. Epicentres localisés avec Efate et Tanna



Carte III.2.2: Carte des épicentres localisés avec les stations de Efate et de Tanna, avec des résidus inférieurs à 0.2 seconde.

Aux 450 événements localisés avec les trois stations d'Efate, nous avons rajouté les temps enregistrés à Tanna, d'où la *carte III.2.2*, où 448 épicentres sont dessinés, 2 étant situés en dehors du cadre d'étude. Nous avons donc amélioré les résidus puisque cette fois aucun séisme n'a été rejeté.

0 100 km

III.2.3. Interprétation des cartes

En comparant les deux cartes ci-dessus, on constate que l'introduction des données de Tanna a amélioré la distribution des épicentres au niveau des fossés arrière-arc. On arrive même maintenant à voir l'orientation de ces fossés.

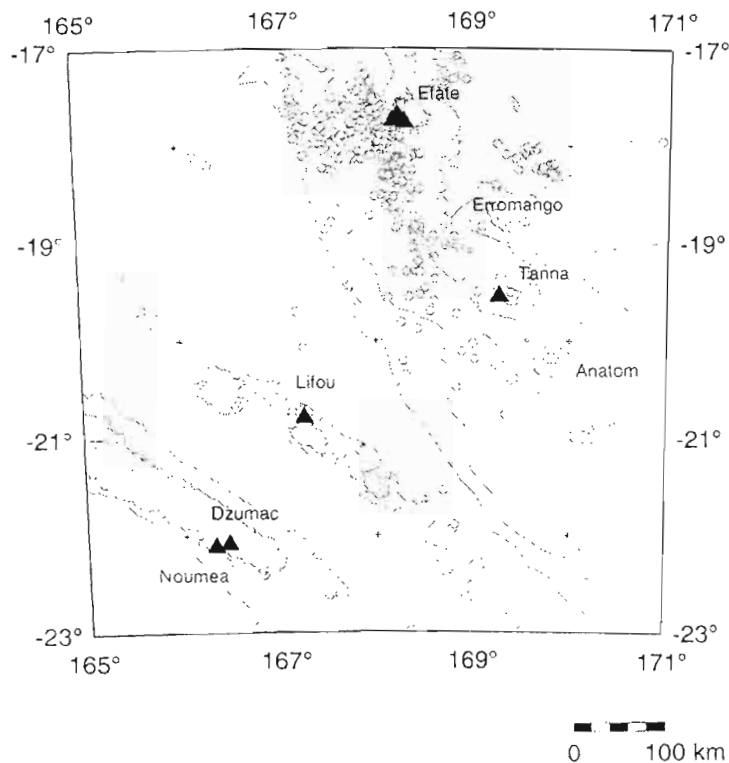
Etant donné que nous sommes partis d'un catalogue de données d'Efate pour lequel nous avons recherché les temps correspondant à la station de Tanna, lorsqu'on va vers le sud, on constate qu'il y a de moins en moins de séismes. Les événements trop au sud ne sont pas détectés par les stations sur Efate. Par contre ils ont certainement été enregistrés par Tanna mais ce qui nous intéresse ce sont les séismes enregistrés sur Efate et Tanna.

Sur les deux cartes, nous avons un amas de séismes autour d'Efate et sur le segment Efate-Tanna. La population autour de l'île d'Efate correspond à des séismes superficiels (*carte III.2.3a*) et celle entre Tanna et Efate correspond à des séismes intermédiaires (*carte III.2.3b*). L'apport des données de Tanna n'a pas amélioré la localisation de la zone de Benioff près d'Efate. Par contre, grâce aux données de Tanna, un amas de séismes superficiels est mis en évidence, à l'est d'Erromango; il s'agit des séismes liés aux fossés.

Nous pouvons également constater que l'introduction des données de Tanna a formé comme une bande d'épicentres autour d'Erromango. Il s'agit là de séismes profonds (voir *carte III.2.3c*) qui correspondent à la zone la plus profonde connue du plan de Benioff.

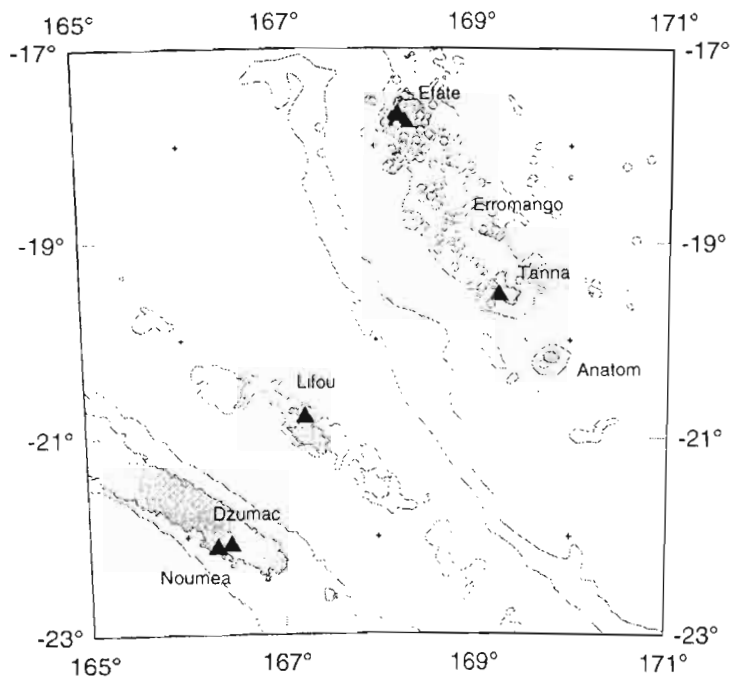
Type de séisme	Profondeurs (km)
superficiel	0-50
intermédiaire	50-150
profond	>150

Classification des séismes en fonction de la profondeur utilisée ici.



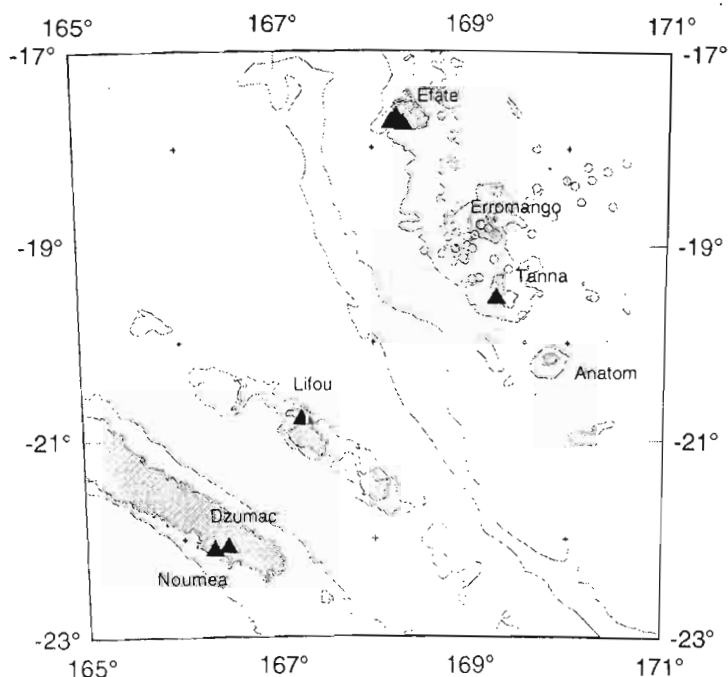
Carte III.2.3a: Carte des séismes superficiels localisés avec les stations d'Efate et de Tanna, avec des résidus inférieurs à 0.2 seconde. 306 événements sont dessinés.

Les fossés arrière-arc sont bien visibles sur cette carte ci-dessus.



Carte III.2.3b: Carte des séismes intermédiaires localisés avec les stations d'Efate et de Tanna, avec des résidus inférieurs à 0.2 seconde. 97 événements sont dessinés.

Le segment de sismicité situé entre Efate et Tanna apparaît sur la carte ci-dessus très uniforme.

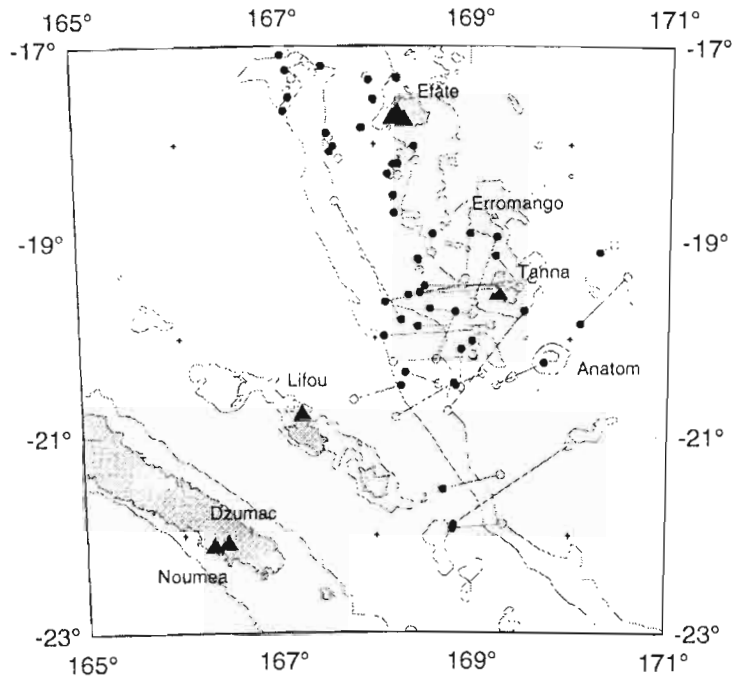


Carte III.2.3c: Carte des séismes profonds localisés avec les stations d'Efate et de Tanna, avec des résidus inférieurs à 0.2 seconde. 46 événements sont dessinés.

0 100 km

Sur cette carte, les séismes appartenant à la zone de Benioff la plus profonde connue apparaissent bien lorsque l'on a utilisé les données de la station de Tanna.

Pour mieux comprendre l'influence de l'introduction des données de Tanna dans la localisation, il faut considérer une carte représentant les déplacements des épicentres lorsque l'on inclut les temps de Tanna. Cela a été fait pour une cinquantaine de séismes (voir *carte III.2.3d*).



Carte III.2.3d: Carte des déplacements des épicentres lorsque l'on introduit les données de la station sur Tanna.

- épicentres de départ localisés avec Efate, sans Tanna
- épicentres d'arrivée localisés avec Efate et Tanna

Cette carte nous montre bien que plus on s'éloigne d'Efate vers le sud, plus le poids des données de la station de Tanna est important dans la localisation. En effet, au sud de Tanna les déplacements des épicentres sont plus grands qu'au niveau d'Efate où ils sont souvent minimes.

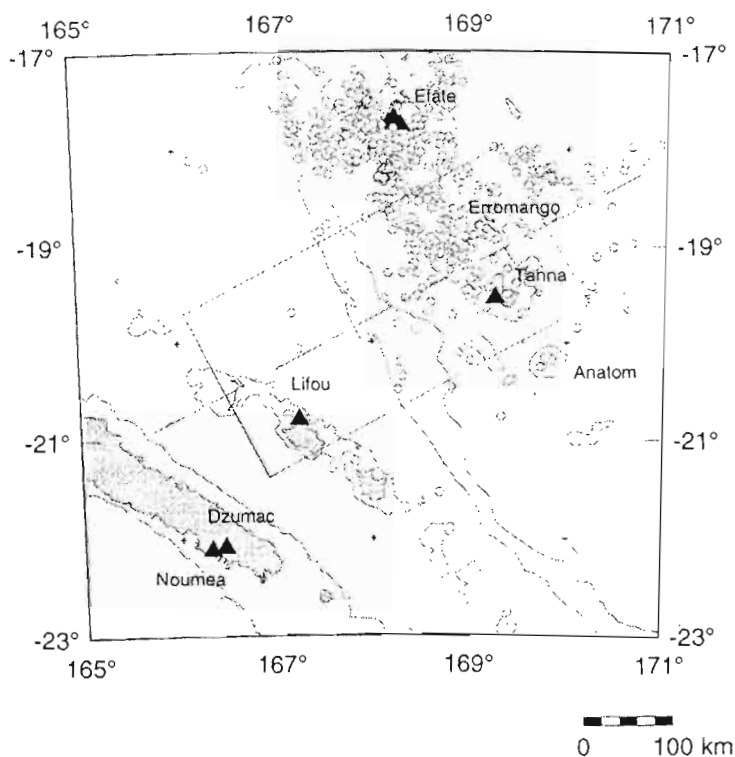
Les événements localisés au départ autour de Tanna se sont rapprochés de la zone de subduction des Nouvelles Hébrides.

Dans la suite nous allons considérer une coupe des hypocentres pour mettre en évidence l'influence des données de la station de Tanna sur la détermination de la zone de Benioff et comparer avec les localisations calculées par le réseau mondial USGS.

III.3. Coupes des hypocentres et comparaison avec les localisations mondiales

III.3.1. Coupes des séismes

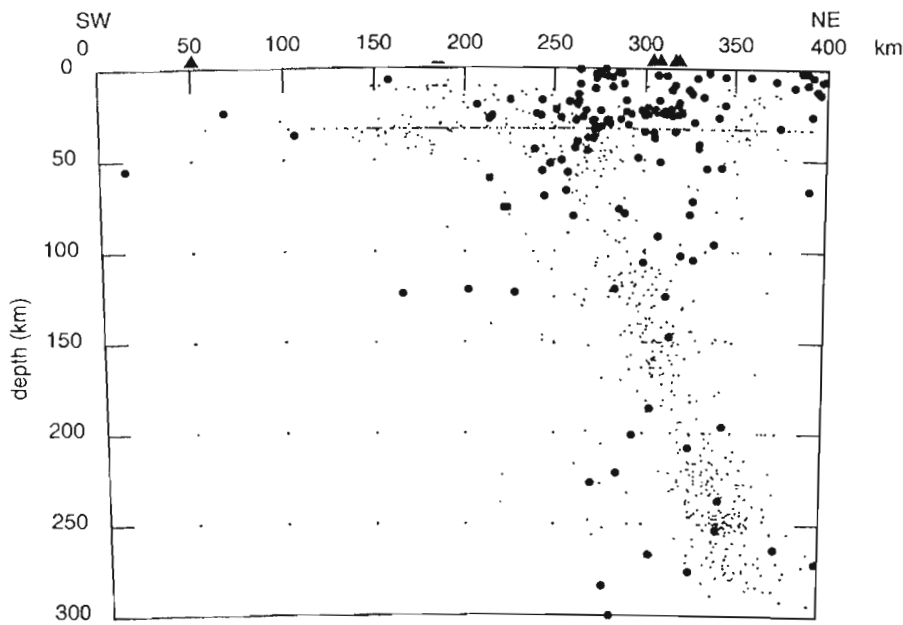
Nous avons effectué plusieurs coupes des hypocentres autour de l'île d'Erromango (voir *carte III.3.1*), à partir du point de coordonnées $-20.5^{\circ}, 166.5^{\circ}$, d'azimut 60° (c'est-à-dire perpendiculairement à la zone de subduction), de largeur 200 km et de longueur 400 km, pour des localisations sans et avec Tanna. Nous avons également représenté les foyers des localisations mondiales pour comparer.



Carte III.3.1: Localisation de la coupe effectuée, sur l'exemple de la carte des localisations avec Tanna.

III.3.1 a) Coupe des séismes localisés avec Efate

La coupe *III.3.1a* nous prouve que les données des trois stations d'Efate étaient insuffisantes, puisque le plan de Benioff n'est pas du tout délimité par les séismes représentés, alors qu'avec les localisations mondiales il est bien visible.

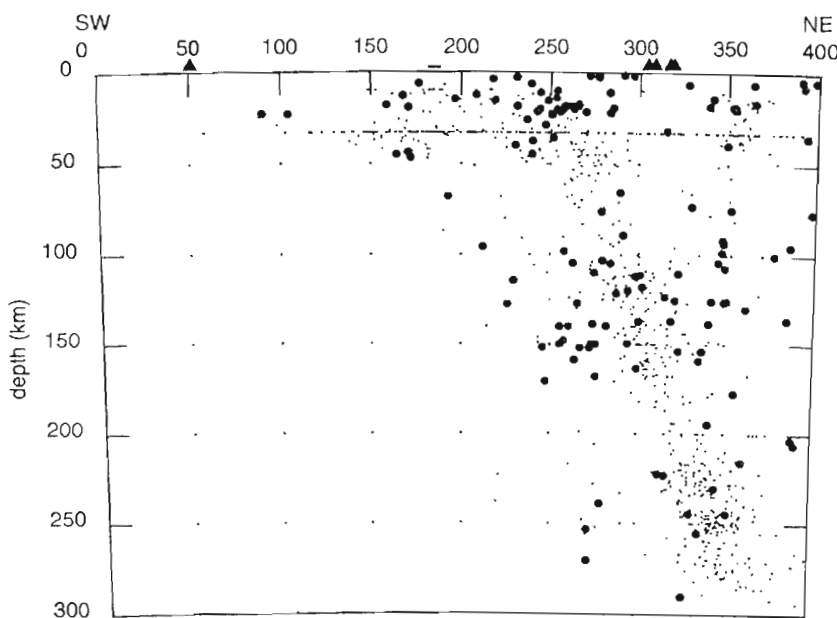


Coupe III.3.1a: Coupe au niveau de l'île d'Erromango représentant les séismes localisés avec les stations d'Efate et ceux localisés mondialement.

- séisme localisé mondialement
- séisme localisé avec Efate
- trace de la fosse
- ▲ projection de la station dans la coupe

III.3.1.b) Coupe des séismes localisés avec Efate et Tanna

On effectue la même coupe que précédemment mais cette fois avec les localisations tenant compte des temps à Tanna. On obtient la coupe III.3.1b.



Coupe III.3.1b:

Coupe au niveau de l'île d'Erromango représentant les séismes localisés avec les stations d'Efate et de Tanna, et ceux localisés mondialement.

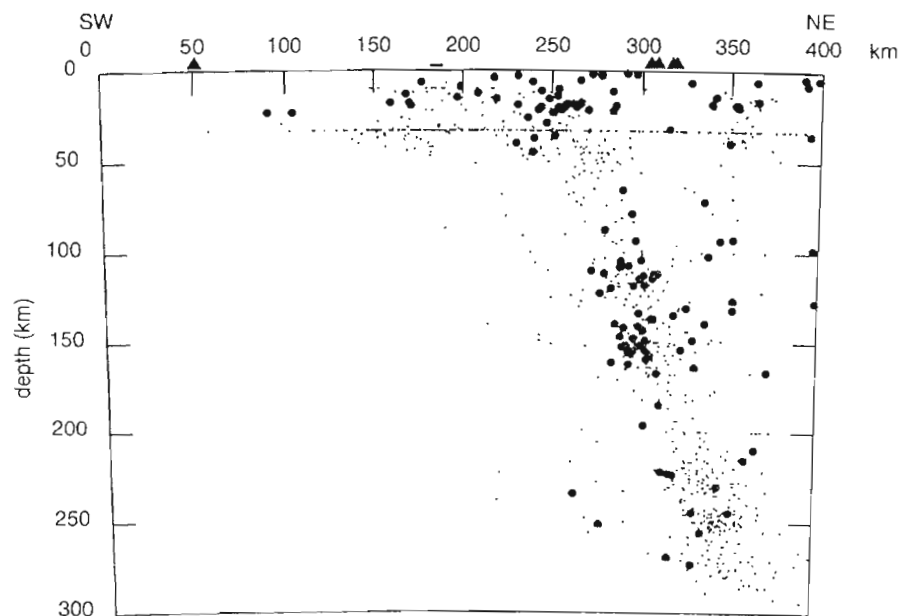
- séisme localisé mondialement
- séisme localisé avec Efate et Tanna
- trace de la fosse
- projection de la station dans la coupe

On constate, par rapport à la coupe III.3.1a, que des séismes localisés comme étant superficiels par les stations sur Efate s'avèrent être profonds avec les données de la station de Tanna. De plus, les foyers sont un peu plus groupés, mais, en comparant avec les localisations mondiales, c'est loin d'être satisfaisant. Cela est dû au fait que les stations utilisées forment un réseau linéaire, et donc lors de la localisation, les hypocentres ont une grande variabilité possible entre les deux îles. C'est pourquoi, pour une cinquantaine de séismes, nous avons introduit un temps de la phase P enregistrée à la station de Dzumac, pour imposer une contrainte supplémentaire lors du processus de localisation des foyers (voir coupe III.3.1c). L'introduction de cette troisième station permet de définir un triangle encadrant la zone d'étude. L'idéal aurait été d'utiliser comme troisième station celle sur Lifou, car son effet sur la localisation est la même que Dzumac, sauf qu'on aurait eu plus de données exploitables, car Lifou est plus proche de la zone de Benioff.

III.3.1.c) Coupe des séismes localisés avec Efate, Tanna et Dzumac

L'introduction des données de Dzumac a permis de ramener les séismes trop à l'ouest dans le plan de Benioff (voir coupe III.3.1c). Ainsi la limite inférieure de la zone de Benioff est mieux définie. Par contre la limite supérieure reste floue: un nuage de points se trouve trop à l'est du plan de Benioff. Il s'agit de séismes non enregistrés à Dzumac et donc l'apport de données de la station de Lifou s'avérerait ici indispensable, mais ceci sera fait ultérieurement.

Par contre un des avantages de la localisation avec le réseau CAVASCOPE par rapport à la localisation mondiale ressort bien ici. Il s'agit du bruit. En effet sur la coupe il est clair que le réseau mondial présente plus d'erreurs de localisation que le réseau régional, en particulier pour les séismes superficiels. Avec le réseau CAVASCOPE, le départ du plan de Benioff est très net.



Coupe III.3.1c: Coupe au niveau de l'île d'Erromango représentant les séismes localisés avec les stations d'Efate, de Tanna, de Dzumac, et ceux localisés mondialement.

III.3.2. Comparaison avec le réseau mondial USGS

Nous avons vu précédemment avec les coupes que le réseau CAVASCOPE ne délimitait pas aussi bien la zone de Benioff que le réseau mondial, mais vu le nombre de stations utilisé, et surtout étant donnée la différence considérable dans la quantité de données dont dispose le réseau CAVASCOPE par rapport au réseau USGS qui dispose de données sur plus de vingt ans, on peut être satisfait des résultats obtenus. De plus toutes les stations du réseau CAVASCOPE n'ont pas été utilisées, en particulier celle sur Lifou, qui aurait introduit une contrainte supplémentaire dans la localisation, et les résultats auraient été meilleurs.

Dans les tableaux qui suivent sont recensés les nombres de séismes survenus dans la période août 1994 à juin 1997, localisés avec le réseau CAVASCOPE et avec le réseau mondial, à $\pm 10\%$, dans une zone autour de Tanna et Erromango (*Tableau III.3.2a*) et dans une zone autour d'Efate (*Tableau III.3.2b*).

Type de séisme recensé	USGS	CAVASCOPE
tous	81	104
profondeur ≤ 33 km	20	41
profondeur > 33 km	61	63

Tableau III.3.2a: Tableau recensant le nombre de séismes localisés entre -18.5° et -19.7° de latitude, 168° et 170° de longitude, avec les réseaux mondial et CAVASCOPE (Efate, Tanna et DZM pour les séismes profonds en particulier).

Ce tableau nous montre que le réseau CAVASCOPE n'a pas apporté de localisations supplémentaires, sur la période août 1994 à juin 1997, à cause du fonctionnement discontinu des stations du réseau CAVASCOPE et du fait qu'il s'agit d'un réseau large bande, ne permettant pas de recenser les événements courte période.

Remarque: La valeur de 33 km représente pour le réseau USGS une profondeur attribuée au séisme lorsque le calcul de localisation n'arrive pas à converger après un certain nombre d'itérations. Il s'agit donc d'un artefact numérique qui délimite les séismes dits superficiels des séismes profonds, ainsi définis par le réseau USGS.

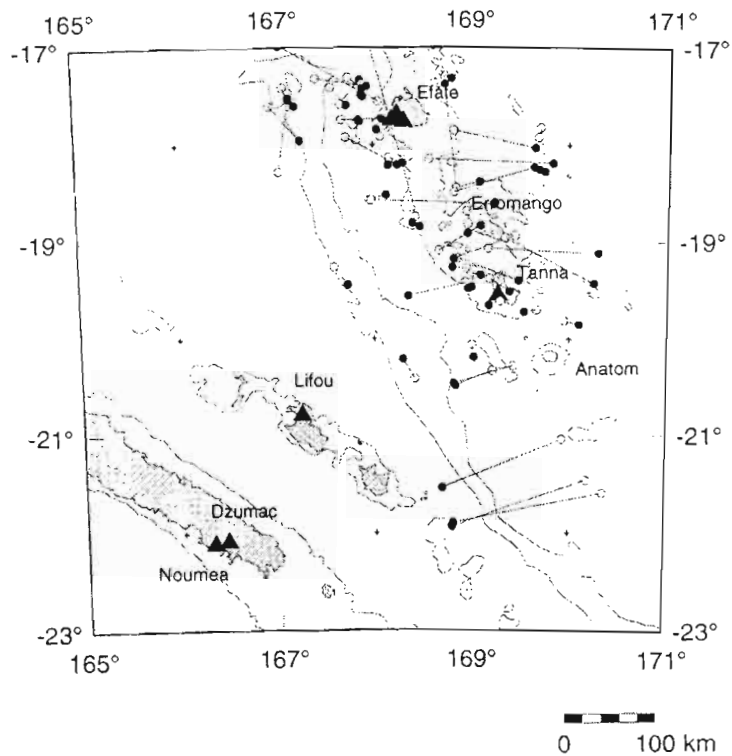
Pour comparaison, lorsque l'on s'intéresse à une zone plus proche d'Efate, le nombre de localisations apporté par le réseau CAVASCOPE devient intéressant, et surtout si l'on introduit en plus des données enregistrées par un réseau courte période (*Tableau III.3.2b*).

USGS	CAVASCOPE+réseau courte période
46	1059

Tableau III.3.2b: Tableau recensant le nombre de séismes localisés entre -17° et -18.5° de latitude, 168° et 170° de longitude, avec les réseaux mondial et CAVASCOPE (Efate) pour tous les séismes.

Ce tableau met en évidence que le réseau CAVASCOPE élargi aux courtes périodes s'avère très utile au niveau de l'île d'Efate.

Pour compléter la comparaison entre ces deux réseaux, il est intéressant de voir comment les séismes localisés avec l'USGS se sont déplacés avec les localisations de CAVASCOPE. Sur la *carte III.3.2c*, nous avons donc représenté 56 séismes localisés par les deux réseaux.



Carte III.3.2c: Carte des déplacements des épicentres localisés avec le réseau mondial vers ceux calculés avec le réseau CAVASCOPE.

- épicentres localisés avec le réseau mondial USGS
- épicentres localisés avec le réseau CAVASCOPE (avec Dzumac, Tanna et Efate)

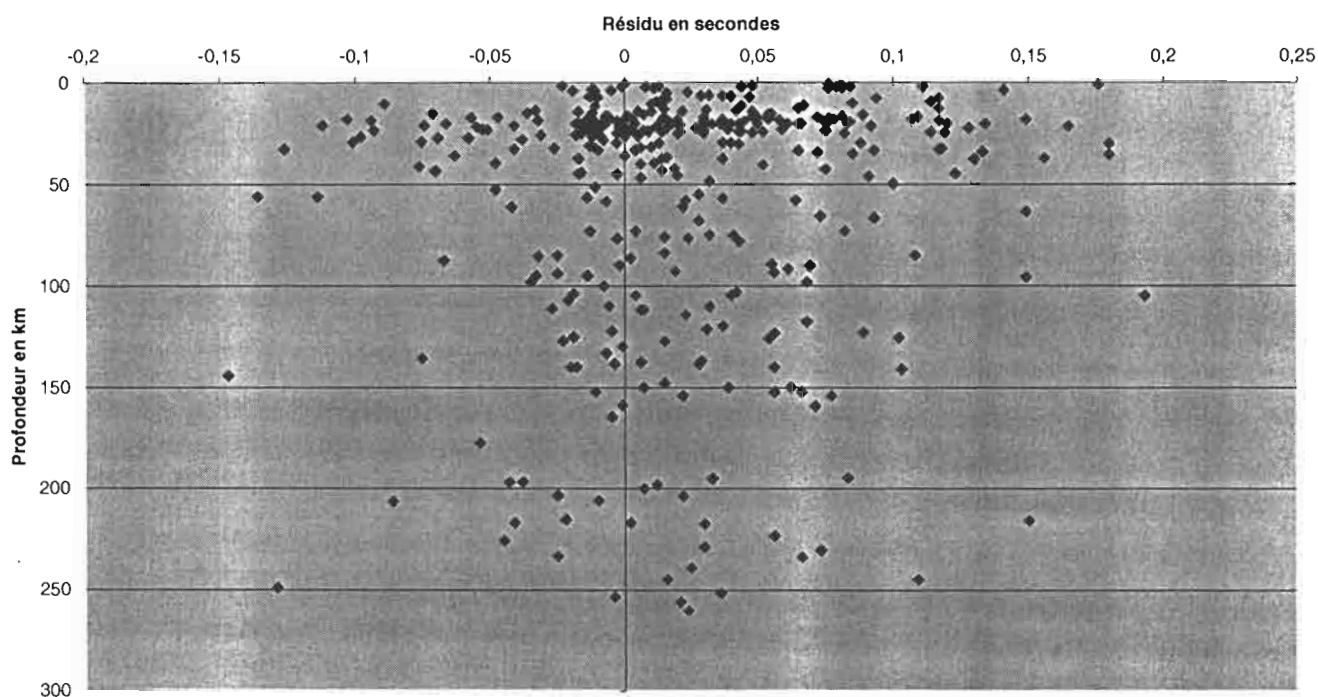
Les localisations calculées avec le réseau mondial sont très différentes de celles effectuées avec le réseau CAVASCOPE, en particulier dans le sud de Tanna, où les épicentres sont ramenés sur la plaque Australo-indienne et les foyers deviennent superficiels.

La proximité d'une station CAVASCOPE permet en effet de mieux contrôler la position d'événements régionaux tels que ceux présentés sur la *carte III.3.2c*.

Pour terminer notre étude, nous allons essayer d'améliorer notre modèle de vitesse. Pour cela nous allons interpréter les résidus sur les temps d'arrivée à la station de Tanna.

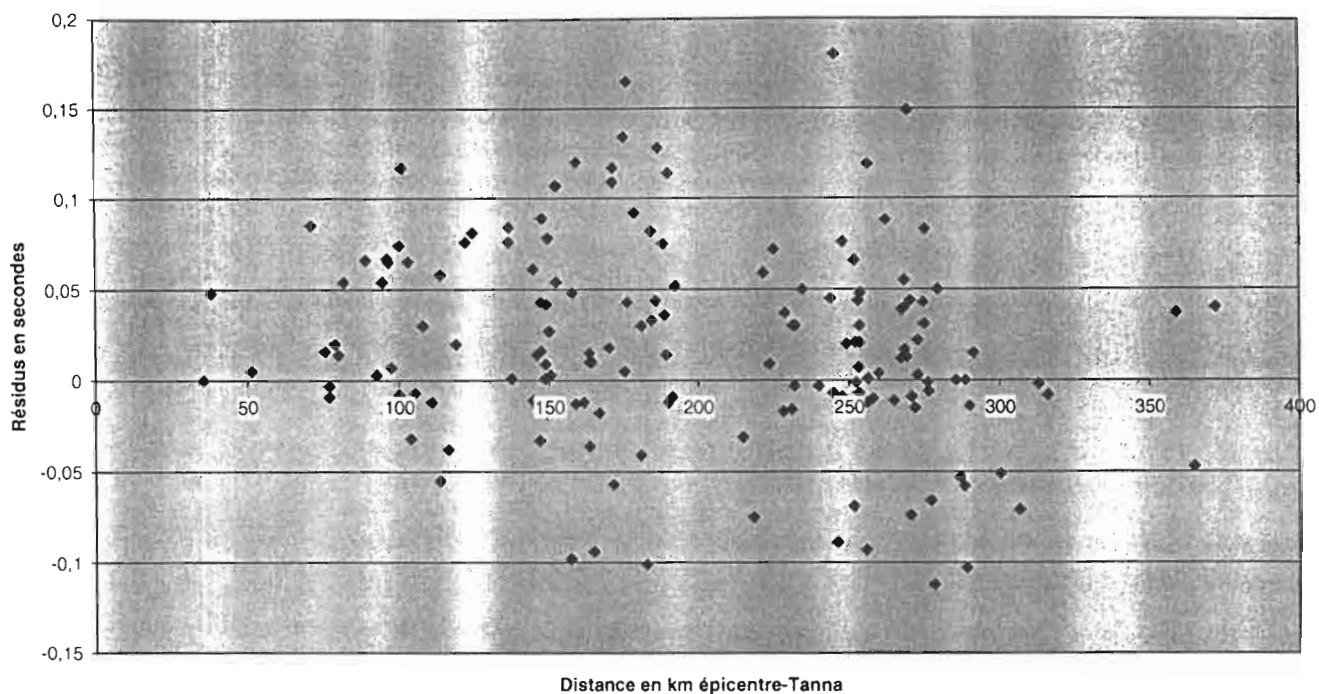
III.4. Interprétation des résidus sur les ondes P observés à Tanna

Nous avons représenté les résidus sur les temps d'arrivée de la phase P observés à la station de Tanna en fonction de la profondeur, pour le modèle de vitesse utilisé jusqu'à présent afin d'estimer la répartition des erreurs (voir *graphie III.4a*). Nous constatons que la plus grande population de séismes est celle pour des foyers superficiels, et les plus grands résidus se situent pour des séismes entre 10 et 30 km de profondeur.



Graph III.4a: Graphe représentant la distribution des résidus sur les temps d'arrivée de la phase P à la station de Tanna en fonction de la profondeur du séisme.

Nous nous sommes alors intéressés aux séismes compris entre 10 et 30 km de profondeur, pour lesquels nous avons représenté les résidus sur les temps d'arrivée de la phase P à la station de Tanna en fonction de la distance épacentrale, pour le modèle de vitesse utilisé jusqu'à présent (voir *graphie III.4b*).



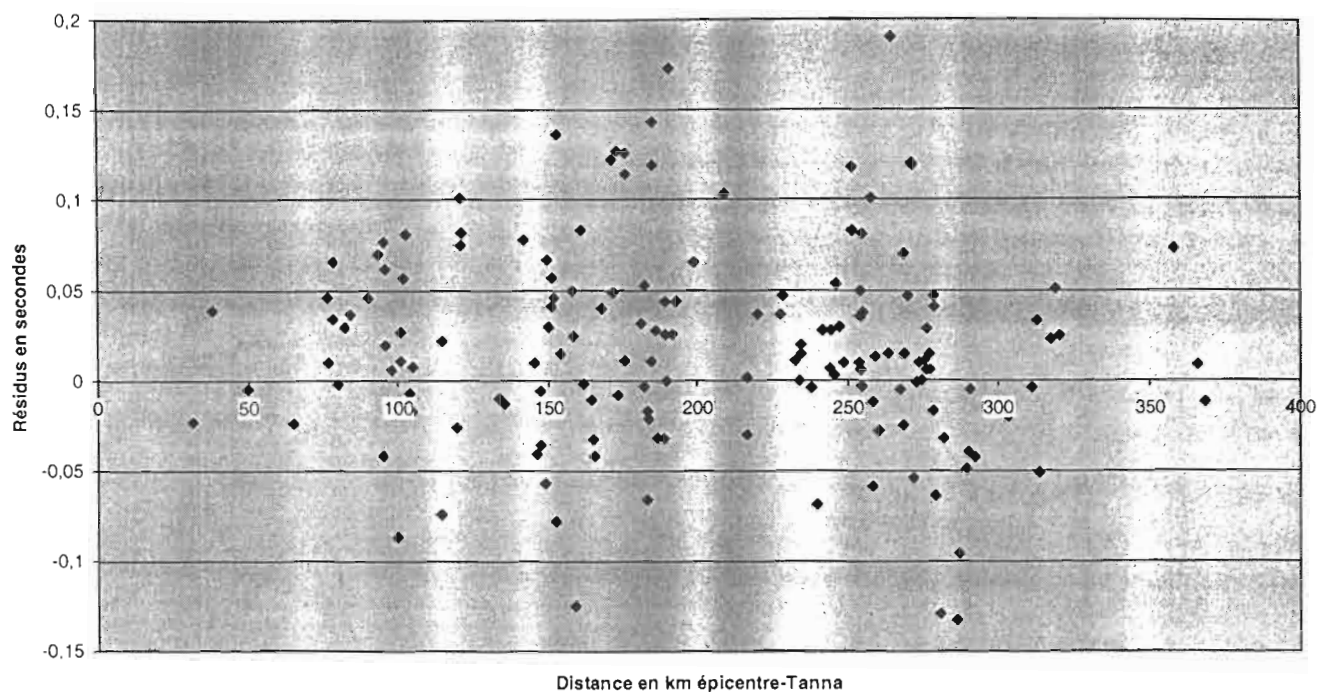
Graphe III.4b: Graphe représentant les résidus sur les temps d'arrivée de la phase P à la station de Tanna en fonction de la distance épicentrale, pour des séismes compris entre 10 et 30 km de profondeur.

D'après le *graphe III.4b*, on constate que les résidus sont globalement positifs, les temps d'arrivée des ondes P sont donc en retard. Pour corriger cet excès, il faut augmenter la vitesse de propagation des ondes P. Mais comme la plupart des ondes sont réfractées critique dans le manteau (cela se voit à partir des angles d'émergence à la station), c'est la vitesse du manteau qu'il faut modifier (voit *tableau III.4*).

Profondeur (km)	Vitesse des ondes P (km/s)	Vitesse des ondes S (km/s)
0-2.5	2.40	1.39
2.5-25	6.20	3.58
25-	7.80	4.51

Tableau III.4: Modèle de vitesse modifié après étude sommaire des résidus.

On obtient le *graphe III.4c*.



Graphe III.4c: Graphe représentant les résidus sur les temps d'arrivée de la phase P à la station de Tanna en fonction de la distance épicentrale, pour des séismes compris entre 10 et 30 km de profondeur, pour le modèle de vitesse modifié.

Avec ce nouveau modèle de vitesse, les résidus sont plus équitablement répartis entre les positifs et les négatifs. Cependant, il s'agit là d'une étude sommaire du modèle de vitesse. Pour être rigoureux il faudrait faire une étude plus approfondie, en particulier, tenir compte des hétérogénéités latérales introduites par la zone de subduction.

CONCLUSION

Même si le réseau CAVASCOPE ne permet pas d'effectuer une étude sismo-tectonique fine de la région d'arc des Nouvelles Hébrides entre Efate et Tanna, il permet une bonne surveillance régionale et des localisations convenables malgré des stations réparties de façon irrégulière. De plus, il faut tenir compte que le bilan fonctionnel du réseau CAVASCOPE est mauvais et qu'il s'agit d'un réseau large bande, ne permettant pas de détecter les événements courte période.

Des études plus approfondies devront cependant être effectuées sur le modèle de vitesse à utiliser, et l'introduction des données de la station sur Lifou sera nécessaire.

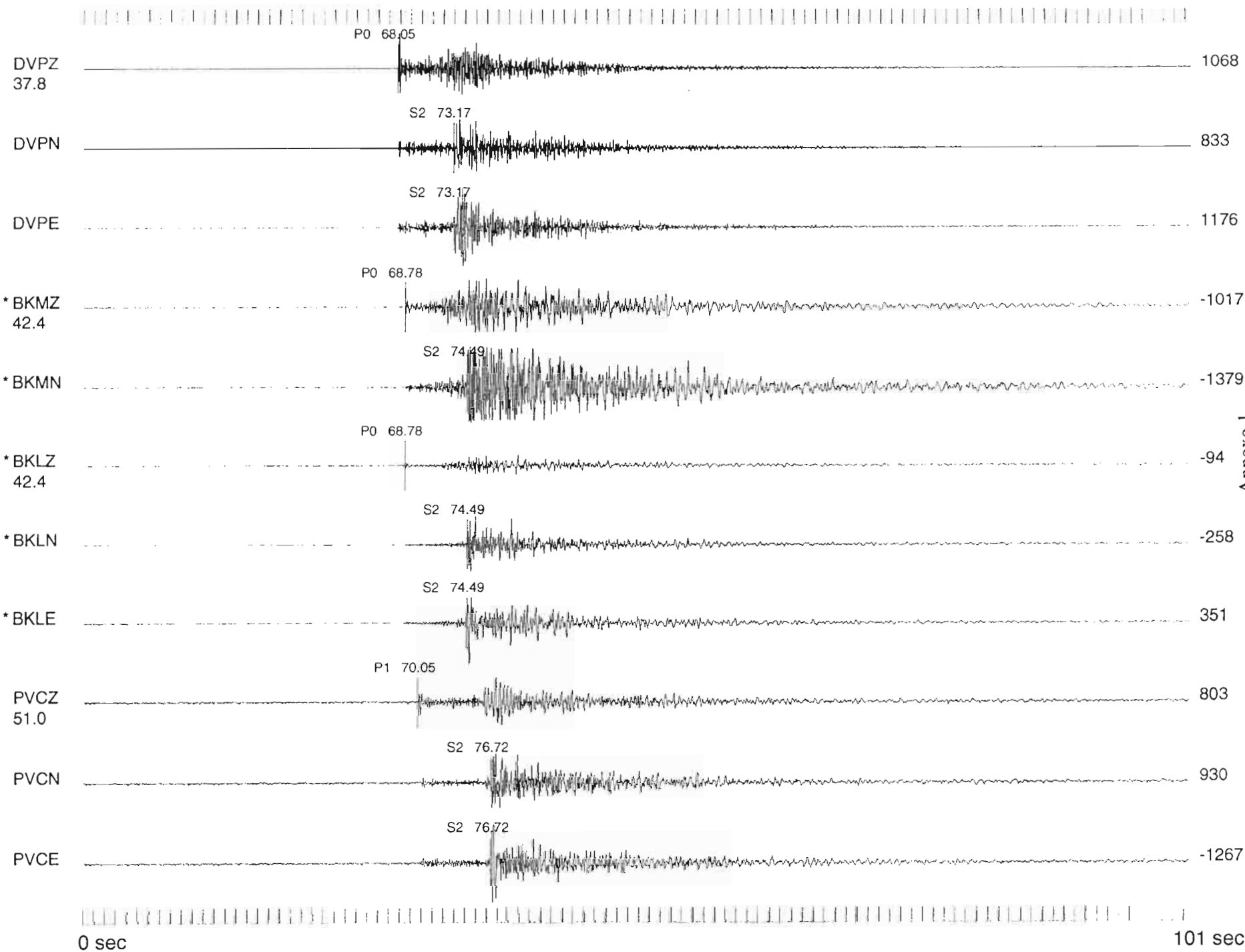
BIBLIOGRAPHIE

- COUDERT, E., ISACKS B.L., BARAZANGI M., LOUAT R., CARDWELL R., CHEN A., DUBOIS J., LATHAM G., and PONTOISE B., *Spatial distribution and mechanisms of earthquakes in the southern New Hebrides arc from a temporary land and ocean bottom seismic network and from worldwide observations*, J. Geophys. Res., 86, 5905-5925, 1981.
- DANIEL J., *Morphologie et structures superficielles de la partie sud de la zone de subduction des Nouvelles Hébrides*, in Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa, *Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique*, Travaux et Documents de l'ORSTOM n°147, pp.31-55, 1982.
- ISACKS B.L., CARDWELL R.K., CHATELAIN J.L., BARAZANGI M., MARTHELOT J.M., CHINN D., and LOUAT R., *Seismicity and tectonics of the central New Hebrides island arc*, in *Earthquake Prediction*, Maurice Ewing Series 4, Am. Geophys. Union, 93-116, 1981.
- LOUAT R., DANIEL J. and ISACKS B., *Sismicité de l'arc des Nouvelles Hébrides*, in Equipe de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa, *Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique*, Travaux et Documents de l'ORSTOM n°147, pp.111-148, 1982.
- DUBOIS J., LAUNAY J., RECY J. and MARSHALL J., *New Hebrides trench: Subduction rate from associated lithospheric bulge*, Can. J. Earth Sci., 14, 250-255, 1977.
- CALMANT S., LEBELLEGARD P., TAYLOR F., BEVIS M., MAILLARD D., RECY J., and BONNEAU J., *Geodetic measurements of convergence across the New Hebrides subduction zone*, Geophys. Res. Lett., 22, 2573-2576, 1995.
- PELLETIER B., CALMANT S. and PILLET R., *Current tectonics of the Tonga-New Hebrides region*, Earth Planet. Sci. Lett. 164, 263-276, 1998.
- LOUAT R. and PELLETIER B., *Seismotectonics and present-day relative plate motions in the New Hebrides-North Fiji Basin region*, Tectonophysics, 167, 41-55, 1989.
- COUDERT E., CARDWELL R.K., ISACKS B.L., et CHATELAIN J.L., *P-wave velocity of the uppermost mantle and crustal thickness in the central Vanuatu islands (New Hebrides island arc)*, Bull. Amer. Seism. Soc., 74, 913-924, 1984.
- IBRAHIM A.K., PONTOISE B., LATHAM G., LAME M., CHEN T., ISACKS B., RECY J., et LOUAT R., *Structure of the New Hebrides arc-trench system*, J. Geophys. Res., 85, 253-266, 1980.
- PONTOISE B., LATHAM G.V., DANIEL J., DUPONT J., et IBRAHIM A.B., *Seismic refraction studies in the New Hebrides and Tonga area*, Tech. Bull., n°3, 47-58, 1980.

LISTE DES ANNEXES

- Annexe 1 Enregistrements du séisme du 12 septembre 1995 aux stations sur Efate
- Annexe 2 Enregistrements du séisme du 12 septembre 1995 à Tanna, sans filtrage
- Annexe 3 Enregistrements du séisme du 12 septembre 1995 à Tanna, avec filtrage passe-haut à 2 Hz
- Annexe 4 Enregistrements du séisme du 27 juin 1996 aux stations sur Efate
- Annexe 5 Enregistrements du séisme du 22 juin 1996 à Tanna

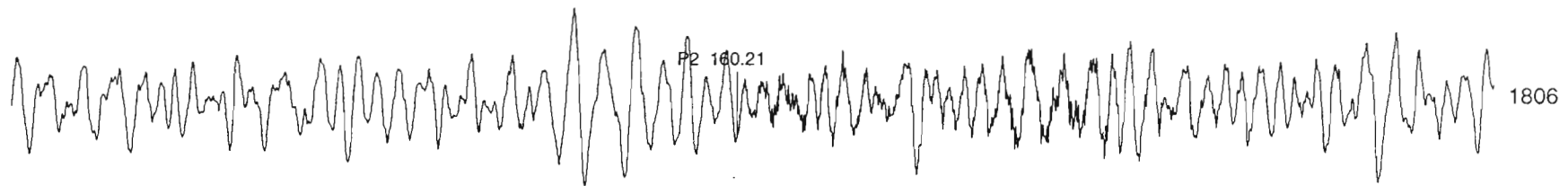
Étude des capacités de localisation du réseau CAVASCOPE



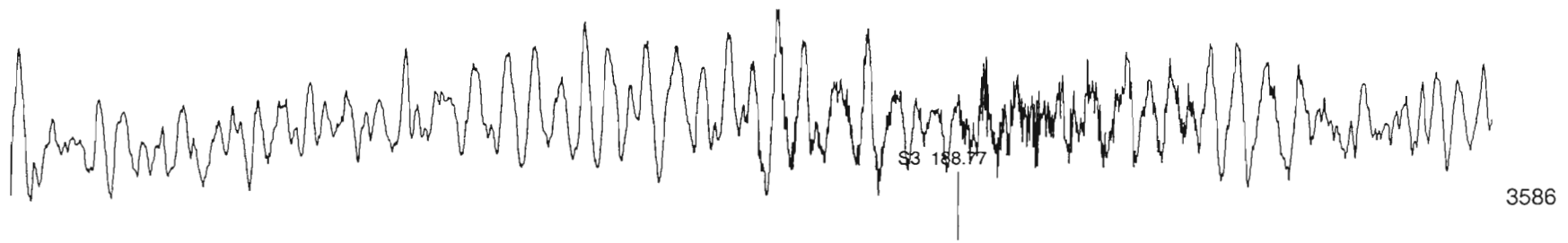
Annexe 1

Étude des capacités de localisation du réseau CAVASCOPE

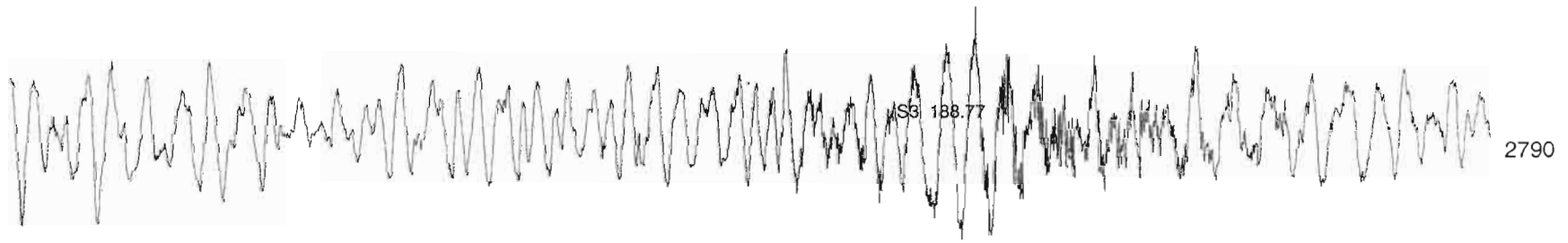
TANZ



TANN



TANE



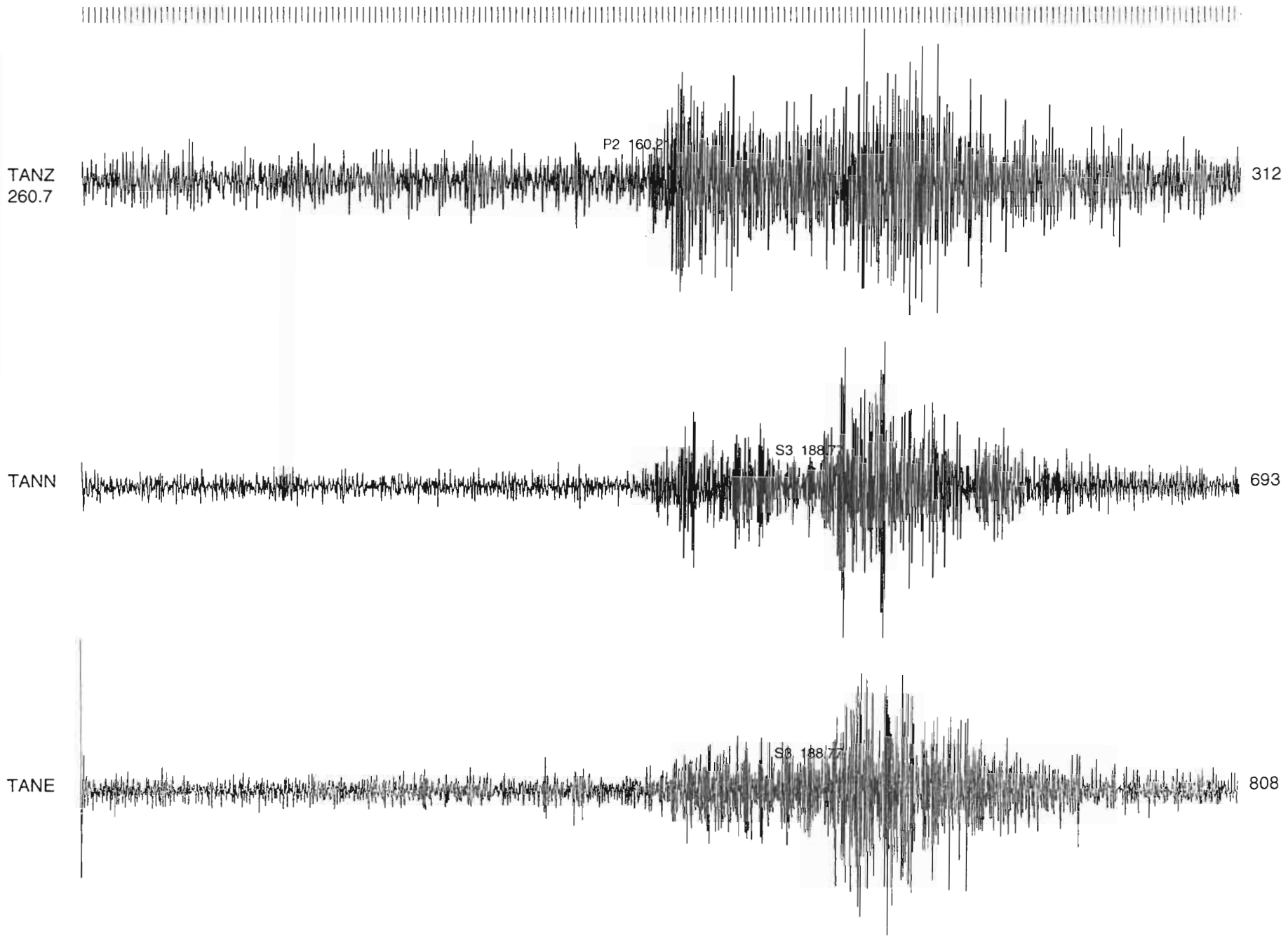
Annexe 2

Séverine Rosai, Ecole de Physique du Globe de Strasbourg/Stage 1999, IRD, Nouméa

40 sec

230 sec

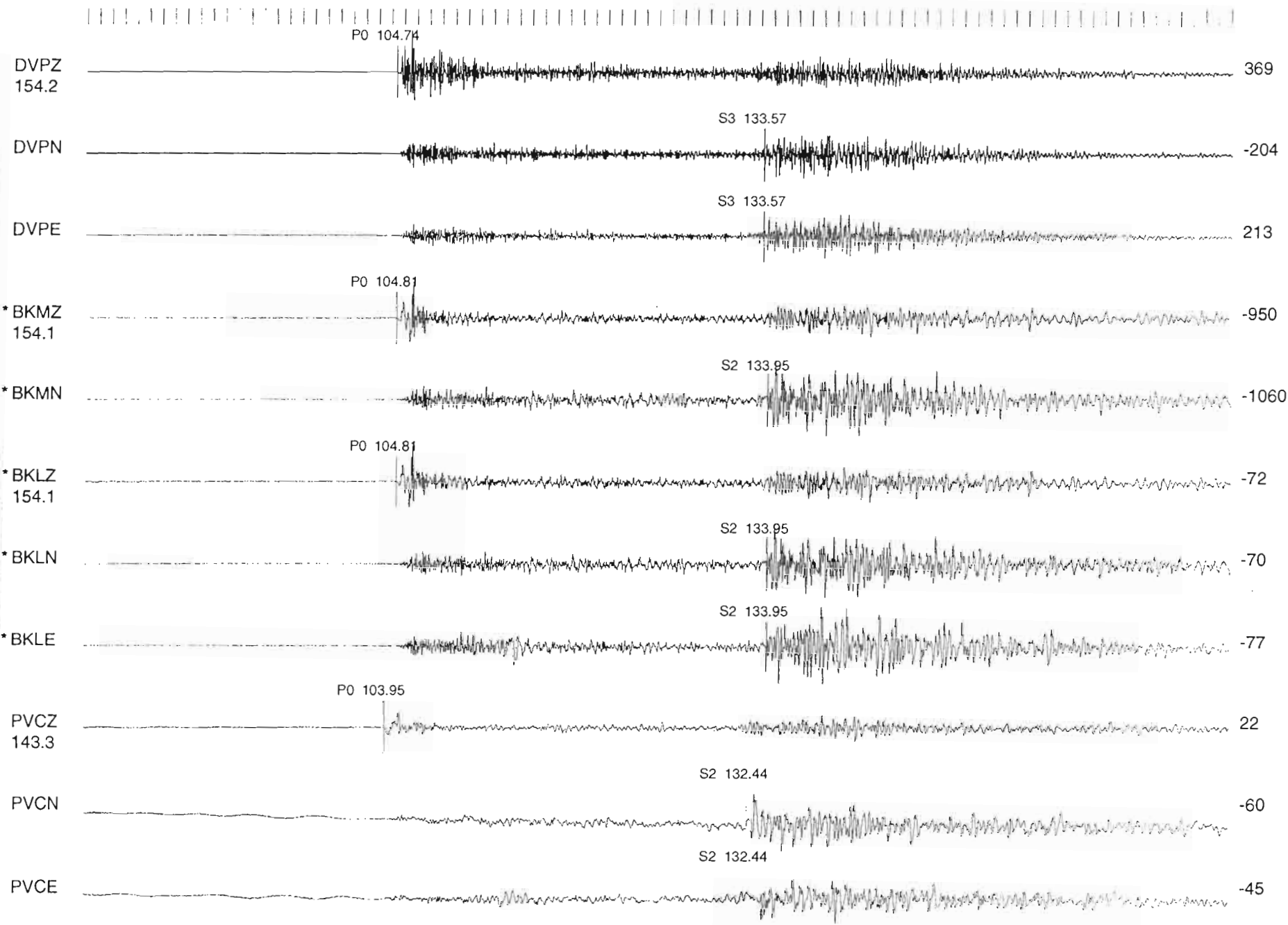
Étude des capacités de localisation du réseau CAVASCOPE



Annexe 3

Séverine Rosat, Ecole de Physique du Globe de Strasbourg/Stage 1999, IRD, Nouméa

Etude des capacités de localisation du réseau CAVASCOPE



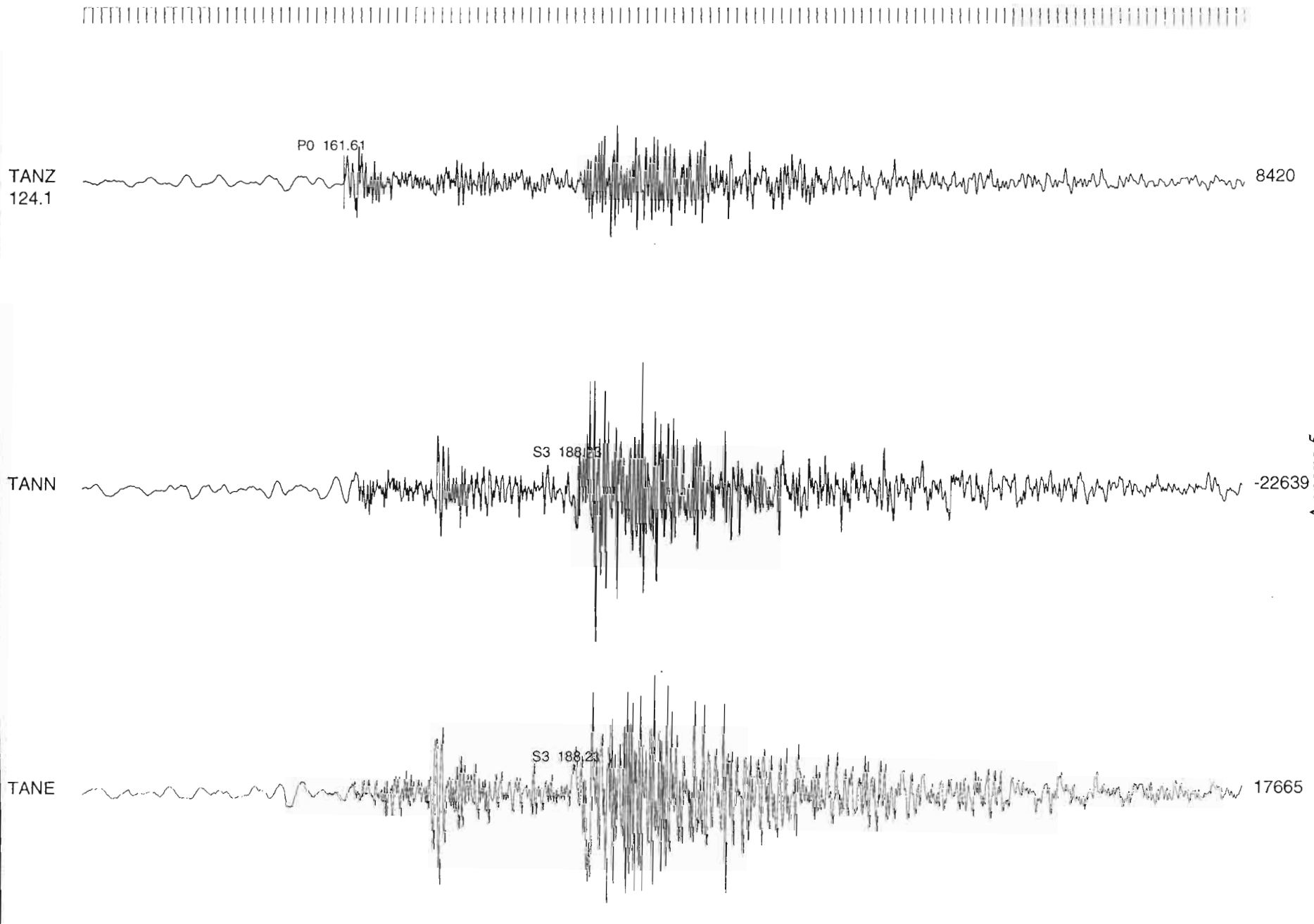
Annexe 4

Séverine Rosat, Ecole de Physique du Globe de Strasbourg/Stage 1999, IRD, Nouméa

60 sec

150 sec

Etude des capacités de localisation du réseau CAVASCOPE



Annexe 5

Séverine Rosat, Ecole de Physique du Globe de Strasbourg/Stage 1999, IRD, Nouméa

