

J.L.CHATELAIN

MEMOIRE de STAGE

J.L. CHATELAIN

SEPTEMBRE 1980



SCIENCE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

COMITE TECHNIQUE DE GEOPHYSIQUE

CEDEX NOUVELLE CALEDONIE

Geophysique

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

CENTRE DE NOUMEA

Mémoire de fin de scolarité

J.L. CHATELAIN - Elève de 2ème année

Comité Technique de Géophysique

Septembre 1980

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire

N° : 29859

Cote : A

E 2

Je remercie tous ceux qui m'ont aidé, et
plus particulièrement les membres de
l'équipe chargée de la maintenance du réseau
sismique installé aux îles Hébrides.

INTRODUCTION

L'ORSTOM a implanté aux Nouvelles-Hébrides, en collaboration avec l'Université de Cornell (USA), un réseau de stations sismologiques et un réseau d'inclinomètres doublé d'un réseau de mesure de nivellation.

Etant pratiquement seul, au sein de l'équipe de géologie-géophysique de Nouméa, à travailler sur les données fournies par ces différents réseaux, il est apparu rapidement qu'il m'était impossible de mener de front des études à partir de toutes ces données. J'ai donc été amené à faire un choix. Mon choix a été guidé surtout par le fait que j'avais déjà travaillé auparavant, lors de ma thèse de 3e cycle, sur des données fournies par un réseau de stations sismologiques local. De plus, nous ne disposons pas à Nouméa des outils nécessaires pour une étude efficace des données fournies par les inclinomètres (table à digitaliser, notamment). Pour ces raisons, j'ai choisi de me consacrer à l'étude des données fournies par le réseau de stations d'enregistrement sismique.

Le but de l'installation de ce réseau est en premier lieu l'étude des phénomènes qui pourraient être observés après et surtout avant un séisme de forte magnitude. L'implantation d'un réseau d'enregistrement local permet d'obtenir beaucoup plus de localisations de séismes que ne peuvent les organismes internationaux. C'est ainsi qu'en 1979 plus de 4500 séismes ont pu être localisés à l'aide d'un réseau local contre 150 à peine par les organismes internationaux. Ceci permet d'obtenir une information beaucoup plus détaillée sur la répartition de la sismicité de la zone étudiée dans le temps et dans l'espace, qui n'a été étudiée jusqu'à présent qu'à l'aide de séismes localisés par les organismes internationaux (magnitude supérieure à 4.7) (PASCAL et al., 1978). Parallèlement à l'étude des phénomènes liés aux séismes de forte magnitude (mise en évidence des précurseurs, de répliques, variations du rapport V_p/V_s , variations des mécanismes focaux, migration des séismes), ces données permettent d'entreprendre une étude fine de la zone de subduction dans laquelle se produisent les séismes en précisant sa géométrie et en proposant de nouveaux mécanismes focaux.

Quand je suis arrivé à Nouméa, en janvier 1979, seule la moitié des stations étaient installées, un seul programme utile à la sismologie était disponible : le programme de localisation HYPO71, utilisé sur l'ordinateur IBM 360 de la Société "Le Nickel". Mon premier travail a donc été de participer à l'installation et la mise au point des stations qui restaient à installer, et de mettre en place divers programmes utilitaires nécessaires à une étude basée sur une masse de données assez importante. En même temps, il ne fallait pas se laisser submerger par les données qui commençaient à affluer, et assurer la publication du bulletin sismique mensuel prévu par la convention signée pour l'installation du réseau. Enfin, travaillant au sein d'une équipe, j'ai eu à prendre ma part des travaux généraux incomptant à cette équipe.

Ces divers travaux ont été suffisamment astreignants et longs pour ne pas me permettre, ainsi d'ailleurs qu'à nos partenaires américains, un travail de recherche approfondi. Le présent mémoire arrive au moment où tout le système est en place pour permettre d'entreprendre les recherches prévues. Ce mémoire rendant compte de la première étape du travail qui doit être effectué à partir des données fournies par le réseau, les faits qui y sont exposés pourront sembler contradictoires par rapport aux buts recherchés développés précédemment. En effet, jusqu'à présent, seuls des faits généraux et des faits marquants de la sismicité ont été observés, basés uniquement sur les localisations préliminaires publiées dans le bulletin sismique mensuel. Toutefois, ces considérations d'ordre général constituent les points de départ des travaux qui vont être entrepris et indiquent les directions de recherche à suivre par la suite.

Ce mémoire comprend deux parties :

- La première partie est elle-même subdivisée en 5 chapitres :

- * Acquisition des données : présentation du réseau et problèmes posés par ce réseau.
- * Traitement des données : présentation des programmes mis en place.
- * Localisations : moyens utilisés pour localiser les séismes et incertitudes sur les localisations.
- * Estimation de la magnitude : établissement d'une formule permettant d'obtenir la valeur de la magnitude localement.
- * Etude de la sismicité des Nouvelles-Hébrides : exposé des caractères généraux de la sismicité observée depuis la mise en place du réseau.

Dans la seconde partie, j'expose les diverses activités que j'ai eues depuis mon entrée à l'ORSTOM en octobre 1978. Ces activités ne sont pas toutes liées à mon programme de recherche sur la sismicité des Nouvelles-Hébrides. En particulier, sont présentés les deux articles sur la sismicité de l'Afghanistan auxquels j'ai collaboré entre octobre et décembre 1978.

PREMIERE PARTIE

ETUDE DE LA SISMICITE DES NOUVELLES-HEBRIDES

CHAPITRE I

ACQUISITION DES DONNEES

I- Le réseau sismique ORSTOM-CORNELL

1)- Description du réseau

Le réseau sismique ORSTOM-CORNELL a commencé à être installé en juillet-août 1978. Il a commencé à être opérationnel le 14 septembre 1978, date à laquelle les premiers séismes ont pu être localisés.

A cette date le réseau était constitué de dix stations : MBV, RTV, DVP, NGA, EPI, SWB, LMP, AMB, SMT, EME (figure I-1), soit la moitié du réseau actuel.

En août 1979, cinq nouvelles stations ont été ajoutées : VAN, SSO, MAL, AOB, AMK, puis trois autres en septembre (TAN, ANI, ERO) et enfin la station de HOG a été installée en mars 1980.

Sont utilisés également les temps d'arrivées des séismes dans les stations permanentes de l'ORSTOM : PVC, LUG, KOU, NOU (NOU et KOU sont situées en Nouvelle-Calédonie et n'interviennent que pour les sens de 1er mouvement). Le calcul de la magnitude des séismes enregistrés par le réseau est basé sur les enregistrements de PVC et LUG.

Toutes les stations comportent un sismomètre vertical. Quelques stations sont doublées d'un sismomètre horizontal (VAN, SWB, DVP, ERO, ANI). Les sismomètres horizontaux ont souvent été déplacés en fonction des observations des stations où l'on pouvait lire les ondes S sur les sismomètres verticaux vers celles où cela était impossible, comme DVP par exemple (figure I-2).

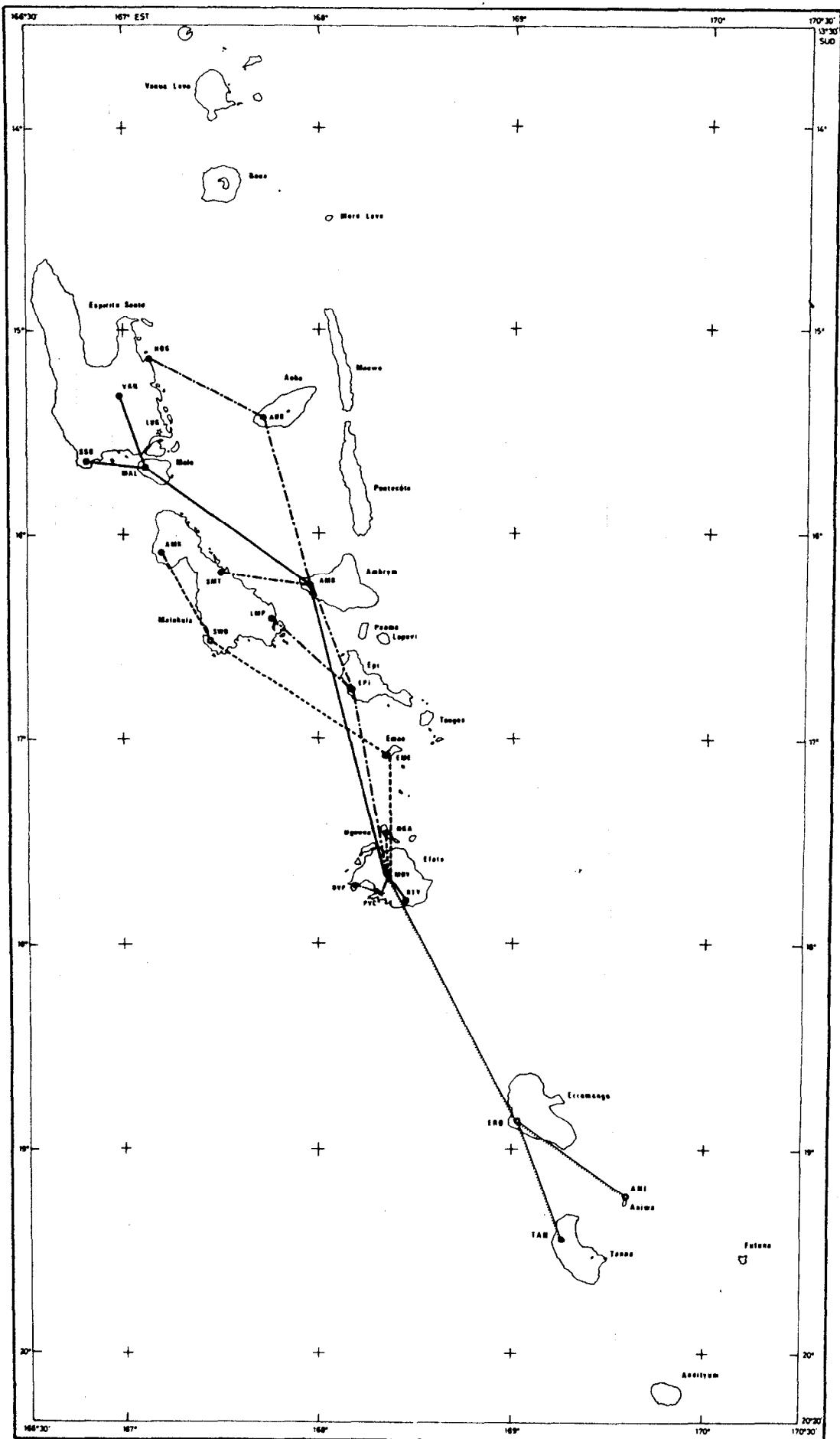


Figure I-1 - Emplacement des stations et trajet des différentes porteuses.

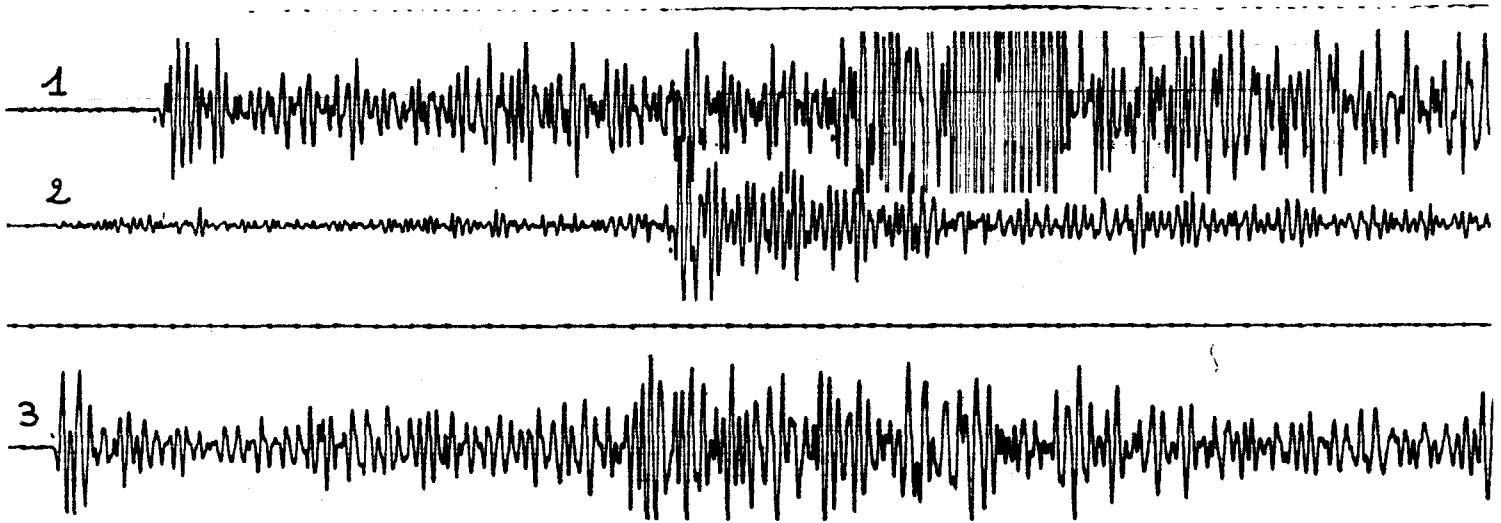


Figure I-2 - Fragment d'enregistrement. A la station de MBV (1) l'arrivée des ondes S est claire sur l'enregistrement du sismomètre vertical.
A la station de DVP il est nécessaire d'avoir un sismomètre horizontal (2), l'arrivée des ondes S étant difficilement lisible sur l'enregistrement du sismomètre vertical (3).

Les sismomètres utilisés ont une fréquence propre de 4.5 hz, de façon à éliminer le bruit de fond dû à la mer. Le signal enregistré dans chaque station est envoyé par ondes hertziennes jusqu'à Port-Vila où il est retranscrit sur un seul enregistreur regroupant toutes les stations.

2)- Principe de transmission du signal

Le signal enregistré par un sismomètre module entre + 125 et - 125 Hz, suivant son amplitude, une fréquence propre à chacun des sismomètres.

La fréquence modulée par le signal est ensuite elle-même transmise en modulation de fréquence (148-149 MHz), les stations les plus proches de Vaté servant de relais, jusqu'à Port-Vila.

Chaque porteuse transmet au maximum les informations concernant 6 sismomètres (figure I-1). A Port-Vila, un système de discrimination électronique sépare les fréquences transmises par chaque porteuse. Le signal est restitué sur papier par un enregistreur SIEMENS à encre. Cet enregistreur ne fonctionne pas de façon continue : il ne se met en marche que lorsque le signal dépasse un seuil, que l'on se fixe, dans deux ou trois stations tests suivant les cas. L'enregistreur ne comportant que 16 pistes alors qu'il reçoit les informations de 24 sismomètres (Z + H), le réseau a été divisé en 3 sous réseaux : Nord, Centre et Sud. Le réseau du Centre est pris en considération pour tous les séismes, et un microordinateur décide suivant la provenance des séismes lequel du réseau Nord ou Sud doit être pris en considération. Ce système a été choisi pour plusieurs raisons :

- prix très élevé d'un enregistreur SIEMENS comparativement au microordinateur;
- les séismes ne sont que très rarement enregistrés par tout le réseau;
- même si un séisme est enregistré par tout le réseau, les stations les plus lointaines ne servent pas à la localisation et dans ces stations il est pratiquement impossible d'estimer le sens de leur mouvement.

Le problème des réparations est compliqué par le fait que le plus souvent les moyens de communications sont incertains (une semaine d'attente à Lamap pour aller dépanner la station de SWB, par exemple), étant donné que nous n'avons aucune possibilité de nous déplacer par nos propres moyens et sommes tributaires des "occasions" de bateaux.

II - Données et précisions

Le signal enregistré par les stations est restitué par l'enregistreur SIEMENS sur du papier millimétré (figure I-3) avec un défilement du papier de 1 cm/s. L'horloge qui délivre les marques de temps est quotidiennement comparée avec l'émission de radio VVV. La correction horaire est toujours maintenue nulle.

En ce qui concerne les stations ORSTOM de Port-Vila et Luganville, les enregistrements sont obtenus sur papier photo, avec un déroulement du papier de 6 cm/minute. Pour ces stations la correction horaire est également effectuée quotidiennement. Aucune dérive notable des horloges n'est observée dans ces stations.

Les lectures des temps d'arrivées des ondes P sur les enregistrements SIEMENS sont faites à l'oeil nu à 0.05 seconde près (1/2 mm).

Les lectures sur les enregistrements provenant des stations ORSTOM sont faites à l'aide d'une lampe graduée au 1/10^e de millimètre à 0.1 seconde près.

En ce qui concerne les ondes S on peut considérer que lorsque les enregistrements sont obtenus grâce à des sismomètres horizontaux (à LUG, PVC, SWB, VAN, DVP, ANI, ERO) la précision est de l'ordre de celle que l'on a pour les ondes P. Pour les autres stations on doit compter avec une marge d'erreur de 0.3 à 0.5 seconde, suivant les stations.

III - Discussion

Nous obtenons des données avec une précision suffisante pour avoir de bonnes localisations. Cependant, on peut affirmer a priori que la géométrie du réseau, imposée par la disposition des îles, n'est pas favorable à une localisation précise. En effet, la configuration du réseau est quasiment linéaire et les stations se trouvent disposées pratiquement parallèlement à la zone sismique. Il nous avait semblé préférable à partir d'août

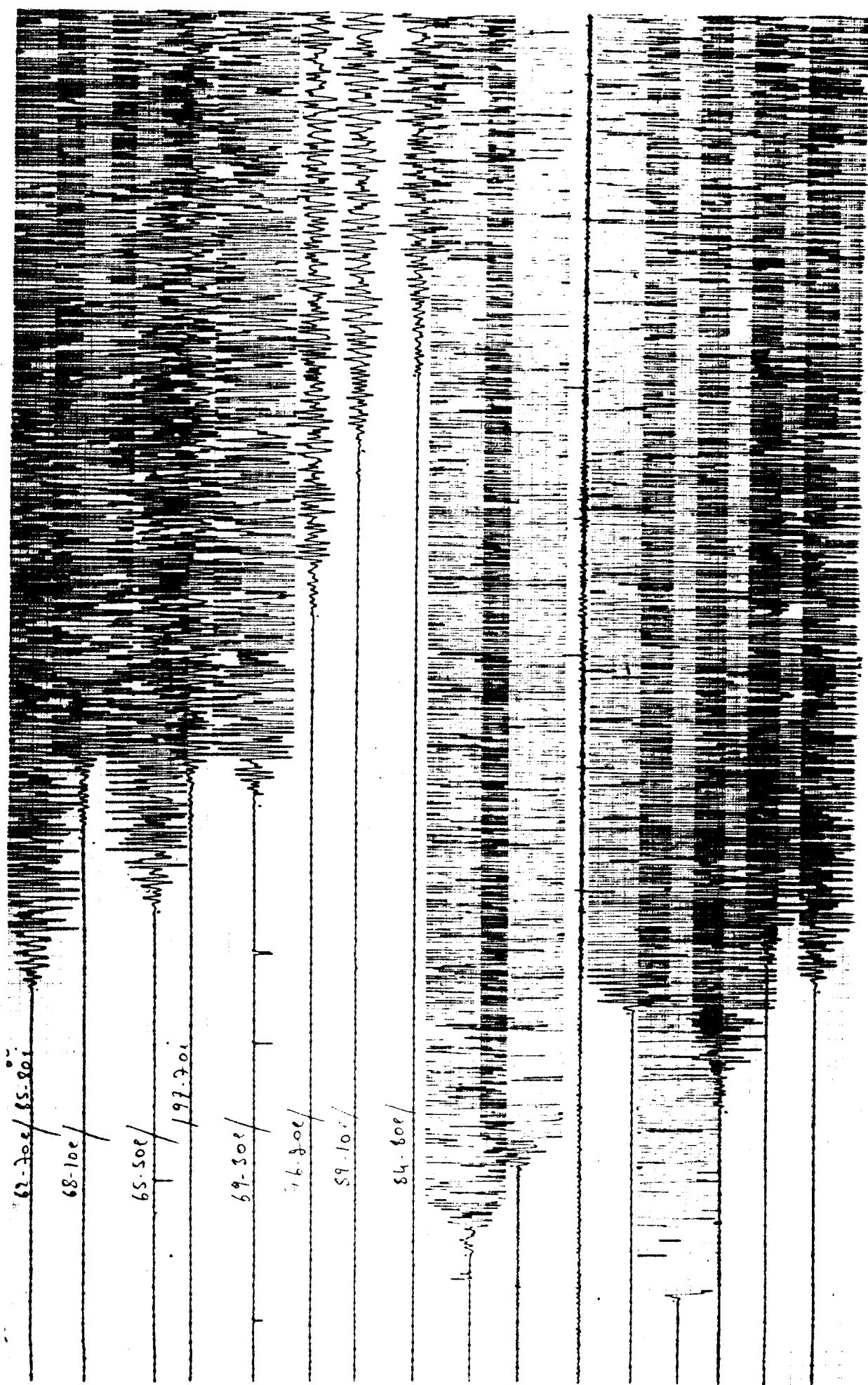


Figure I-3 - Enregistrement d'un séisme obtenu sur l'enregistreur SIEMENS

1979 d'étendre le réseau vers le nord de l'Archipel, où la disposition des îles permettait d'encercler la zone des séismes intermédiaires (entre Santo, Mallicolo à l'ouest, Maewo, Pentecote à l'est et les îles Banks au nord) et d'avoir une bonne répartition des stations sur Santo et Mallicolo là où ont lieu des séismes superficiels. La politique imposée par nos partenaires américains, a été d'obtenir le maximum d'extension du réseau sur tout l'archipel, et de placer de préférence des stations nouvelles dans le sud de l'archipel à Tanna, Erromango et Aniwa.

De ce fait, nous obtenons une couverture de stations relativement bonne le long de l'archipel pour étudier les crises sismiques et leur migration, si l'on considère que les localisations obtenues seront fausses dans l'absolu, mais assez bonnes relativement les unes aux autres. Par contre, l'utilisation du réseau pour des études de sismotectonique est rendue très difficile.

ooo

CHAPITRE II

TRAITEMENT DES DONNEES

A mon arrivée à Nouméa, il n'existait aucun moyen de calcul propre au Centre ORSTOM. Nous n'avions d'autre part aucun moyen de dessin automatique. En ce qui concerne l'exploitation des données fournies par le réseau ORSTOM-CORNELL, un seul programme était utilisable : HYPO 71, qui était opérationnel sur l'ordinateur IBM 360 de la Société "Le Nickel".

Ce n'est qu'en février 1979 que sont arrivés au Centre ORSTOM deux mini ordinateurs HP 9845 ainsi qu'une table traçante. Depuis septembre 1978, date à laquelle le réseau a commencé à fonctionner, un retard assez considérable avait été pris dans le traitement de routine des données et notamment, la publication du bulletin sismique mensuel n'avait pu être effectuée.

Comme le programme de localisation mis en place par Rémy LOUAT sur l'IBM 360 du Nickel fonctionnait, je me suis attaché dans un premier temps à mettre au point les deux programmes de tracé de carte et de coupe nécessaire au traitement de la masse importante de données que le réseau doit fournir.

Plutôt que de faire des programmes figés ne pouvant servir que pour la région qui nous intéresse et le type de données que nous avons, j'ai fait en sorte qu'ils puissent être utilisés dans de nombreux cas. D'autre part, en utilisant les possibilités conversationnelles du type d'appareils dont nous disposons, j'ai fait en sorte qu'il ne soit pas nécessaire de modifier les programmes chaque fois que l'on veut changer quelques paramètres lors de leur utilisation.

Une fois que ces deux programmes fonctionnaient, j'ai traduit en basic et adapté HYPO 71 pour pouvoir l'utiliser sur HP 9845. Ceci permet de réaliser de substantielles économies (8 h de calcul uniquement pour localiser les séismes tous les mois sur IBM360), et surtout d'avoir sur disquettes tous les résultats pour chaque localisation. La version HYPO 71 en basic a été conçue également

pour obtenir en quelques minutes, à n'importe quel moment, des localisations de séismes ayant lieu aux Nouvelles-Hébrides.

En l'absence d'ordinateur à Port-Vila, ceci permet de transmettre rapidement localisation et magnitude à l'équipe de Port-Vila afin de faire face aux demandes d'informations lorsqu'un fort séisme a lieu aux Nouvelles-Hébrides.

Enfin, pour compléter la bibliothèque de programmes de base nécessaire au traitement rapide des données fournies par le réseau ORSTOM-CORNELL, j'ai mis au point un programme pour les mécanismes focaux et pour l'étude de VP/VS (cf. document joint : Bibliothèque de programmes de la sismologie).

Le stockage et la mise au point de ces programmes a certes nécessité un temps relativement long, entre autres, parce que prévoyant le maximum de possibilités, leur taille est très importante et aussi parce que les ordinateurs dont nous disposons ne fonctionnent pas en temps partagé. Cependant cet investissement en temps est payant à long terme, puisque ces outils de base, faciles d'emploi, sont sous forme définitive et ne nécessitent pas d'aménagements pour chaque cas particulier. Enfin, la mise au point de ces programmes a été faite dans les premiers mois de fonctionnement du réseau, alors que celui-ci n'était pas complet et que le volume des données n'était pas encore suffisant pour permettre de commencer un travail de recherche sur la distribution des séismes dans l'espace et le temps, ce qui est le but principal recherché avec l'implantation du réseau ORSTOM-CORNELL.

oo0oo

CHAPITRE III

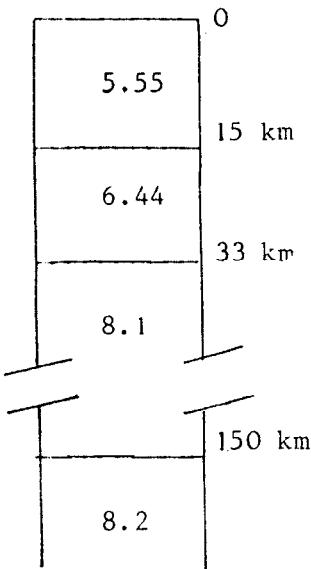
LOCALISATIONS

Le programme utilisé pour localiser les séismes est le programme HYPO71 de LEE et LAHR (1975) qui a été traduit et adapté pour fonctionner sur HP 9845. Je me bornerai à rappeler brièvement, quant au fonctionnement de ce programme, qu'il utilise un modèle de couches planes à vitesses constantes ainsi qu'un rapport de vitesse V_p/V_S identique pour toutes les couches. Le modèle utilisé dans le programme, relativement éloigné de la réalité puisqu'on ne peut utiliser autre chose qu'un modèle stratifié homogène horizontal, constitue la première source d'erreurs sur les localisations. Les autres sources d'erreurs sont la géométrie du réseau et les incertitudes sur les temps d'arrivées et sur la position des stations.

I.- Erreurs dues au programme de localisation

Nous sommes obligés d'utiliser dans le programme un modèle stratifié et un rapport de vitesse V_p/V_S constant. Comme il n'existe aucune information précise sur les hétérogénéités latérales du manteau et de la lithosphère dans la région des Nouvelles-Hébrides, il est difficile de construire un modèle plus complexe que celui de JEFFREYS-BULLEN. Le modèle utilisé est donc celui de JEFFREYS-BULLEN modifié cependant par les observations de COUDERT (1980) et PONTOISE (1977).

Modèle utilisé



Une étude rapide du rapport Vp/VS montre que celui-ci varie dans des proportions assez considérables : sur une surface de 1° carré il varie de 1.5 à 2.1. On voit donc que l'utilisation d'un rapport moyen ne sera pas satisfaisante dans tous les cas. Pour les localisations préliminaires la valeur standard ($V_p/VS = 1.78$) a été choisie. Il est évident que pour des études nécessitant une plus grande précision des localisations il faudra complètement revoir la question. La meilleure solution est certainement d'utiliser comme rapport Vp/VS pour chaque séisme celui obtenu à l'aide du diagramme de WADATI tracé pour chaque séisme. Pour les séismes pour lesquels il n'est pas possible de tracer le diagramme de WADATI du fait d'un nombre insuffisant de temps d'arrivées d'ondes S, il faudra calculer les localisations avec différents rapports Vp/VS et retenir celle qui donnera la RMS minimale.

II.- Erreurs dues au réseau et aux incertitudes sur les temps d'arrivées

1°- Incertitudes sur les temps d'arrivées : les temps d'arrivées des ondes P sont disponibles avec une incertitude maximale de 0.2 seconde et ceux des ondes S avec une incertitude maximale de 0.5 seconde. Les erreurs de localisation dues à ces incertitudes seront donc négligeables devant celles dues au modèle de vitesse.

2°- Incertitudes sur la position des stations : les stations sont positionnées à l'aide de cartes IGN au 1/100.000. L'incertitude sur les coordonnées des stations ne doit pas excéder 200 ou 300 mètres. L'effet de ces incertitudes, même cumulées avec les précédentes, reste négligeable devant celles dues au modèle de vitesse.

3°- Erreurs dues à la géométrie du réseau : La position des îles par rapport aux zones sismiques n'est malheureusement pas idéale pour localiser les séismes avec la meilleure précision.

En septembre 1978, une expérience a été menée à l'aide d'O.B.S. (Ocean Bottom Seismometer) à l'ouest de l'île de Vaté. Ces stations immergées permettent de mieux entourer la zone sismique. Il est intéressant de comparer les localisations des séismes enregistrés lors de cette expérience, calculées en tenant compte des temps d'arrivées obtenus aux OBS avec les localisations calculées sans tenir compte de ces temps d'arrivées.

Les localisations obtenues par les 2 méthodes sont présentées sur des cartes (Fig. III-1 et III-2) et des coupes (Fig. III-3, III-4). En effet, l'image générale de la sismicité de la région étudiée fournie par les deux types de localisations est pratiquement identique ; la différence la plus marquante entre ces deux types de localisations est que la sismicité est un peu plus diffuse lorsqu'on tient compte des O.B.S. Ceci est certainement expliqué par le fait que la position des O.B.S. est beaucoup moins bien connue que celle des stations situées sur les îles, ce qui introduit un facteur de dispersion supplémentaire dans le calcul. Il n'en reste pas moins que le réseau terrestre seul, si l'on s'en réfère à cette comparaison, semble donner une image générale de la sismicité assez satisfaisante, notamment en ce qui concerne les épicentres.

Il est aussi intéressant de comparer les localisations des événements suffisamment forts pour être localisés par les organismes internationaux avec les localisations de ces événements obtenus à l'aide de notre réseau. Les écarts sur la position des épicentres n'excèdent pas 10 kilomètres pour les événements que l'on peut considérer comme étant bien localisés par les organismes internationaux (c'est-à-dire enregistrés dans plus de 30 stations mondiales). Par contre les écarts sur les profondeurs atteignent 100 kilomètres et plus pour les séismes localisés par les organismes internationaux à plus de 200 kilomètres de profondeur. Il semble bien que ces écarts importants proviennent d'une mauvaise valeur de V_p/V_S utilisé pour les localisations préliminaires, qui est trop élevée.

Cette comparaison a aussi mis en évidence, s'il en était encore besoin, l'importance de disposer de temps d'arrivées d'ondes S pour les localisations. Ceci est particulièrement bien illustré par le fait qu'un séisme ayant eu lieu au voisinage des îles Fidji, pour lequel aucune onde S n'a pu être lue, a été placé près de l'île de Vaté, avec une heure origine décalée approximativement du temps mis par les ondes P pour atteindre les Nouvelles-Hébrides.

III.- Conclusion : Faisant les mêmes erreurs sur les localisations de séismes proches les uns des autres, leurs positions relatives sont assez fiables. Les localisations préliminaires seront suffisantes pour étudier les migrations de séismes et les éventuelles séquences de précurseurs précédant un fort séisme,

ainsi que les répliques. Par contre il est nécessaire d'obtenir de meilleures localisations pour entreprendre des études fines de la répartition des séismes, et notamment le problème de la profondeur des séismes intermédiaires devra être résolu.

Un bon moyen pour tester la précision des localisations est de re-localiser des séismes fictifs dont les temps de parcours aux différentes stations sont calculés à l'aide d'un programme de "tracé de rai" utilisant un modèle de vitesse beaucoup plus complexe que celui utilisé dans HYP071. La profondeur des séismes peut être précisée en comparant des enregistrements longues périodes avec des sismogrammes synthétiques. De tels moyens sont à la disposition de nos partenaires américains. Leur implantation à Nouméa demanderait de passer encore du temps sur la préparation d'outils de travail au détriment du travail de recherche. C'est là un exemple où la coopération avec nos partenaires américains doit être employée par des échanges intensifs.

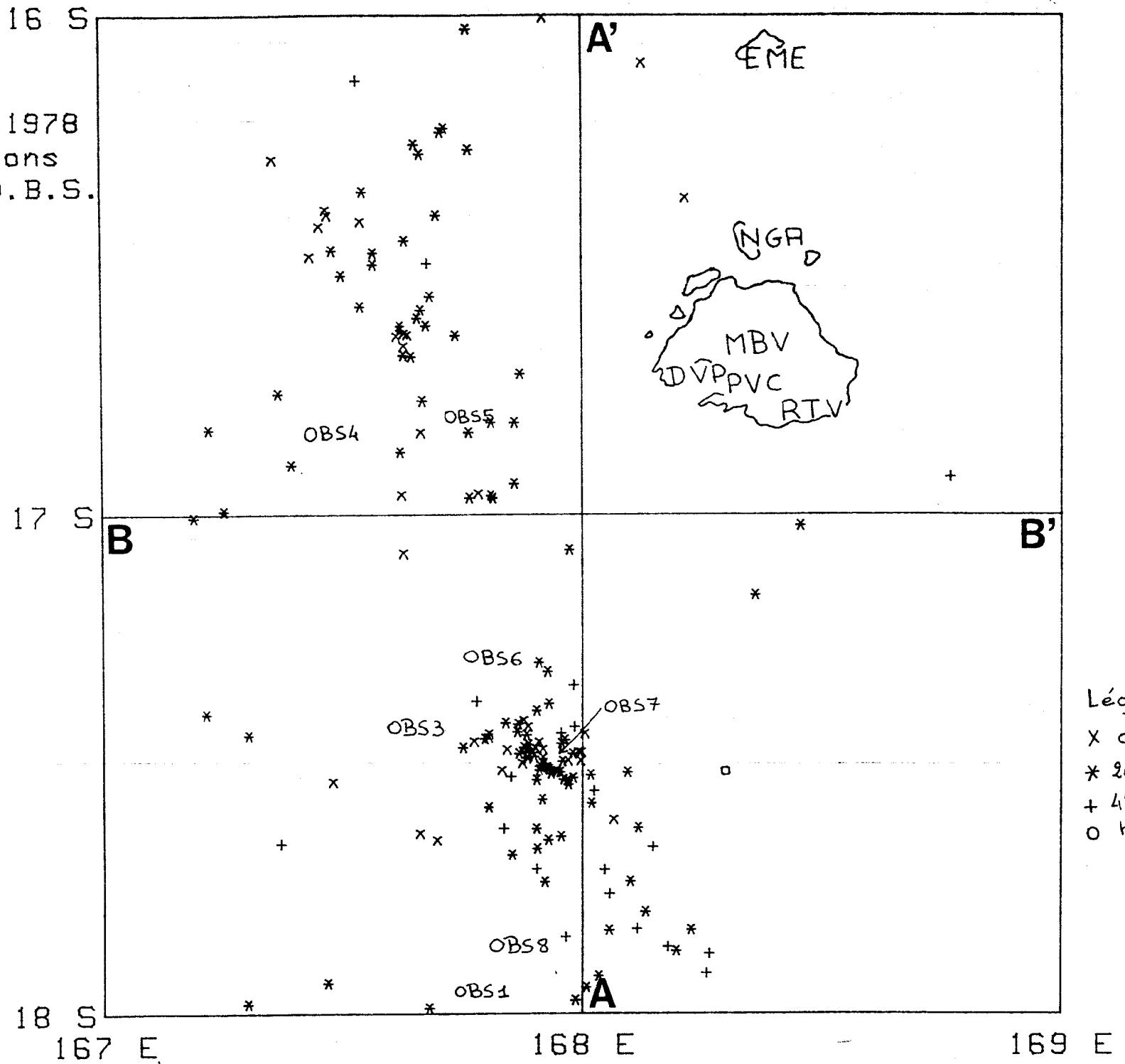
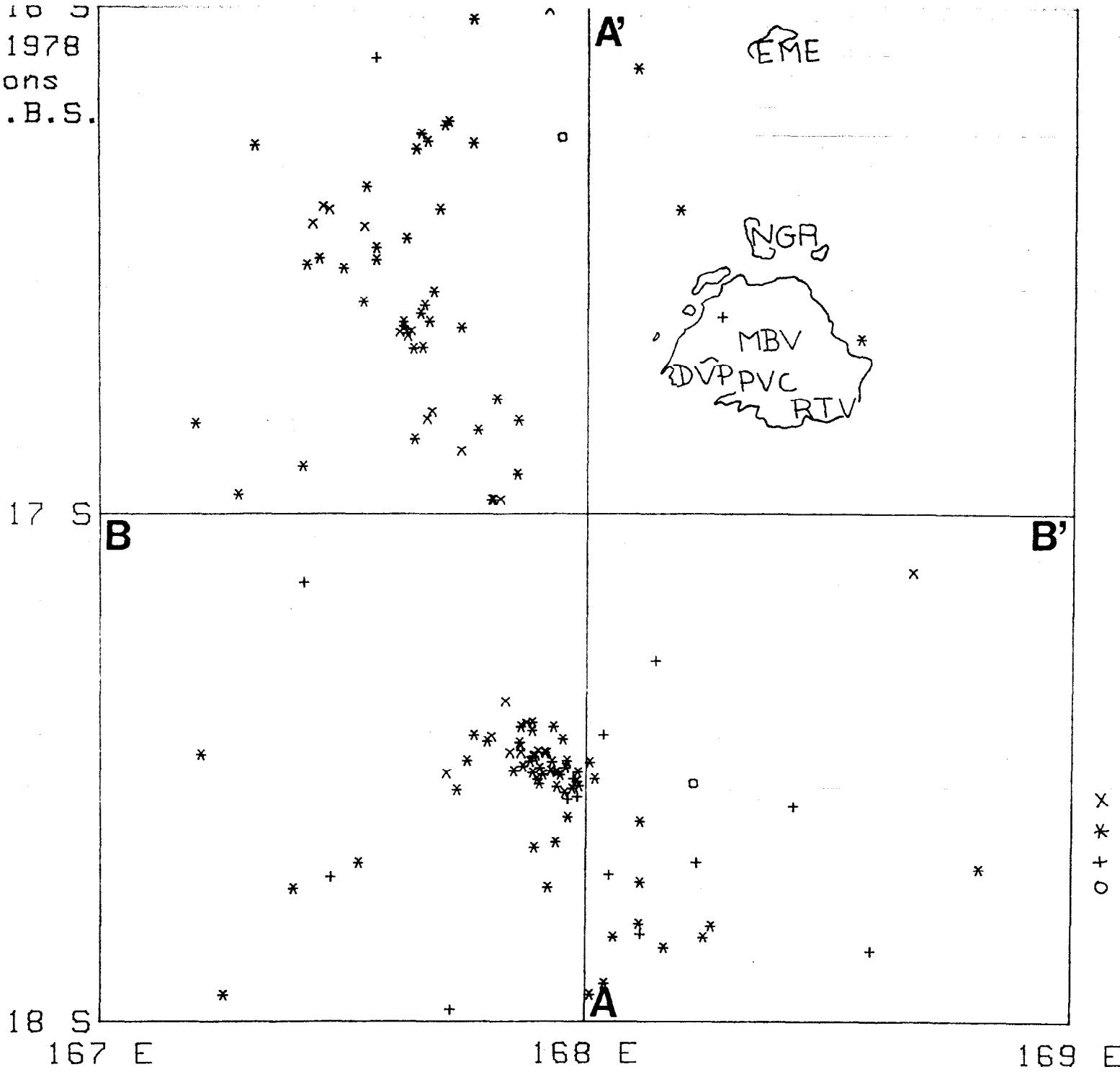


Figure III-1 - Localisations obtenues en utilisant les temps d'arrivées observés aux OBS

SEPTEMBRE 1978
Localisations
sans les O.B.S.



Légende:

x	$0 < h \leq 20$ km
*	$20 < h \leq 45$ km
+	$45 < h \leq 80$ km
o	$h > 80$ km

Figure III-2 – Localisations obtenues sans utiliser les temps d'arrivées observés aux OBS

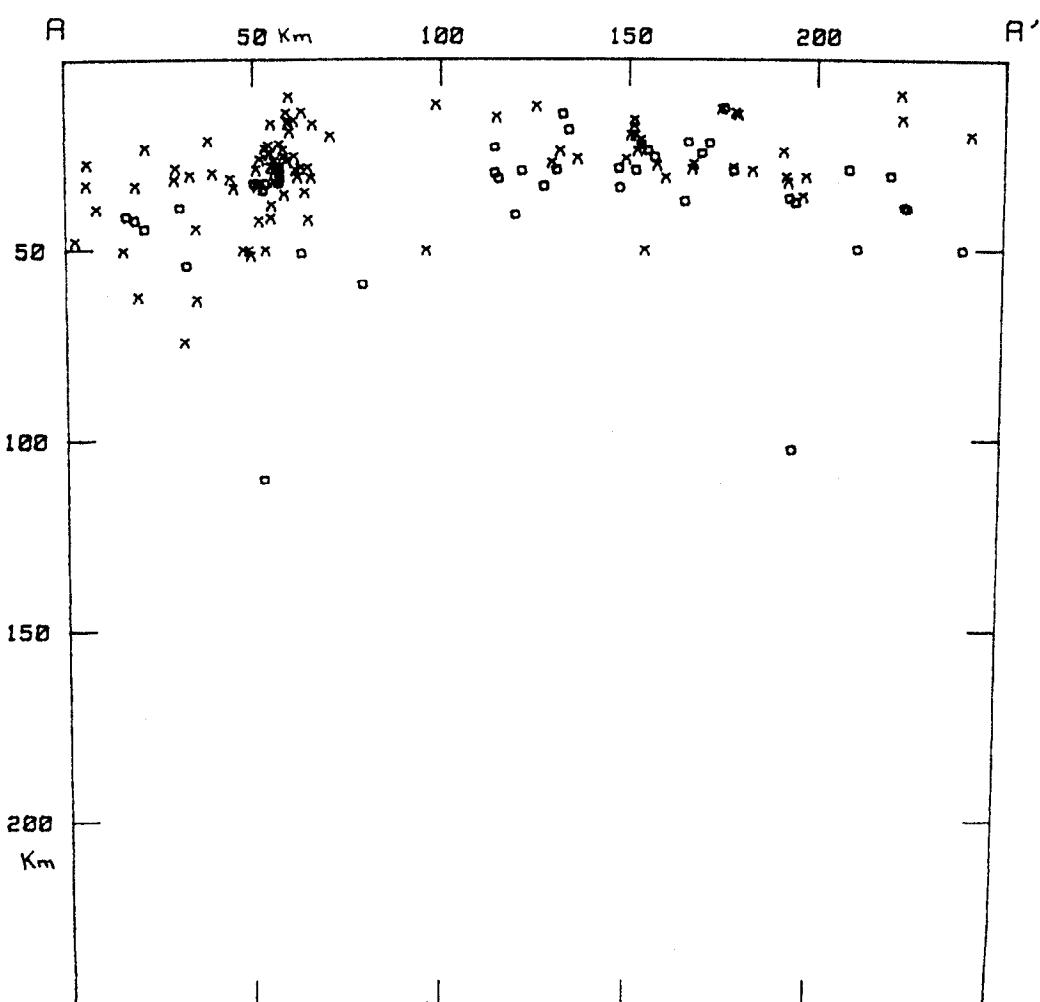
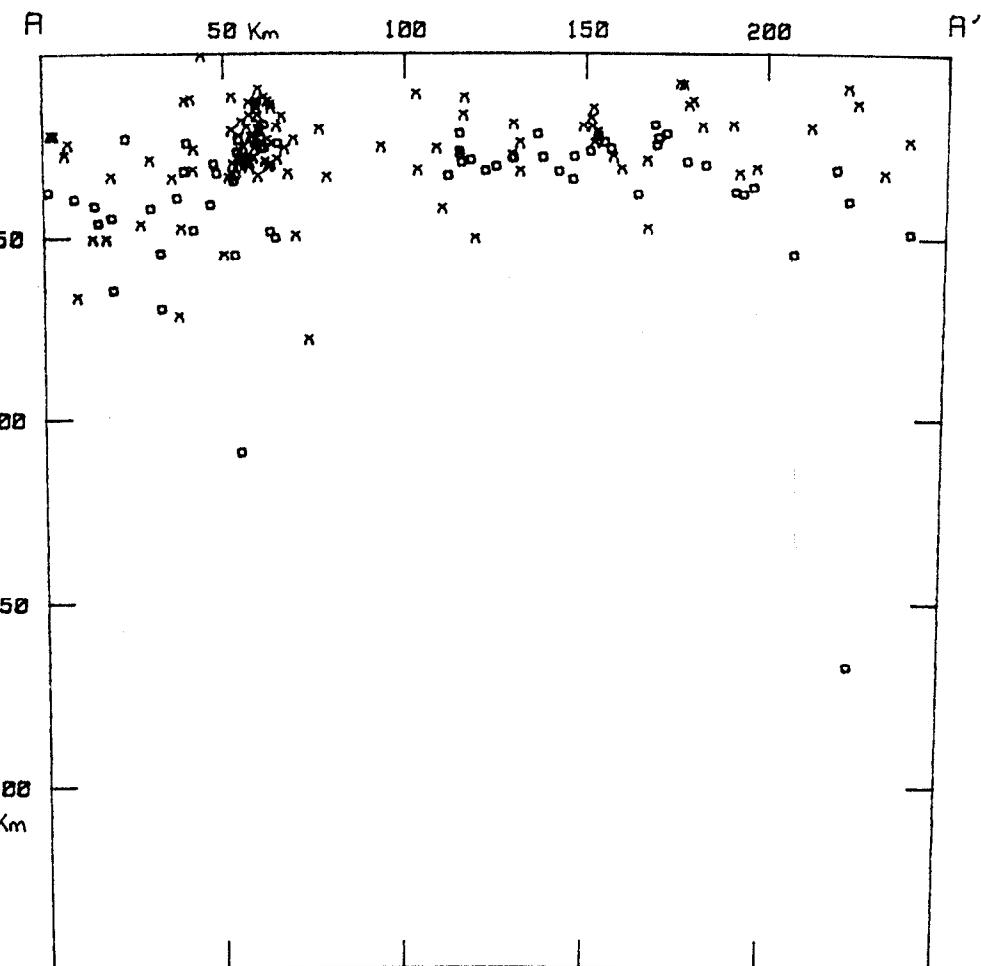


Figure III-3 - Coupe Nord-Sud montrant les localisations obtenues en tenant compte des OBS (bas) et sans tenir compte (haut)

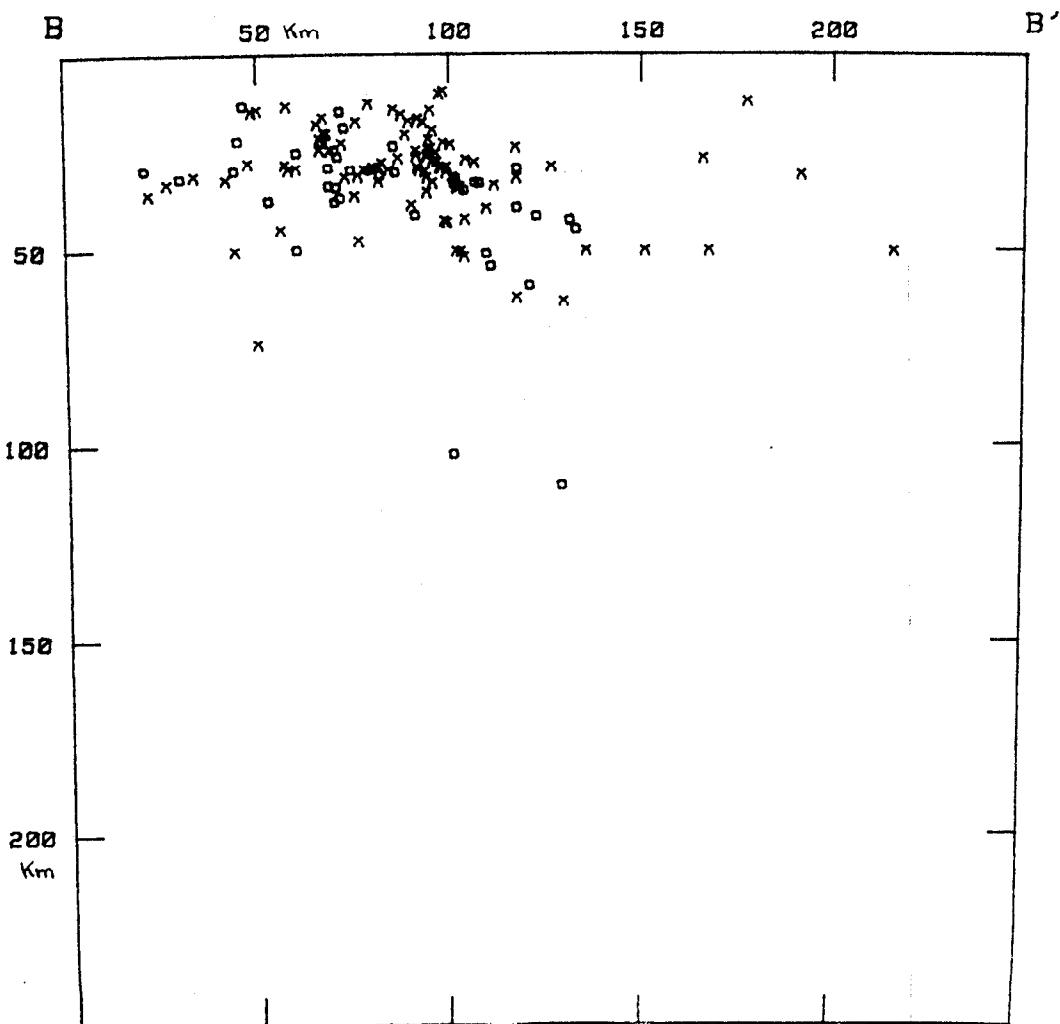
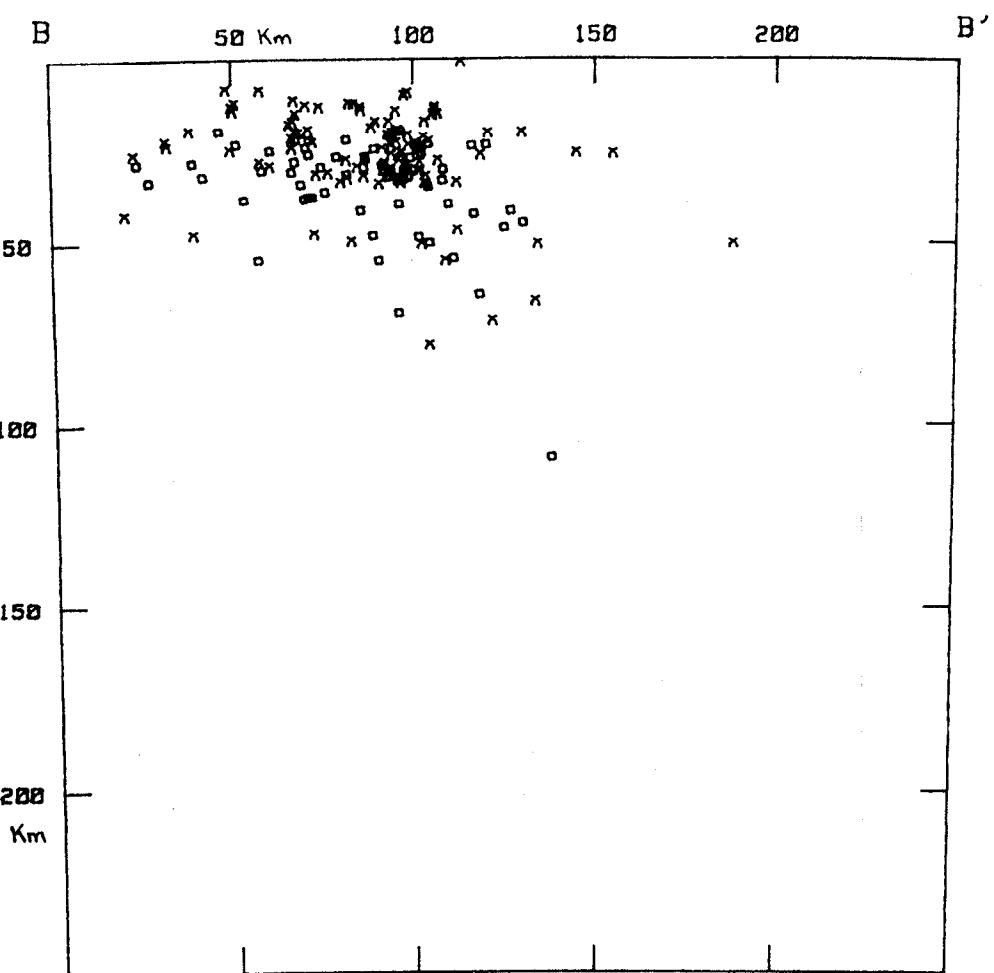


Figure III-4 - Coupe Ouest-Est montant les localisations obtenues en tenant compte des OBS (bas) et sans en tenir compte (haut)

CHAPITRE IV

ESTIMATION DE LA MAGNITUDE

Les séismes enregistrés par le réseau sont en général trop faibles pour pouvoir être localisés par les organismes tels que l'ISC ou l'USGS. De ce fait, nous ne connaissons que la magnitude des séismes suffisamment forts pour être enregistrés par les stations mondiales (magnitude > 4.5), soit, pour fixer les idées, environ 100 séismes pour 4000 localisés à l'aide du réseau ORSTOM-Cornell en 1979.

Il m'a donc semblé nécessaire de se doter d'un moyen pour connaître la magnitude de ces séismes.

La méthode généralement utilisée pour des séismes proches est de déterminer leur magnitude à partir de la longueur du signal obtenu dans une station (voir par exemple Tsumura, 1967). Cette méthode offre l'avantage d'être plus simple à établir et à utiliser que celle qui consiste à calculer la magnitude à partir de l'amplitude du signal. En effet, la seconde méthode est difficilement applicable lorsqu'on obtient des enregistrements sur papier, ce qui est notre cas.

La formule généralement utilisée pour obtenir la magnitude M en fonction de la durée totale du signal (F-P) est :

$$M = A + B \log (F-P) + C (\Delta) \quad (1)$$

ou Δ représente la distance en kilomètres du séisme à la station.

Or, les enregistrements obtenus sur l'enregistreur SIEMENS sont, en général, automatiquement arrêtés avant la fin du signal, 20 secondes après que l'amplitude des oscillations devienne inférieure au seuil de déclenchement des appareils.

Il n'est donc possible d'établir une formule donnant la magnitude que pour les stations permanentes de l'ORSTOM qui fonctionnent, elles, en continu.

1) Mesure de la longueur du signal :

Le problème principal est de définir quand le signal s'arrête. Il a été convenu de mesurer la longueur du signal de chaque séisme jusqu'à ce que son amplitude et sa période redeviennent comparables à celles du bruit de fond enregistré avant le séisme. Ce critère est bien sûr très subjectif et différents opérateurs ne trouveront que rarement la même longueur pour un séisme donné. Cependant, ces différences ne sont jamais très importantes (5 à 10 secondes pour un signal de 70 - 80 secondes) et de plus la durée du signal intervenant par son logarithme dans la formule, les différences de lectures donneront des écarts inférieurs à la précision que l'on peut accorder à la valeur de la magnitude.

2) Calcul des constantes de la formule :

La formule a été établie de façon empirique. Pour obtenir les constantes de la formule (1), j'ai mesuré les longueurs de séismes enregistrés par le réseau ORSTOM entre 1964 et 1976 dont la magnitude est donnée par l'ISC. On n'obtient certes de cette manière des points que sur une portion de la droite, l'ISC ne localisant que des séismes de magnitude supérieure à 4.5 avec quelques exceptions entre 3.8 et 4.5. Cependant l'éventail des magnitudes reste large (de 3.8 à 6.2) et en procédant de la sorte on obtiendra des valeurs de la magnitude comparables à celles proposées par l'ISC ou l'USGS, et donc une échelle de magnitudes ajustée à celle de Richter. Ma tâche a été compliquée par le fait que les enregistrements des diverses crises sismiques importantes ayant eu lieu aux Nouvelles Hébrides ont disparu des archives de Nouméa (pendant les crises, on trouve beaucoup plus de magnitudes vers 3.8, 4.2). D'autre part les enregistrements des séismes de magnitude supérieure à 6 ont, eux aussi, presque intégralement disparu.

L'échantillonnage de magnitude étant déjà naturellement déséquilibré en faveur des magnitudes moyennes (de 4.8 à 5.5), ce déséquilibre s'est donc trouvé accentué pour les raisons évoquées précédemment.

Afin de rétablir un certain équilibre, j'ai dépouillé les longueurs de tous les séismes de magnitude supérieure à 5.5 et inférieure à 4.3 dont les enregistrements étaient disponibles, et me suis limité volontairement pour les séismes de magnitude intermédiaire.

Au total, j'ai dépouillé les longueurs de 170 séismes sur les enregistrements de Port Vila (PVC) et Luganville (LUG), obtenant environ 140 mesures pour Port Vila et 100 pour Luganville.

Pour calculer les constantes de la formule (1), j'ai procédé, pour chaque station en deux temps.

a) La constante C est toujours très faible (voir par exemple Tsumura, 1967). Pour des séismes proches (distance < 200 km) le terme C (Δ) peut alors être négligé, dans un premier temps.

La formule devient alors : $M = A + B \log (F-P)$ (2)

Pour obtenir les constantes A et B j'ai donc reporté sur un graphe la valeur de la magnitude donnée par l'ISC en fonction du logarithme de la durée du signal (en secondes) et ceci pour des hypocentres situés à moins de 200 kilomètres de la station.

La distance hypocentre - station (Δ) a été calculée de la manière suivante :

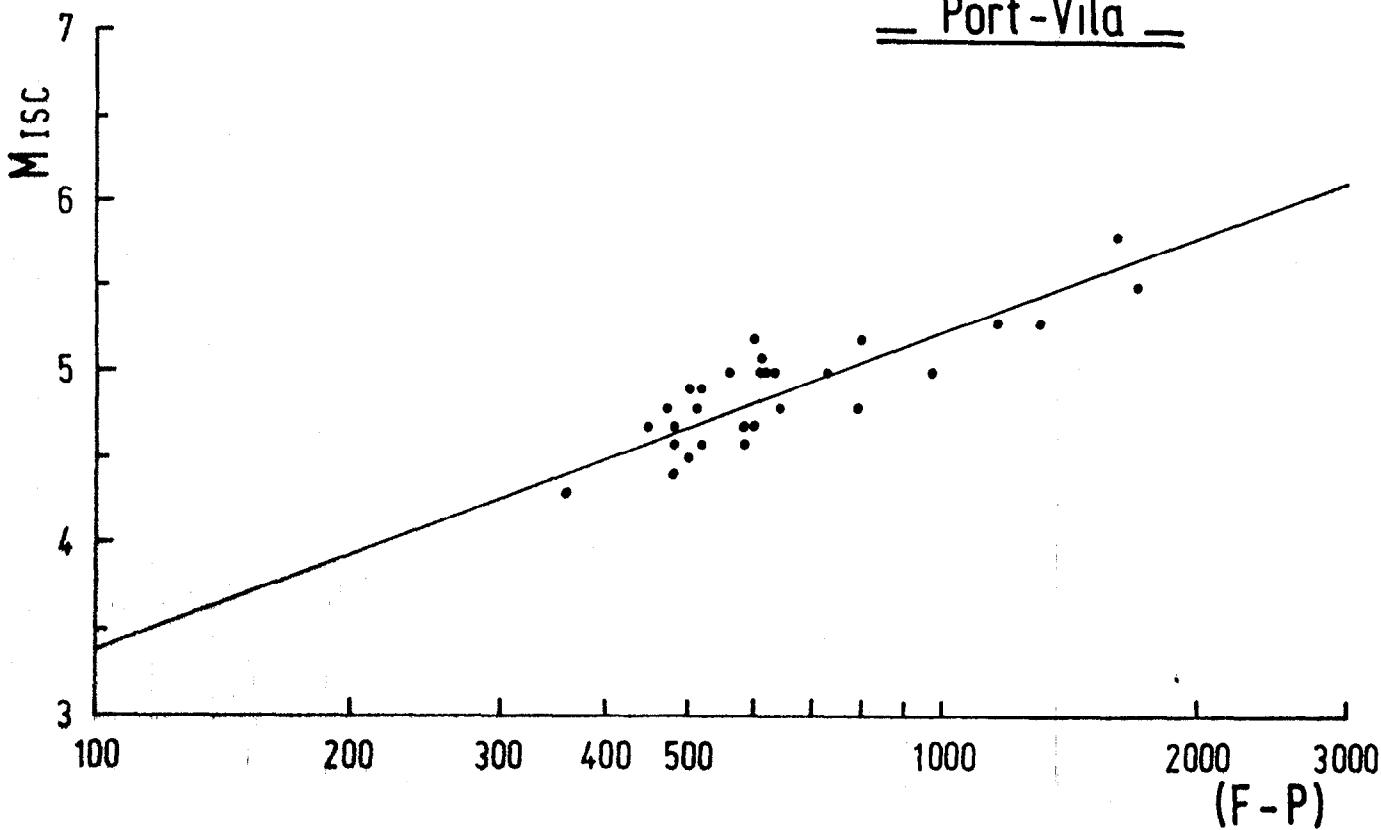
$$\Delta = \sqrt{d^2 + h^2} \quad \text{ou } d = \text{distance épicentre - station}$$

et $h = \text{profondeur du séisme.}$

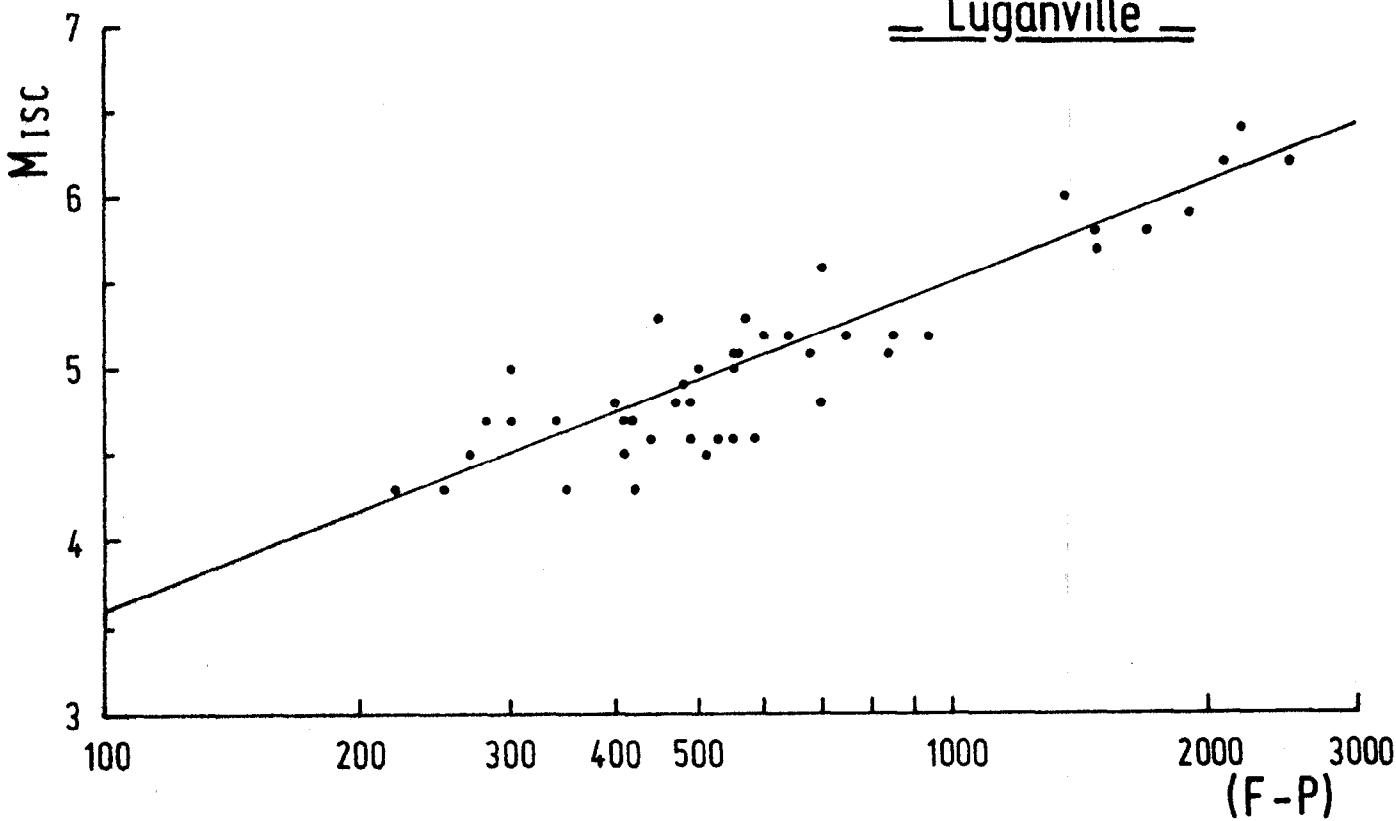
La pente et l'ordonnée à l'origine de la droite ainsi obtenue ont été calculées par la méthode des moindres carrés, en pondérant les points, de façon à diminuer l'influence de leur inégale distribution le long de la droite.

(Voir figure IV-1).

Port-Vila



Luganville



Les points dont l'écart à la droite était supérieur à deux fois l'écart standard ont été éliminés et les coefficients A et B recalculés sans ces points. (2 points éliminés pour Port-Vila et 1 pour Luganville).

Résultats obtenus:

Stations	PVC	LUG
Nombre de points utilisés	30	46
A	-0.34	-0.25
B	1.86 ± 0.10	1.92 ± 0.08
Ecart standard	0.19	0.24
Coefficient de corrélation	0.90	0.93

Appelons M_{PVC} et M_{LUG} les magnitudes trouvées dans les deux stations avec la formule (2) :

$$M_{PVC} = -0.34 + 1.86 \log (F-P)$$

$$M_{LUG} = -0.25 + 1.92 \log (F-P)$$

b) En appelant M_{ISC} la magnitude donnée par la formule (1), on a :

$$M_{ISC} - M_{PVC} = C (\Delta)$$

Le coefficient C a été calculé de la même manière que les coefficients A et B en reportant $M_{ISC} - M_{PVC}$ sur un graphe.

Dans ce cas, toutefois, les points n'ont pas été pondérés.

(Voir figure IV-2)

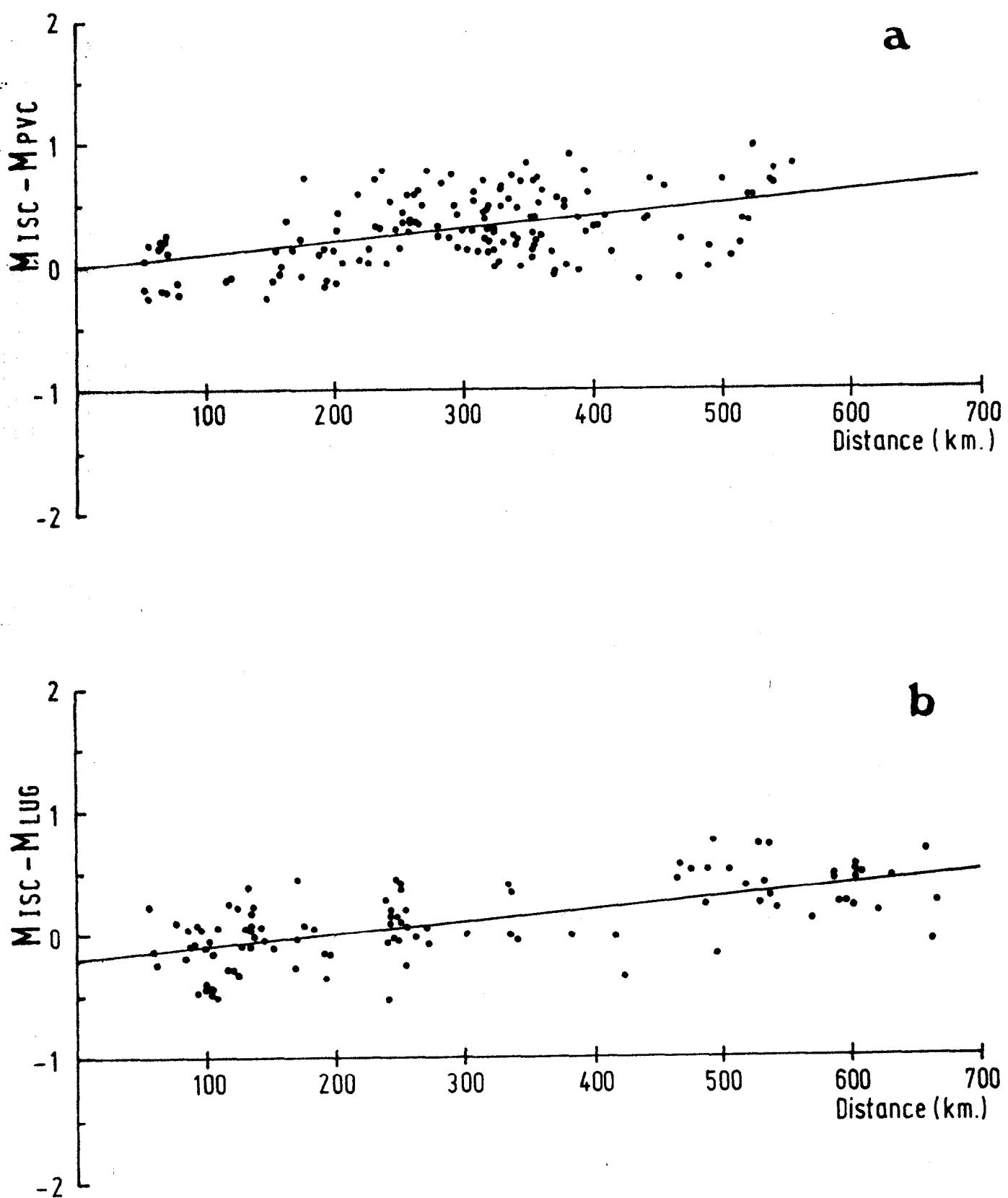


Figure IV-2 - Différence entre la magnitude ISC et la magnitude locale en fonction de la distance pour les stations de Port-Vila (a) et Luganville (b).

Huit points ont été éliminés pour Port Vila ainsi que pour Luganville.

Résultats obtenus :

Stations	PVC	LUG
Nombre de points utilisés	149	101
C	0.001 ± 0.0001	0.00097 ± 0.00012
Ordonnée à l'origine	0.0006	- 0.17
Ecart standard	0.25	0.24
Coefficient de corrélation	0.45	0.62

3) Résultats :

Les formules obtenues pour calculer la magnitude sont donc les suivantes :

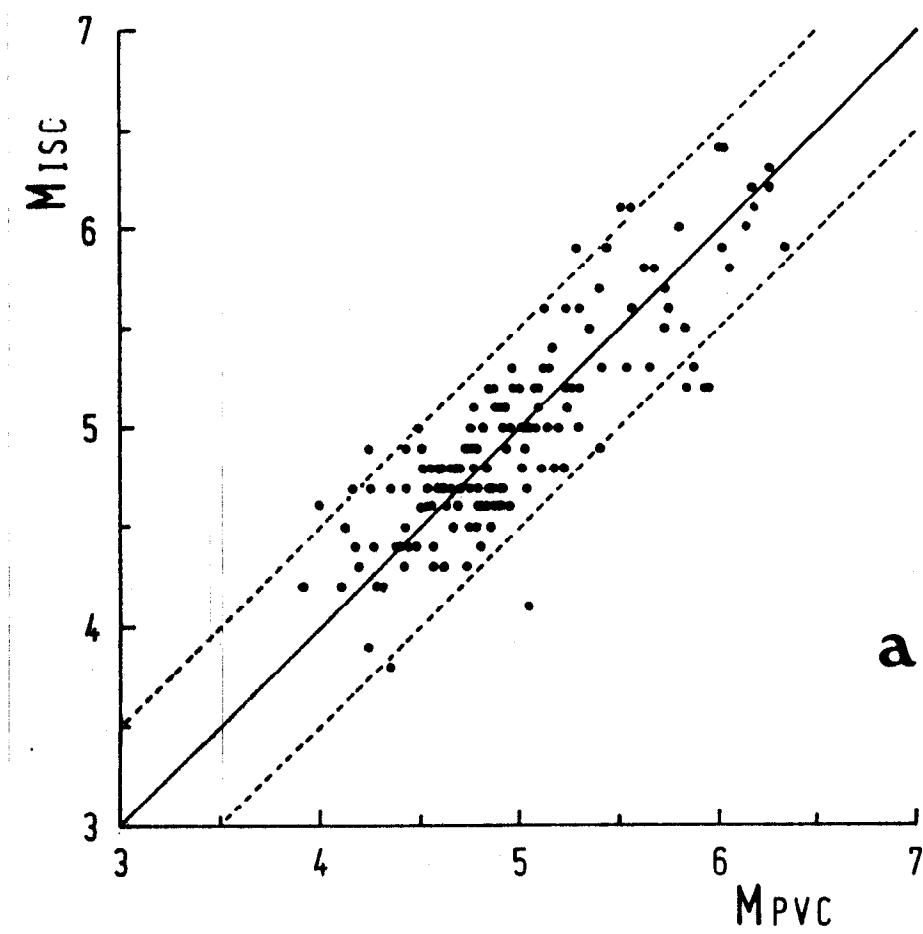
$$\text{A Port-Vila : } M = - 0.34 + 1.86 \log (F-P) + 0.001 (\Delta)$$

$$\text{A Luganville : } M = - 0.42 + 1.92 \log (F-P) + 0.00097 (\Delta)$$

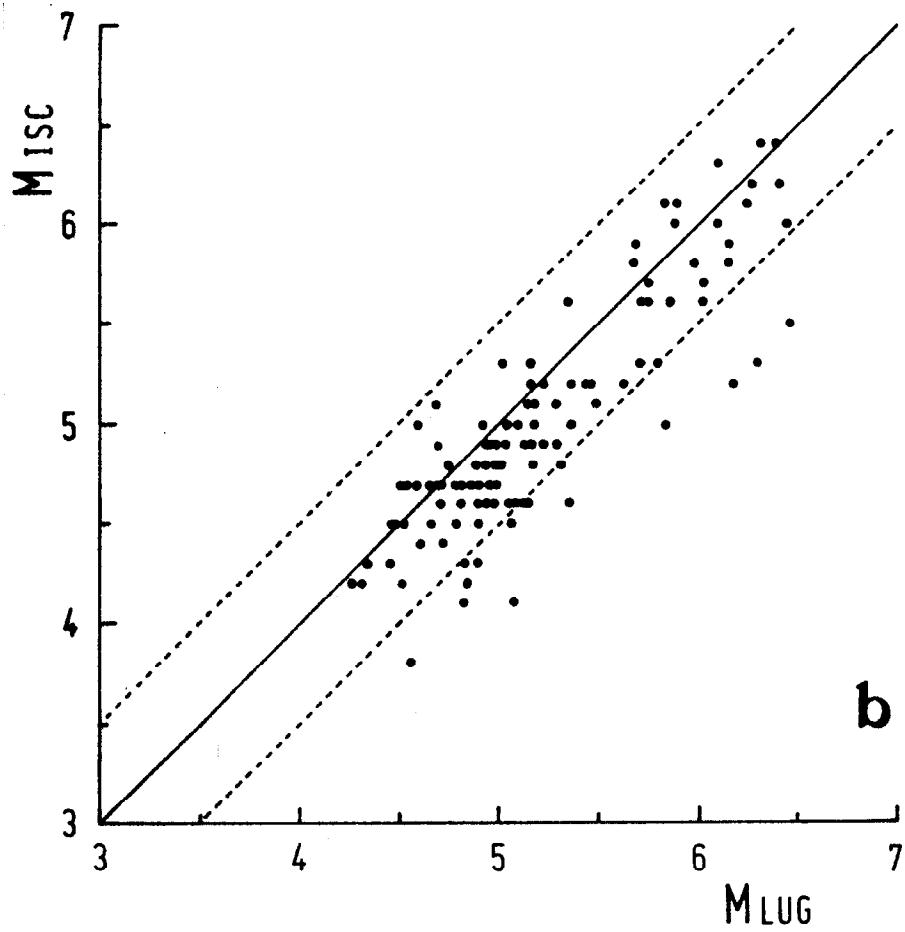
4) Comparaison de la magnitude calculée à l'aide des formules trouvées avec celles données par l'ISC et l'USGS

a) Comparaison avec l'ISC :

(Voir figure IV-3)



a



b

Figure IV-3 - Magnitude calculée par l'ISC en fonction des magnitudes calculées à Port-Vila (a) et Luganville (b)

Le tableau (IV-1) montre les valeurs et les écarts par rapport à la magnitude donnée par l'ISC (colonne 1) :

- de la magnitude calculée à Port-Vila (colonne 2 : magnitude, colonne 3:écart)
- de la magnitude calculée à Luganville (colonne 4 et 5)
- de la magnitude moyenne $M_{PVC} + M_{LUG} / 2$ (colonnes 6 et 7)
- de la magnitude donnée par la station la plus proche du séisme (colonnes 8 et 9)

Résultats :

	M_{PVC}	M_{LUG}	M moyenne	M. Station la plus proche
Moyenne des écarts	- 0.0026	0.019	- 0.01	- 0.02
Ecart standard	0.29	0.30	0.27	0.28

b) Comparaison avec l'USGS (septembre 1978 - mars 1980)

La comparaison des magnitudes calculées à Port-Vila et Luganville avec les magnitudes USGS donne une idée plus précise de la validité des formules établies, car contrairement aux données ISC, les données USGS n'ont pas été utilisées pour établir les formules.

Le tableau (IV-2) montre les mêmes écarts que le tableau (IV-1) mais cette fois par rapport à la magnitude donnée par l'USGS (colonne 1).

Résultats :

	M_{PVC}	M_{LUG}	$(M_{PVC} + M_{LUG}) / 2$	Magnitude de la station la plus proche du séisme
Moyenne des écarts	- 0.24	- 0.32	- 0.25	- 0.21
Ecart standard	0.45	0.56	0.47	0.42

1	2	3	4	5	6	7	8	9	1	2	3	4	5	6	7	8	9
6.4	6.0	-4	1.2	-1.2	6.1	-1.3	7.0	-1.4	4.7	4.7	-1.2	4.8	-1.2	4.7	-1.2	4.7	-1.2
6.4	6.0	-4	1.1	-1.3	6.1	-1.4	6.1	-1.3	4.7	4.7	-1.2	4.8	-1.2	4.7	-1.2	4.7	-1.2
6.3	6.2	-1	1.9	-1.4	6.1	-1.3	5.9	-1.4	4.8	4.8	-1.1	4.8	-1.1	4.8	-1.1	4.8	-1.1
6.2	6.2	0.0	1.1	-1.1	6.2	-1.1	6.1	-1.1	4.9	4.9	0.0	1.0	1.1	5.0	1.1	4.9	0.0
6.2	6.1	-1	1.2	0.0	6.2	-1.1	6.2	0.0	4.9	4.9	0.0	1.0	1.1	5.0	1.1	4.9	0.0
6.1	5.5	-6	1.7	-1.4	5.6	-1.5	5.5	-1.6	4.7	5.0	-1.2	2.0	0.0	5.0	-1.2	5.0	-1.2
6.1	5.5	-6	1.7	-1.4	5.6	-1.5	5.5	-1.6	4.8	4.5	-1.3	2.0	0.0	4.5	-1.3	4.5	-1.3
6.1	6.1	0.0	1.1	0.0	6.1	0.0	6.1	0.0	4.8	4.8	-1.2	4.7	-1.1	4.7	-1.1	4.7	-1.1
6.0	5.8	-2	1.7	-1.3	5.8	-1.3	5.7	-1.3	4.8	5.2	-1.4	1.1	1.3	5.2	1.4	5.1	1.3
6.0	6.1	-1	1.3	-1.3	6.2	-1.2	6.1	-1.1	4.8	5.1	-1.3	1.0	0.0	5.1	-1.3	5.1	-1.3
6.0	5.8	-2	1.9	-1.1	5.9	-1.2	5.8	-1.2	4.8	4.6	-1.2	1.0	0.0	4.7	-1.1	4.8	0.0
5.9	6.3	-4	2.0	0.0	6.3	-1.4	6.3	-1.4	4.8	4.7	-1.1	4.6	-1.2	4.7	-1.2	4.7	-1.1
5.9	6.0	-1	1.0	-1.1	6.0	-1.1	6.0	-1.1	4.8	5.1	-1.3	1.0	0.0	5.0	-1.2	4.8	0.0
5.9	5.3	-6	2.0	0.0	5.3	-1.6	5.3	-1.6	4.8	5.0	-1.2	1.0	0.0	5.0	-1.2	5.0	-1.2
5.9	5.4	-5	1.5	-1.4	5.5	-1.5	5.4	-1.5	4.8	4.7	-1.1	2.0	0.0	4.7	-1.1	4.7	-1.1
5.8	5.6	-2	1.8	0.0	5.7	-1.1	5.8	0.0	4.8	4.5	-1.3	2.0	0.0	4.5	-1.3	4.5	-1.3
5.8	6.0	-2	1.0	-1.2	6.0	-1.2	6.0	-1.2	4.8	4.6	-1.2	2.0	0.0	4.6	-1.2	4.6	-1.2
5.8	5.6	-2	1.5	-1.3	5.6	-1.3	5.6	-1.2	4.8	4.8	0.0	2.0	0.0	4.8	0.0	4.8	0.0
5.7	5.7	0.0	1.8	-1.1	5.8	-1.1	5.8	-1.1	4.8	5.0	-1.2	4.8	0.0	4.9	-1.1	4.8	0.0
5.7	5.4	-3	1.6	-1.1	5.5	-1.2	5.4	-1.3	4.8	4.7	-1.1	1.8	0.0	4.8	-1.1	4.7	-1.1
5.6	5.5	-1	1.8	-1.2	5.7	-1.1	5.5	-1.1	4.7	4.3	-1.4	1.7	0.0	4.5	-1.2	4.7	0.0
5.6	5.7	-1	1.7	-1.1	5.7	-1.1	5.7	-1.1	4.7	4.9	-1.2	1.8	-1.1	4.9	-1.2	4.9	-1.2
5.6	5.1	-5	1.2	-1.4	5.2	-1.5	5.2	-1.4	4.7	6.0	0.0	1.8	-1.1	4.8	-1.1	4.8	-1.1
5.6	5.2	-4	1.6	0.0	5.4	-1.2	5.2	-1.4	4.7	4.6	-1.1	4.5	-1.2	4.6	-1.1	4.6	-1.1
5.6	5.3	-3	1.6	0.0	5.5	-1.2	5.3	-1.3	4.7	4.6	-1.1	4.4	-1.3	4.5	-1.2	4.6	-1.1
5.5	5.8	-3	1.3	-1.8	6.1	-1.6	5.8	-1.6	4.7	4.4	-1.3	4.5	-1.2	4.5	-1.3	4.5	-1.2
5.5	5.7	-2	2.0	0.0	5.7	-1.2	5.7	-1.2	4.7	4.2	-1.5	4.4	-1.3	4.3	-1.4	4.4	-1.3
5.5	5.3	-2	2.0	0.0	5.3	-1.2	5.3	-1.2	4.7	4.1	-1.6	4.5	-1.2	4.3	-1.4	4.5	-1.2
5.4	5.1	-3	2.0	0.0	5.1	-1.3	5.1	-1.3	4.7	4.7	0.0	1.8	-1.1	4.8	-1.1	4.8	-1.1
5.3	5.1	-2	1.0	-1.3	5.1	-1.3	5.0	-1.3	4.7	4.6	-1.1	4.5	-1.2	4.6	-1.1	4.6	-1.1
5.3	5.6	-3	1.1	-1.8	5.9	-1.6	5.6	-1.3	4.7	5.0	-1.3	2.0	0.0	5.0	-1.3	5.0	-1.3
5.3	5.1	-2	2.0	0.0	5.1	-1.2	5.1	-1.2	4.7	4.5	-1.2	4.6	-1.1	4.5	-1.2	4.5	-1.2
5.3	5.8	-5	1.6	-1.3	5.7	-1.4	5.6	-1.3	4.7	4.8	-1.1	2.0	0.0	4.8	-1.1	4.8	-1.1
5.3	6.0	0.0	1.8	-1.5	4.8	-1.5	4.8	-1.5	4.7	4.8	-1.1	2.0	0.0	4.8	-1.1	4.8	-1.1
5.3	4.9	-4	2.0	0.0	4.9	-1.4	4.9	-1.4	4.7	4.8	-1.1	2.0	0.0	4.8	-1.1	4.8	-1.1
5.3	5.4	-1	2.0	0.0	5.4	-1.1	5.4	-1.1	4.7	4.9	-1.2	1.6	-1.1	4.8	-1.1	4.9	-1.2
5.3	5.5	-2	1.5	-1.2	5.5	-1.2	5.5	-1.2	4.7	4.8	-1.1	1.3	-1.4	4.6	-1.2	4.3	-1.4
5.2	4.8	-4	1.0	-1.2	4.9	-1.3	5.0	-1.2	4.7	4.7	0.0	1.7	0.0	4.7	0.0	4.7	0.0
5.2	5.2	0.0	1.4	-1.2	5.3	-1.1	5.4	-1.2	4.6	4.8	-1.2	1.2	0.0	5.0	-1.4	4.8	-1.2
5.2	4.8	-4	1.0	-1.2	4.9	-1.3	5.0	-1.2	4.6	4.8	-1.6	1.0	0.0	4.0	-1.6	4.0	-1.6
5.2	5.0	-2	2.0	0.0	5.0	-1.2	5.0	-1.2	4.6	4.5	-1.1	4.9	-1.3	4.7	-1.1	4.9	-1.3
5.2	5.8	-6	2.0	0.0	5.8	-1.6	5.8	-1.6	4.7	4.7	-1.1	2.0	0.0	4.7	-1.1	4.7	-1.1
5.2	5.1	-1	2.0	0.0	5.1	-1.1	5.1	-1.1	4.7	4.5	-1.1	2.0	0.0	4.5	-1.1	4.5	-1.1
5.2	5.3	-1	2.0	0.0	5.3	-1.1	5.3	-1.1	4.7	4.8	-1.1	2.0	0.0	4.8	-1.1	4.8	-1.1
5.2	5.9	-7	2.0	0.0	5.9	-1.7	5.9	-1.7	4.6	4.8	-1.2	1.7	0.0	4.8	-1.2	4.7	-1.1
5.2	5.1	-1	1.3	-1.1	5.2	0.0	5.1	-1.1	4.6	4.8	-1.1	1.8	0.0	4.7	-1.1	4.8	-1.1
5.2	5.9	-7	2.0	0.0	5.6	-1.8	6.0	-1.8	4.6	4.6	-1.3	1.8	0.0	4.9	-1.3	4.8	-1.2
5.2	5.2	0.0	2.0	0.0	5.2	0.0	5.2	0.0	4.6	4.3	-1.3	2.0	0.0	4.5	-1.1	4.5	-1.1
5.2	5.1	-1	1.3	-1.1	5.2	0.0	5.1	-1.1	4.6	4.8	-1.2	1.8	0.0	4.8	-1.2	4.8	-1.2
5.2	5.3	-1	2.0	0.0	5.3	-1.1	5.3	-1.1	4.6	4.7	-1.1	2.0	0.0	4.8	-1.1	4.8	-1.1
5.2	5.9	-7	2.0	0.0	5.9	-1.7	5.9	-1.7	4.6	4.8	-1.2	1.7	0.0	4.8	-1.2	4.7	-1.1
5.2	5.1	-1	1.3	-1.1	5.2	0.0	5.1	-1.1	4.6	4.8	-1.1	1.8	0.0	4.7	-1.1	4.8	-1.1
5.2	5.5	-1	2.0	0.0	5.5	-1.1	5.5	-1.1	4.6	4.5	-1.1	1.9	0.0	4.5	-1.1	4.5	-1.1
5.2	4.9	-2	2.0	0.0	4.9	-1.2	4.9	-1.2	4.5	4.8	-1.2	1.7	0.0	4.8	-1.2	4.7	-1.2
5.1	5.1	0.0	1.3	-1.2	5.2	-1.1	5.3	-1.2	4.5	4.8	-1.3	1.9	0.0	4.9	-1.4	4.9	-1.4
5.1	5.1	-1	2.0	0.0	5.1	-1.1	5.1	-1.1	4.5	4.7	-1.2	1.6	-1.1	4.7	-1.2	4.7	-1.2
5.1	4.9	-2	2.0	0.0	4.9	-1.2	4.9	-1.2	4.5	4.1	-1.4	1.3	-1.2	4.2	-1.3	4.1	-1.4
5.1	4.9	-2	2.0	0.0	4.9	-1.2	4.9	-1.2	4.5	4.8	-1.3	1.7	0.0	4.8	-1.3	4.7	-1.2
5.1	5.1	0.0	1.3	-1.2	5.2	-1.1	5.3	-1.2	4.5	4.8	-1.3	1.9	0.0	4.9	-1.4	4.9	-1.4
5.1	5.2	-1	2.0	0.0	5.2	-1.1	5.2	-1.1	4.5	4.6	-1.1	1.3	-1.2	4.3	-1.2	4.3	-1.2
5.0	5.1	-1	2.0	0.0	5.1	-1.1	5.1	-1.1	4.4	4.6	-1.1	1.5	-1.0	4.6	-1.1	4.5	-1.1
5.0	4.5	-5	1.4	-6	4.5	-6	4.5	-5	4.4	4.5	-1.4	2.0	0.0	4.5	-1.4	4.8	-1.4
5.0	5.1	-1	2.0	0.0	5.1	-1.1	5.1	-1.1	4.4	4.8	-1.4	2.0	0.0	4.8	-1.4	4.8	-1.4
5.0	5.0	0.0	2.0	0.0	5.0	0.0	5.0	0.0	4.4	4.2	-1.2	2.0	0.0	4.2	-1.2	4.2	-1.2
5.0	5.3	-3	1.7	-1.7	5.5	-5	5.3	-3	4.4	4.2	-1.2	2.0	0.0	4.2	-1.2	4.2	-1.2
5.0	4.8	-2	2.0	0.0	4.8	-2	4.8	-2	4.4	4.4	0.0	2.0	0.0	4.4	0.0	4.4	0.0
5.0	5.2	-2	2.0	0.0	5.2	-2	5.2	-2	4.4	4.4	0.0	2.0	0.0	4.4	0.0	4.4	0.0
5.0	5.1	-1	1.2	-1.2	5.2	-2	5.1	-1	4.4	4.4	0.0	2.0	0.0	4.4	0.0	4.4	0.0
5.0	4.9	-1	1.9	-1.1	4.9	-1.1	4.9	-1	4.4	4.5	0.0	1.7	0.0	4.5	0.0	4.5	0.0
5.0	4.9	-1	1.9	-1.1	4.9	-1.1	4.9	-1	4.4	4.5	0.0	1.7	0.0	4.5	0.0	4.5	0.0
5.0	0.0	0.0	1.7	-1.3	4.7	-1.3	4.7	-1.3	4.4	4.2	-1.1	2.0	0.0	4.2	-1.1	4.2	-1.1
5.0	5.0	0.0	1.0	0.0	5.0	0.0	5.0	0.0	4.4	4.7	0.0	2.0	0.0	4.7	0.0	4.7	0.0
5.0	4.9	-1	2.0	0.0	4.9	-1.1	4.9	-1.1	4.4	4.5	0.0	1.7	0.0	4.6	0.0	4.6	0.0
5.0	4.7	-3	2.0	0.0	4.7	-1.3	4.7	-1.3	4.4	4.6	0.0	1.7	0.0	4.			

1	2	3	4	5	6	7	8	9
6.1	5.2	-1.0	5.7	-.5	5.5	-.8	5.7	-.5
6.1	6.2	.1	5.8	-.2	5.6	-.2	6.3	.2
6.0	4.5	-1.5	4.0	-.2	4.0	-1.0	4.5	-1.5
6.0	5.8	-.2	5.0	0.0	5.9	-.1	5.0	0.0
5.9	5.5	-.3	5.8	0.0	5.7	-.2	5.5	-.3
5.8	5.1	-.2	5.4	-.4	5.3	-.6	5.4	-.4
5.7	4.7	-1.0	4.8	-.9	4.0	-1.0	4.8	-.9
5.7	5.4	-.3	5.6	-.1	5.5	-.2	5.6	-.1
5.6	5.4	-.2	5.4	-.2	5.4	-.2	5.4	-.2
5.5	5.2	-.3	5.0	-.5	5.1	-.4	5.2	-.3
5.5	5.5	0.0	2.0	0.0	5.5	0.0	5.5	0.0
5.5	5.4	-.1	2.0	0.0	5.4	-.1	5.4	-.1
5.5	5.2	-.3	2.3	-.2	5.3	-.3	5.3	-.3
5.4	4.8	-.6	4.9	-.5	4.9	-.6	4.9	-.5
5.4	5.2	-.2	5.0	-.4	5.1	-.3	5.2	-.2
5.4	5.1	-.3	2.0	0.0	5.1	-.3	5.1	-.3
5.4	5.9	-.5	2.0	0.0	5.9	-.5	5.9	-.5
5.4	4.9	-.5	4.6	-.8	4.8	-.7	4.9	-.5
5.4	4.8	-.6	4.8	-.6	4.8	-.6	4.8	-.6
5.3	5.3	0.0	2.0	-.3	5.2	-.2	5.3	0.0
5.3	5.1	-.2	2.0	0.0	5.1	-.2	5.1	-.2
5.3	4.7	-.6	4.6	-.7	4.7	-.7	4.6	-.7
5.3	5.1	-.2	2.3	0.0	5.2	-.1	5.3	0.0
5.3	5.0	-.3	2.0	0.0	5.0	-.3	5.0	-.3
5.2	5.1	-.1	4.9	-.3	5.0	-.2	5.1	-.1
5.2	5.0	-.2	2.0	-.1	5.2	-.1	5.0	-.2
5.2	4.7	-.5	4.5	-.7	4.6	-.6	4.7	-.5
5.2	4.8	-.4	2.0	0.0	4.8	-.4	4.8	-.4
5.2	4.8	-.4	4.4	-.8	4.6	-.6	4.8	-.4
5.2	5.4	-.2	2.7	-.5	5.6	-.4	5.4	-.2
5.1	4.5	-.6	4.3	-.8	4.4	-.7	4.5	-.6
5.1	4.4	-.7	4.6	-.5	4.5	-.6	4.6	-.5
5.1	4.8	-.3	2.0	0.0	4.8	-.3	4.8	-.3
5.1	3.0	0.0	4.7	-.4	4.7	-.4	4.7	-.4
5.1	5.1	0.0	2.2	-.1	5.2	-.1	5.2	-.1
5.0	4.3	-.7	4.2	-.8	4.3	-.8	4.3	-.7
5.0	4.8	-.2	4.5	-.5	4.7	-.4	4.8	-.2
5.0	4.6	-.4	4.4	-.6	4.6	-.5	4.6	-.4
5.0	4.7	-.3	4.6	-.4	4.7	-.4	4.7	-.3
5.0	4.5	-.4	4.5	-.5	4.6	-.5	4.6	-.4
5.0	4.8	-.2	2.0	0.0	4.9	-.2	4.8	-.2
5.0	5.2	-.2	2.4	-.4	5.3	-.3	5.2	-.2
5.0	4.7	-.3	4.7	-.3	4.7	-.3	4.7	-.3
5.0	5.4	-.4	2.6	-.6	5.5	-.5	5.4	-.4
5.0	4.6	-.4	4.7	-.8	4.7	-.4	4.7	-.3
4.9	4.6	-.3	4.0	-.6	4.5	-.5	4.6	-.3
4.9	4.5	-.4	2.5	-.4	4.5	-.4	4.5	-.4
4.9	4.8	-.1	2.0	0.0	4.8	-.1	4.8	-.1
4.9	4.7	-.2	2.0	0.0	4.5	-.4	4.6	-.6
4.9	5.1	-.2	2.0	-.1	5.1	-.2	5.0	-.1
4.9	4.9	-.1	2.0	0.0	4.9	-.1	4.9	-.1
4.8	4.7	-.1	2.0	0.0	4.8	-.1	4.7	-.1
4.8	4.5	-.3	4.5	-.3	4.5	-.3	4.5	-.3
4.7	4.3	-.4	4.7	0.0	4.7	-.2	4.7	0.0
4.6	4.7	-.1	4.9	-.3	4.8	-.2	4.9	-.3
4.4	4.5	-.1	4.4	0.0	4.5	-.1	4.4	0.0
4.3	5.1	-.0	2.0	0.0	5.1	-.0	5.1	-.0
4.2	4.8	-.0	4.5	-.2	4.7	-.4	4.8	-.5

Tableau IV-2 - Comparaison des valeurs de la magnitude calculée à Port Vila et Luganville avec la magnitude calculée par l'USGS (Légende dans le texte)

5) Discussion des résultats

Les résultats trouvés au paragraphe précédent font apparaître que les magnitudes calculées sont systématiquement inférieures de 0.2 à 0.3 aux magnitudes données par l'UGS.

Comme leur répartition est, par contre, bien centrée sur les magnitudes données par l'ISC, l'écart systématique peut venir du fait que l'ISC donne en général des magnitudes inférieures à l'USGS. Le calcul de la magnitude par l'USGS est, pour les séismes des Nouvelles-Hébrides, principalement fait à l'aide d'observations faites dans les stations américaines. Ces stations semblent bénéficier de conditions de parcours très favorables et enregistrent un signal particulièrement fort pour les séismes hébridaïs (LOUAT, communication personnelle): elles ont donc, de ce fait, tendance à surévaluer la magnitude des séismes des Nouvelles-Hébrides.

- Le fait que les magnitudes localisées soient bien centrées sur les magnitudes données par l'ISC montre que l'effet des variations d'amplification des stations est négligeable.

- Par la suite, nous choisirons comme valeur de la magnitude celle calculée dans la station la plus proche du séisme, et ce pour deux raisons :

* les valeurs trouvées pour cette magnitude donnent des résultats proches des autres magnitudes dans la comparaison avec la magnitude donnée par l'ISC et légèrement meilleure dans la comparaison avec la magnitude donnée par l'USGS.

* Surtout, il est très fréquent que les séismes localisés à l'aide du réseau ne soient enregistrés que dans une des deux stations.

- L'objection majeure que l'on peut faire à cette étude est que les formules ont été établies avec des séismes de magnitude supérieure à 4 (mis à part un séisme de magnitude 3.8 et un de magnitude 3.9), alors que la majorité des séismes localisés sont de magnitude inférieure. Rien ne prouve a priori que les formules obtenues peuvent être extrapolées à des séismes de faible magnitude.

Un moyen de vérifier que l'on n'obtient pas de résultats aberrants en appliquant ces formules, est de regarder les coefficients de la droite $\log N = a - bM$ (N = nombre de séismes ayant la magnitude M).

6) Etude de la loi Log N = a - bM

En regroupant les séismes par tranches de 0.1 unité de magnitude, j'ai placé sur 2 graphes les points obtenus pour la loi non cumulative et pour la loi cumulative (fig. IV-4).

On obtient une bonne linarité pour la loi non cumulative entre les magnitudes 2.9 et 5.9, et pour la loi cumulative entre les magnitudes 2.5 et 5.9.

Les coefficients a et b trouvés par la méthode des moindres carrés sont :

- pour la loi non cumulative : a = 5.4
b = 0.92

(Ecart standard : 0.20, coefficient de corrélation : 0.97)

- pour la loi cumulative : a = 6.5
b = 1

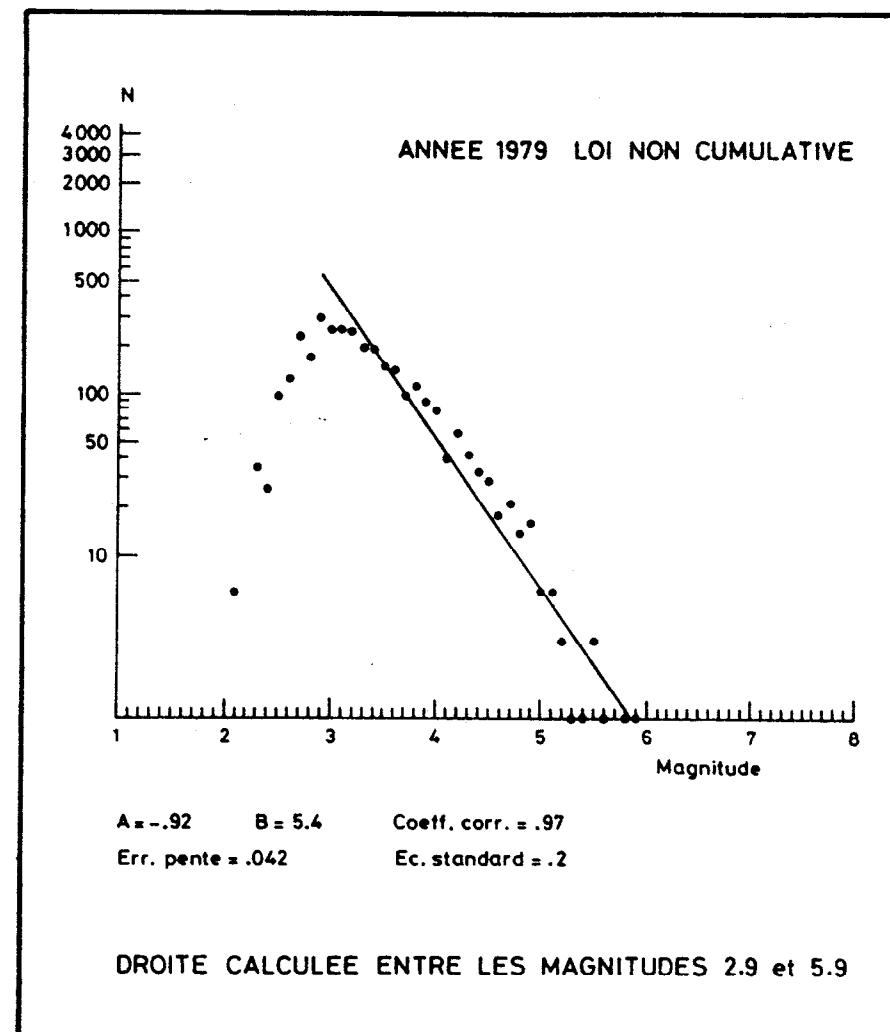
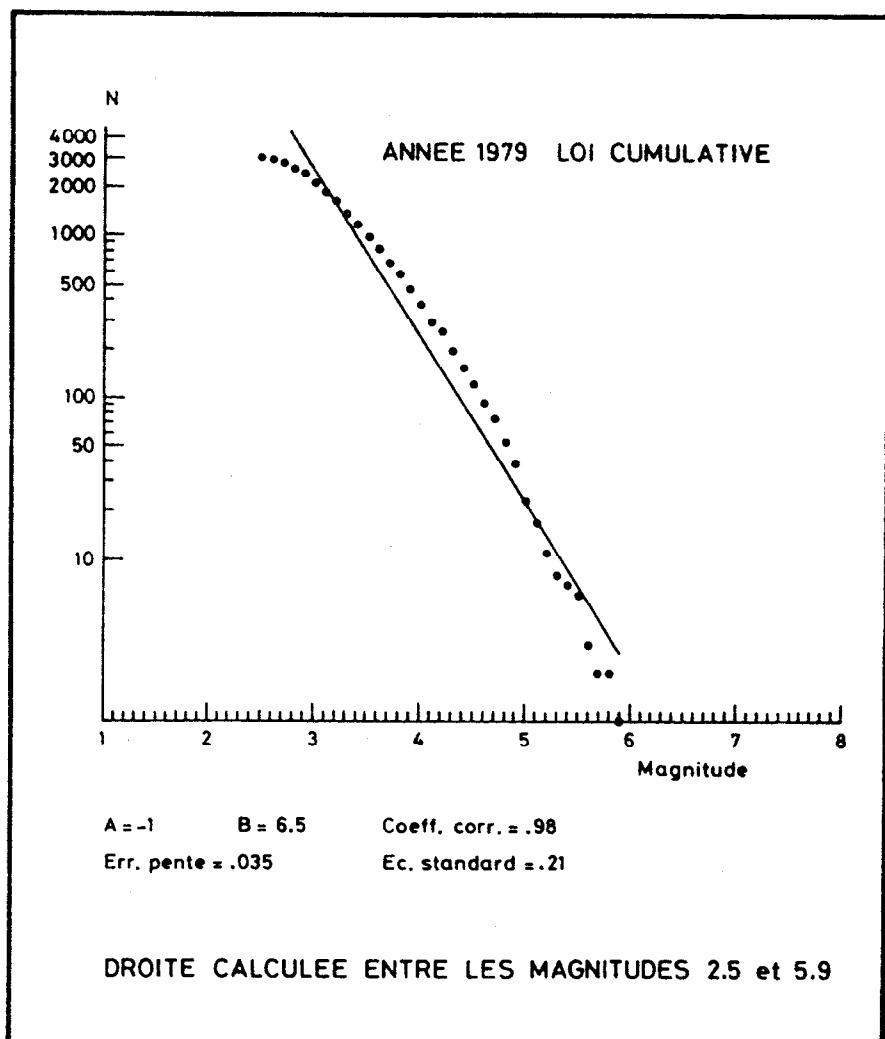
(Ecart standard = 0.21, coefficient de corrélation : 0.98).

Les valeurs trouvées pour b sont du même ordre de grandeur de celles trouvées habituellement : PREVOT (1979) sur une étude du même type (séismes de faible magnitude) trouve les valeurs 0.80 et 0.95.

La valeur relativement élevée de a est significative d'une forte activité sismique.

La non linarité des deux lois pour les magnitudes inférieures à 2.5 montre la limite du pouvoir de localisation du réseau.

Figure IV-4 - Lois Log (N) = f (M) cumulative et non cumulative pour l'année 1979



CHAPITRE V

ETUDE DE LA SISMICITE DES NOUVELLES-HEBRIDES

Aucune étude fine de la sismicité des Nouvelles-Hébrides n'a pu être entreprise à l'aide des données fournies par le réseau ORSTOM-CORNELL. Pour entreprendre une telle étude, il est nécessaire d'avoir à sa disposition des localisations de séismes sûres. Or, pour les raisons indiquées au chapitre III, ceci est encore loin d'être le cas. En effet, la très longue mise en place du réseau et de tous les outils nécessaires au traitement de la masse importante de données fournies par le réseau vient seulement de s'achever, et ne m'a pas laissé le temps nécessaire à l'étude détaillée et au choix des divers paramètres qu'il est important de bien connaître pour obtenir les meilleures localisations (modèle de vitesse, rapport VP/VS,...). Cependant des caractères généraux de la sismicité ont pu être mis en évidence, notamment grâce aux cartes publiées dans le bulletin mensuel. Les crises de sismicité ayant eu lieu depuis septembre 1978 ont fait l'objet d'une étude un peu plus avancée ayant donné lieu à trois communications : deux à l'A G U et la troisième au Maurice Ewing Symposium on Earthquake prediction; (les résumés de ces communications sont regroupés à la fin de ce chapitre).

I.- Caractères généraux de la sismicité localisée à l'aide du réseau ORSTOM-CORNELL

La région qui peut le mieux être étudiée est la région du centre des Nouvelles-Hébrides car dans cette zone les stations fonctionnent pratiquement en continu depuis septembre 1978, alors que dans les parties nord et sud du réseau les stations ne fonctionnent régulièrement que depuis mars 1980. Ainsi depuis septembre 1978 une très importante activité sismique a été mise en évidence dans une zone définie grossièrement par $17 - 19^{\circ}$ Sud, $167 - 169^{\circ}$ Est. L'activité sismique de cette zone est de beaucoup plus importante que celle mise en évidence dans les autres régions couvertes par le réseau sismique, chaque mois, environ 80 % des séismes y sont localisés.

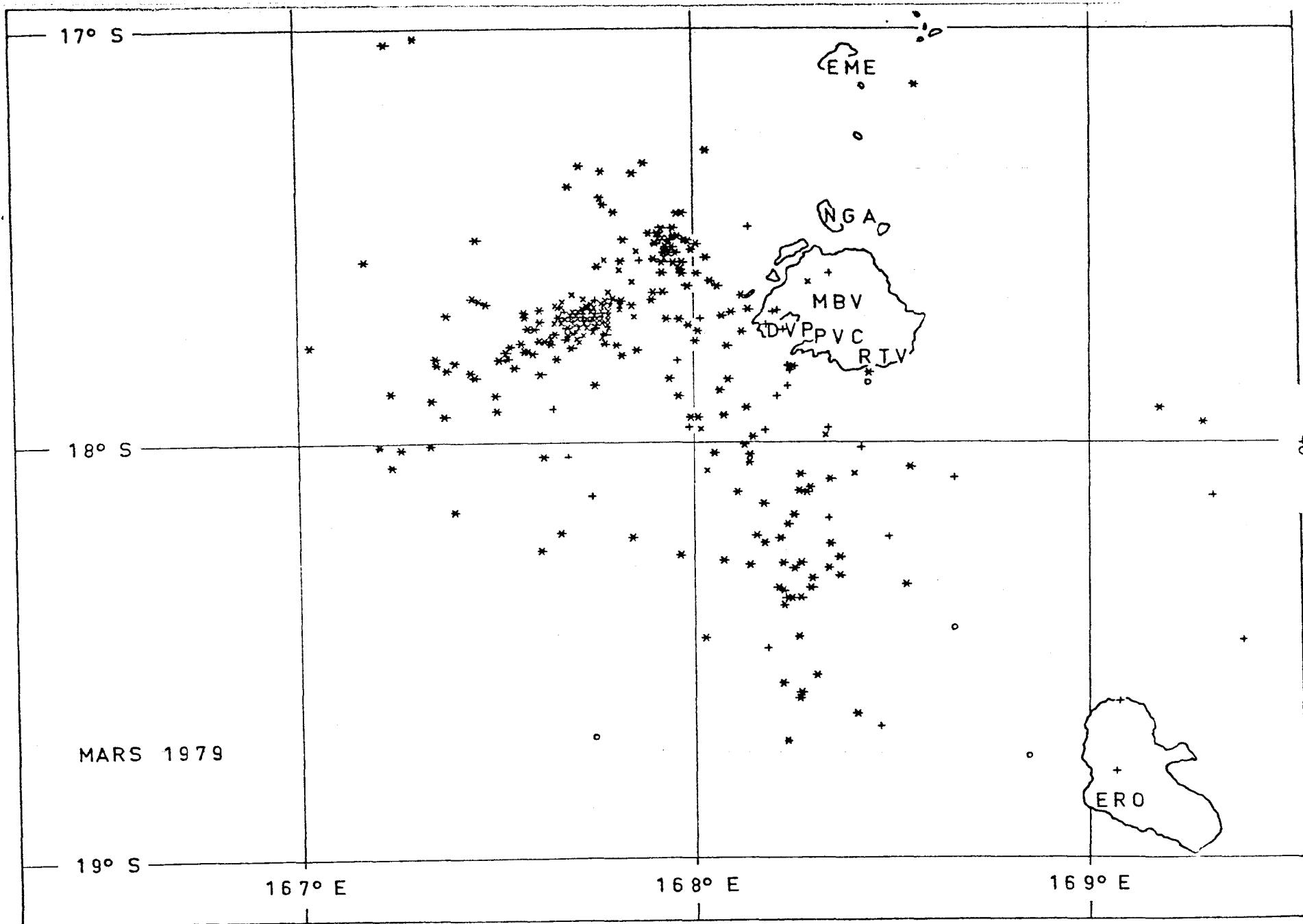


Figure V-1 - Activité sismique observée pendant le mois de mars 1979

1)- La zone centre de l'archipel des Nouvelles-Hébrides

L'importante activité sismique mise en évidence dans cette zone se caractérise par deux faits marquants : la répartition spatiale des séismes est très inégale et la profondeur des séismes n'excède pas 100 kilomètres mais dépasse 50 kilomètres.

La distribution spatiale des séismes est très variable d'un mois à l'autre. Les mois de faible activité sismique sont caractérisés par une sismicité diffuse couvrant toute la région. Les mois de forte activité sismique, les séismes se regroupent en essaims (Fig. V-1) dont la position est variable et qui apparaissent à tour de rôle. Ces essaims ne sont pas toujours directement liés à un séisme de forte magnitude (précurseurs ou répliques). Ainsi en mars 1979 on observe deux essaims de séismes à l'ouest de Vaté alors qu'aucun séisme de magnitude supérieure à 5 n° a eu lieu dans la zone.

La présence de séismes entre 50 et 100 kilomètres de profondeur (Fig. V-2) confirme ce qu'avait trouvé YORK (1977) lors d'une étude réalisée entre 1975 et 1976 à l'aide d'un réseau temporaire, et va à l'encontre de ce qu'ont trouvé PASCAL et al. (1978) qui mettent en évidence dans cette zone un trou de sismicité entre 50 et 120 kilomètres de profondeur. Il sera donc important de préciser ce point par la suite. La "frontière" nord de cette zone est bien marquée par un trou de sismicité s'étendant entre 17° et 17-2° Sud. Il faudra par la suite vérifier la localisation de quelques séismes qui s'y trouvent afin de voir s'il s'agit d'un véritable trou de sismicité ou si l'on est en présence d'un effet de localisation. Il est important de constater que la quasi totalité des séismes de cette zone ne sont localisés qu'avec les 5 stations de l'île de Vaté (MBV, RTV, DVP, PVC, NGA) et que ceci peut avoir comme effet de tirer les localisations vers le sud. Il faut aussi déterminer pourquoi ces séismes ne sont enregistrés que dans ces stations et pas à EME ou EPI qui sont très proches : effets de structure ou effets dûs aux appareils enregistreurs ?

2)- Les zones sud et nord de l'archipel des Nouvelles-Hébrides

En ce qui concerne la zone sud, nous ne disposons de pratiquement aucune localisation :

- avant que les stations de ERO, TAN et ANI soient installées, le peu

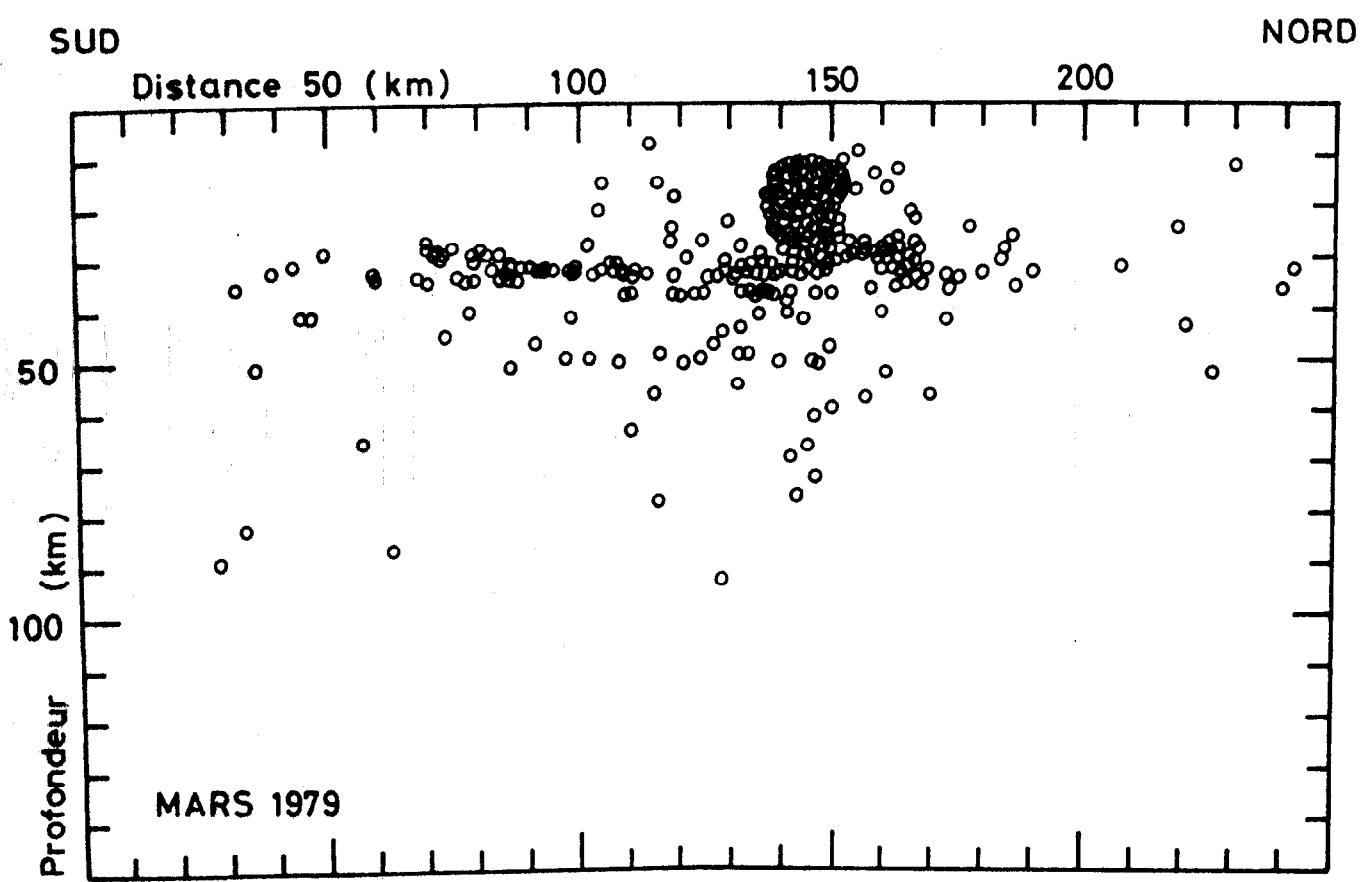


Figure V-2 - Coupe Nord-Sud effectuée dans la zone 17° - 19° S, 167° - 169° S

de séismes suffisamment forts pour être enregistrés dans les stations du centre et du nord ne pouvaient pas être localisés avec précision étant donné la distance des stations;

- depuis que ces stations sont installées, cette partie du réseau n'a pratiquement pas fonctionné (parasites très importants, puis événements politiques empêchant une maintenance normale).

La zone nord pose également de gros problèmes de fonctionnement, mais nous avons pu obtenir une relativement bonne continuité des enregistrements dans cette zone. Il semble toutefois que le réseau n'enregistre pas tous les séismes ayant lieu dans la zone nord. En effet, des séismes enregistrés à Luganville ne le sont pas sur l'enregistreur SIEMENS et la sismicité mise en évidence dans la zone nord est beaucoup plus faible que celle mise en évidence dans la zone centrale. Or, lors de l'expérience temporaire d'août 1975, le nombre de séismes localisés avec quasiment la même configuration de stations a été beaucoup plus important (PONTOISE, 1976). Pour une étude plus approfondie de cette zone il faut donc tenir compte pour les localisations passées des séismes enregistrés à Luganville afin de voir si le niveau d'activité sismique devient comparable à celui observé en août 1975 de façon à préciser si on assiste à une réelle baisse d'activité sismique. Il y a de toute façon dans cette zone un problème de seuil de déclenchement des enregistrements ou de sensibilité des stations à résoudre. De plus, très peu de séismes ont été localisés à plus de 100 kilomètres de profondeur, contrairement à ce que l'on pouvait attendre par exemple pour les séismes situés à l'aplomb du bassin d'Aoba.

3)- Conclusion.

Une fois résolu le problème de la précision des localisations et en particulier celle de la profondeur des foyers, en tenant compte notamment des profils de sismique réfraction réalisés en ce moment aux Nouvelles-Hébrides, on peut considérer que l'on aura une bonne représentation de l'activité sismique dans la zone centrale de l'archipel des Nouvelles-Hébrides et une étude fine de la zone sismique pourra être entreprise notamment pour préciser dans laquelle des plaques Pacifique ou Australienne se situent les

séismes, préciser la géométrie du plan de Benioff et tenter des corrélations avec les observations magnétiques ou d'autres types menées par ailleurs par l'équipe de géologie-géophysique de Nouméa. Pour arriver aux mêmes résultats dans les zones sud et nord, il reste en plus à résoudre des problèmes de technologie. A ce propos le nouveau matériel qui doit être mis en place en septembre 1980 doit apporter de grandes améliorations. Il existe peut-être aussi un problème de maille de réseau : dans le centre la concentration de stations est beaucoup plus dense que dans le nord et le sud. On enregistre ainsi dans le centre des séismes de magnitude beaucoup plus faible que dans les autres parties de l'archipel.

II.- Crises de sismicité

Depuis septembre 1978, cinq crises de sismicité ont été mises en évidence à l'ouest et au sud-ouest de l'île de Vaté, dans une zone comprise entre 167.2° et 168.2° de longitude Est et 17.3° et 18.2° de latitude Sud : en septembre 1978, mars, août, septembre et décembre 1979. La plus importante de ces crises est celle d'août 1979 : près de 800 séismes ont été localisés dans cette zone au cours du mois d'août 1979. Il faut aussi noter que depuis décembre 1979 jusqu'en juillet 1980, cette région est restée particulièrement calme. D'autres crises de sismicité ont eu lieu dans d'autres zones de l'archipel néo-hébridais. Cependant, ces crises ayant eu lieu beaucoup plus à l'extérieur du réseau, elles sont plus difficiles à étudier, les séismes étant localisés avec moins de précision et pas enregistrés en dessous d'une certaine magnitude.

1)- Crise de sismicité du mois d'août 1979 : De nombreux séismes de magnitude > 4.5 ont eu lieu en août 1979 (figure V-3). Parmi ces séismes deux ont eu une magnitude supérieure à 5.5, les 17 et 26 août. Ce sont les plus forts enregistrés dans la zone définie au paragraphe précédent depuis que le réseau fonctionne. Le dernier séisme localisé dans cette zone ayant eu une magnitude comparable a eu lieu en mai 1954 (MS = 6.0).

Les paramètres de ces deux séismes sont les suivants :

le 17 août à 12 h 59 mn

Latitude : $17^{\circ}47'$

Longitude: $167^{\circ}44'$

Profondeur : 11 km

Magnitude : 5.6

le 26 août à 11 h 47 mn

Latitude : $17^{\circ}40'$

Longitude: $167^{\circ}34'$

Profondeur : 16 km

Magnitude : 5.9

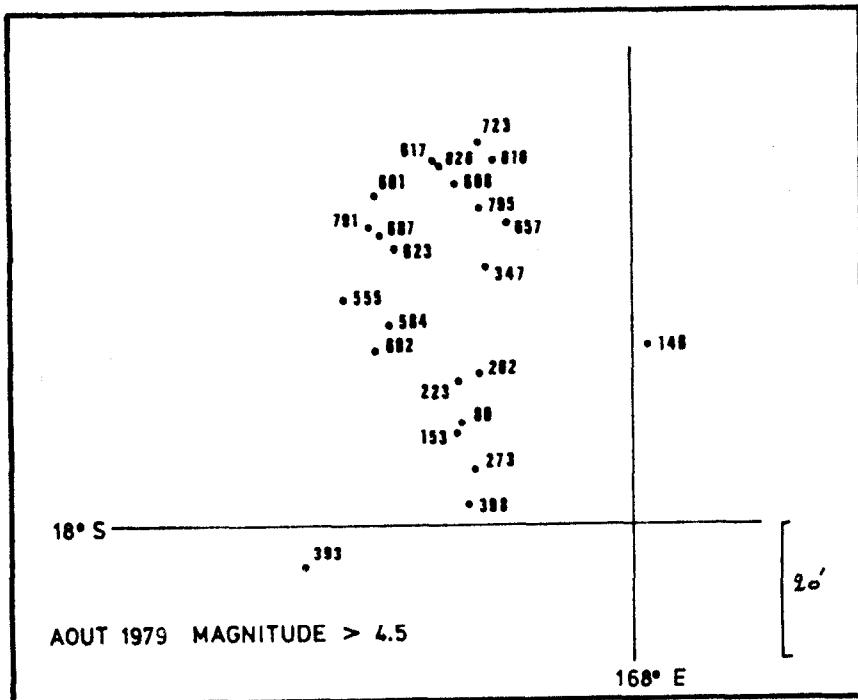


Figure V-3 - Localisation des séismes de magnitude supérieure à 4.5 ayant eu lieu en août 1979 à l'ouest de l'île de Vaté dans la zone située entre 17.3°, 18.2° S et 167.2°, 168.2°E
(Les numéros donnent l'ordre dans lequel les séismes ont eu lieu)

Comme on peut le voir sur le diagramme (figure V-4), le niveau de sismicité, resté relativement faible au cours du mois de juillet et au début du mois d'août, augmente sensiblement à partir du 7 août, soit 10 jours avant le 1er séisme.

JONES et MOLNAR (1979) trouvent que la région des Nouvelles-Hébrides est anormale pour 2 raisons :

- absence d'activité 10 jours avant le séisme, bien que l'activité augmente un jour avant;
- regain de l'activité sismique 50 à 60 jours avant le séisme.

En ce qui concerne la crise du mois d'août 1979, les résultats sont complètement à l'opposé de ces observations :

- présence d'activité dans les 10 jours précédent le séisme, sans augmentation de cette activité la veille du séisme;
- aucun regain net d'activité dans les 50 à 60 jours précédent le séisme (figure V-5)..

De plus, il y a une nette recrudescence de l'activité sismique en fin mars 1979, soit environ 140 à 150 jours avant les séismes du mois d'août (figure V-6) près de la zone où aura lieu le séisme du 26 août. Enfin, parallèlement à l'augmentation du niveau de sismicité, la figure V-4 montre que la magnitude quotidienne suit une progression nettement croissante. Sur les cartes de sismicité (figure V-7) on remarque que l'activité sismique, diffuse dans les premiers jours d'août, se concentre en essaim de plus en plus dense avant le séisme du 17 août. Puis, après le séisme, une très importante série de répliques a lieu dans un essaim beaucoup plus large que celui des précurseurs, le nombre de ces répliques allant en diminuant assez rapidement jusqu'au 25 août. Finalement, la zone où ont eu lieu les répliques devient parfaitement calme. (figure V-8).

Le séisme du 26 août a eu lieu quelques dizaines de kilomètres plus au nord que celui du 17 août. Le diagramme (figure V-4) et les cartes (figure V-8) montrent que, contrairement au premier séisme, il n'est pas précédé par une séquence de précurseurs. Il est par contre lui aussi, suivi par une très importante séquence de répliques. Il est intéressant de noter que la zone où ont eu lieu les répliques du second séisme ne chevauche que très peu la zone où ont lieu les répliques du premier (figure V-9).

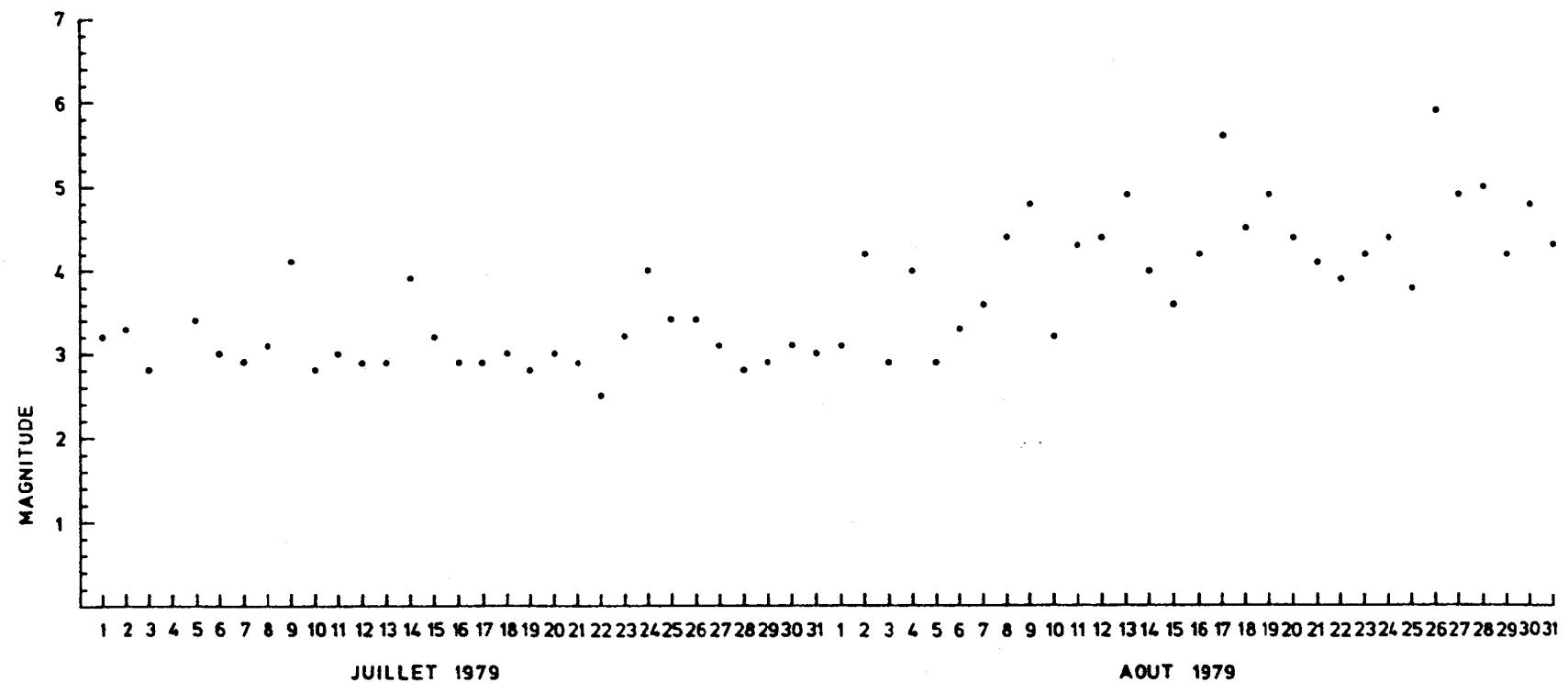
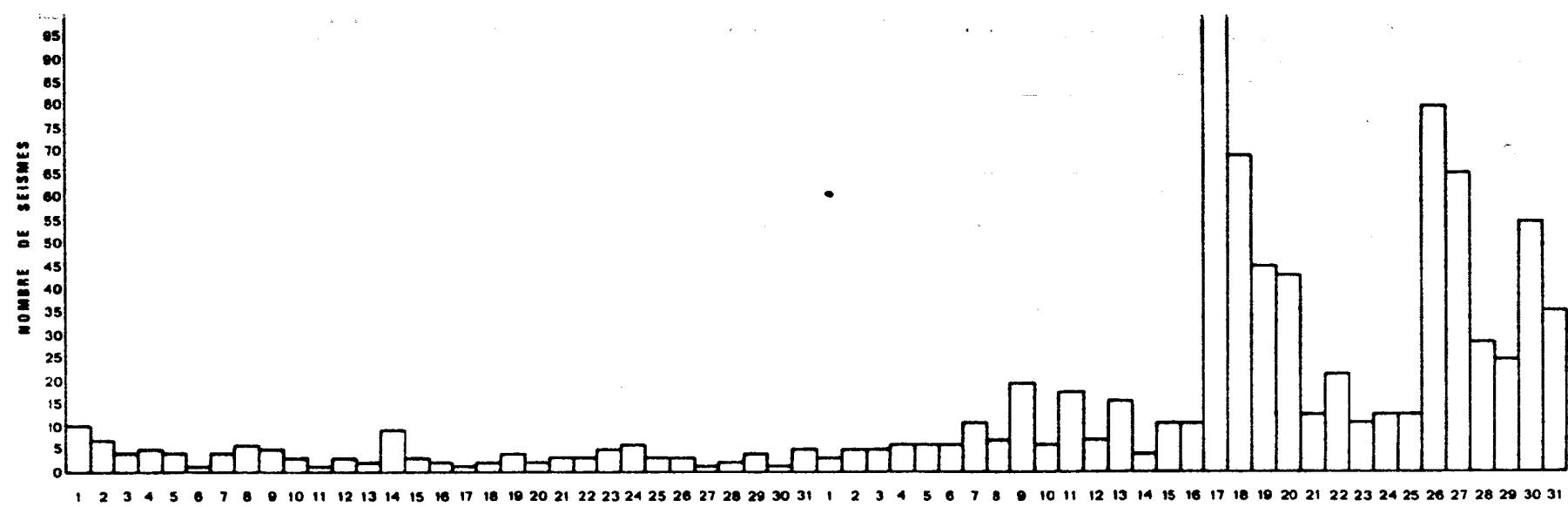


Figure V-4 - Diagramme montrant le nombre de séismes localisés chaque jour (haut) et la magnitude maximale journalière (bas) en juillet-aout 1979 dans la zone définie dans le texte.

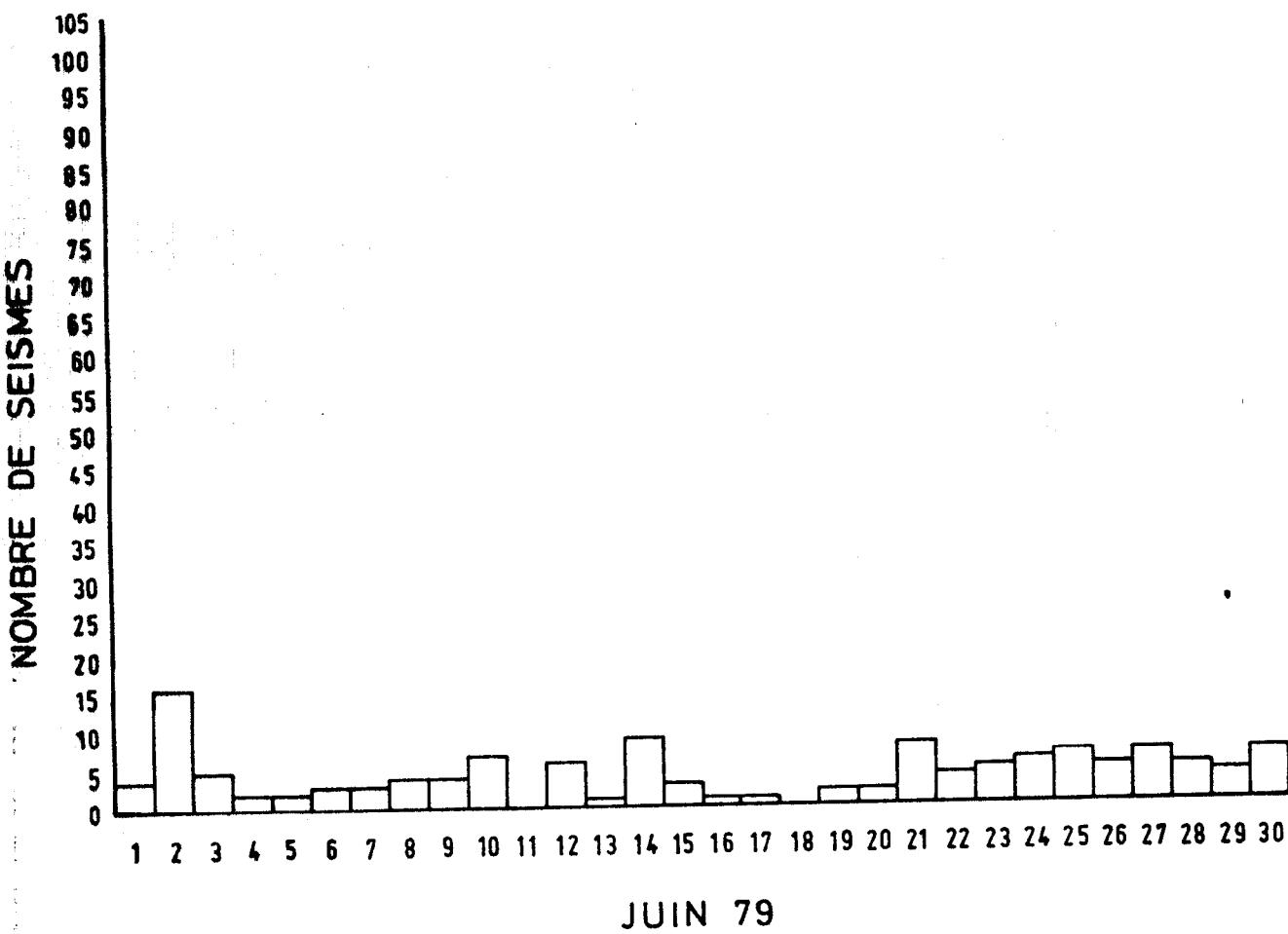


Figure V-5 - Sismicité journalière localisée en juin 1979, soit 50 à 60 jours avant les séismes du mois d'août. Aucun regain notable de l'activité sismique n'est mis en évidence.

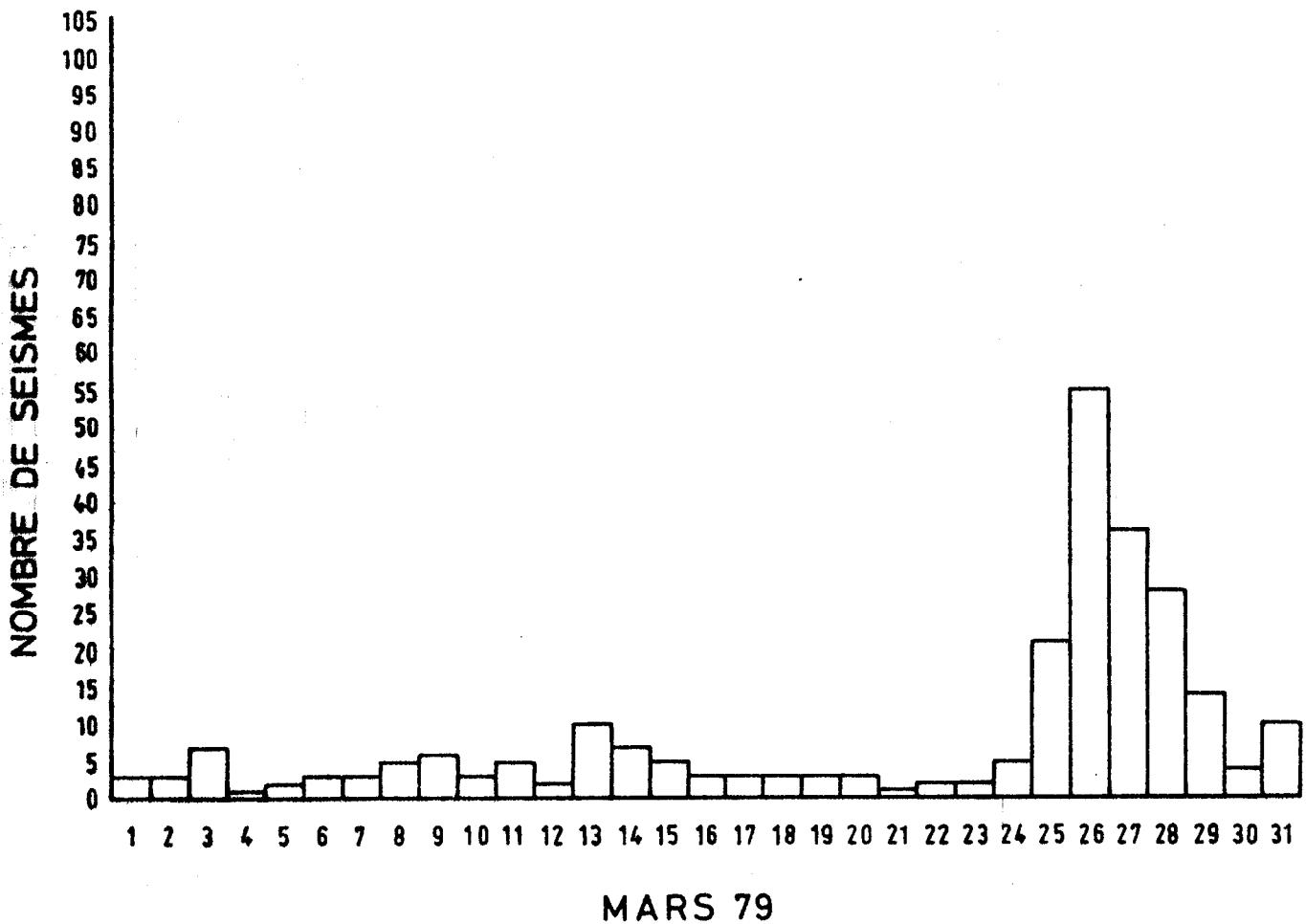


Figure V-6 - Augmentation du nombre de séismes localisés quotidiennement à partir du 25 mars 1979.

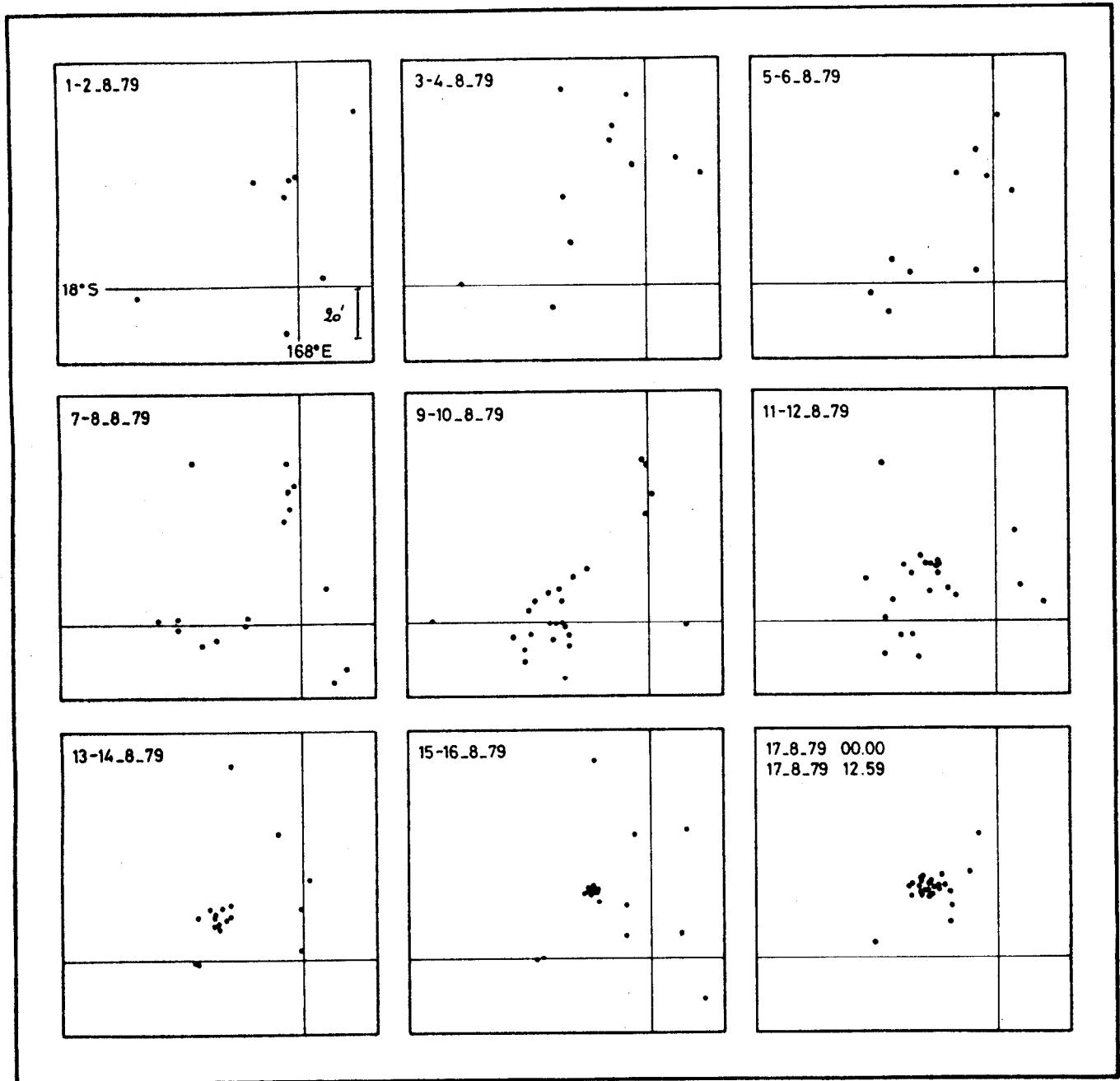


Figure V-7 - Evolution de la sismicité avant le séisme du 17 août 1979.

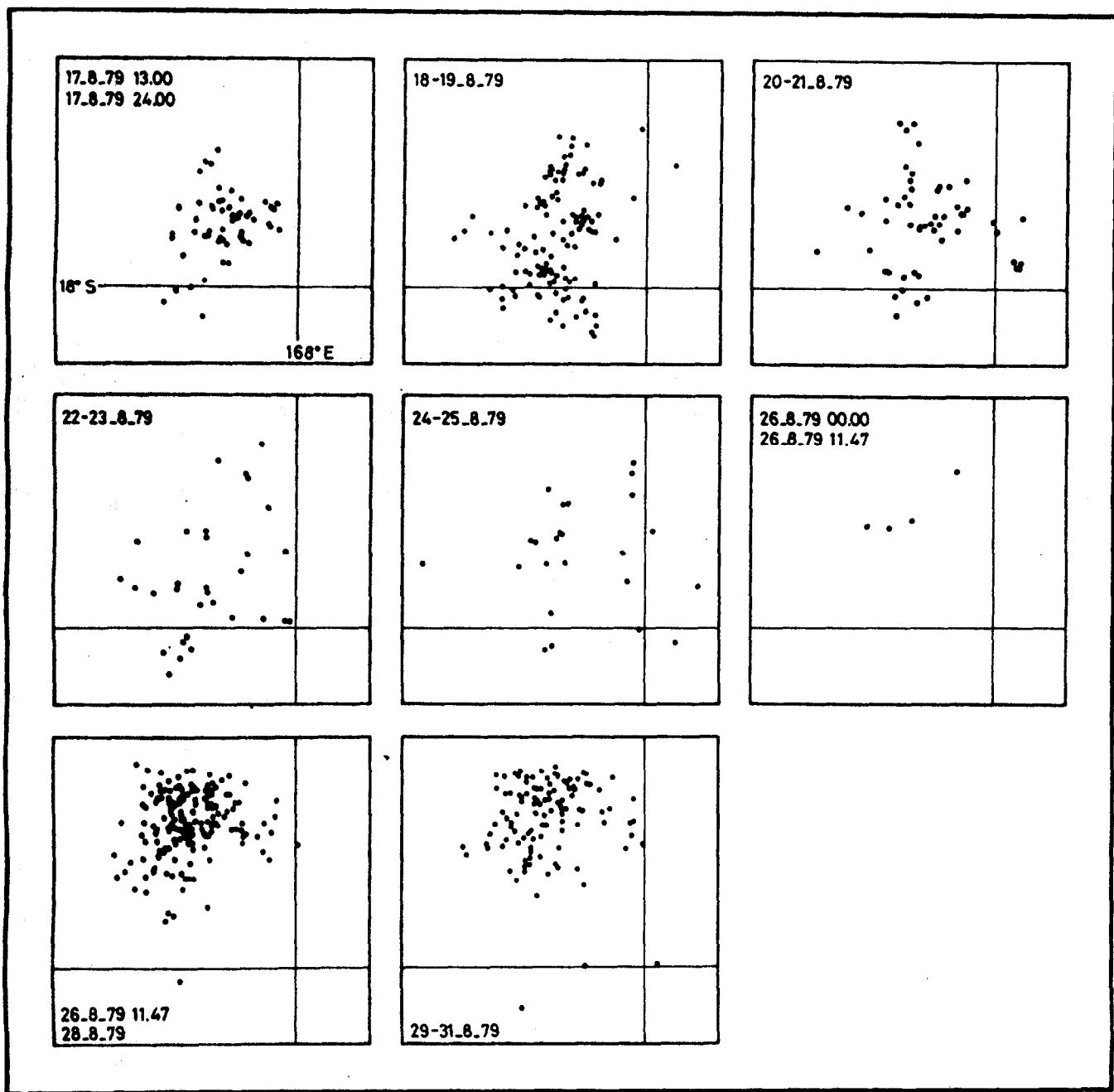


Figure V-8 - Evolution de la sismicité après le séisme du 17 août.

Le développement de chacune des séries de répliques montre les mêmes caractéristiques au point de vue densité des séismes et surface affectée par ces répliques. Mais, les coupes effectuées perpendiculairement à cette zone montrent une différence dans la répartition en profondeur de chacun des séismes. Les répliques du 1er séisme ont pratiquement toutes lieu au-dessus de 50 km de profondeur (fig. V-10.), alors que celles du second descendent jusque vers 80 km de profondeur (fig. V-11.) et que la profondeur des 2 séismes principaux est comparable. L'absence de précurseurs avant le second séisme semble indiquer qu'il a été provoqué par la première série d'évènements. Ceci, associé au fait que les répliques ont lieu dans des zones ne se chevauchant que très peu et que leur répartition en profondeur est différente indiquerait une inhomogénéité des contraintes dans cette zone. La cause de cette inhomogénéité ne peut être expliquée avec les seules observations dont on dispose.

Si la présence de précurseurs apparaissant 10 jours avant le 1er séisme n'est pas contestable, il n'en va pas de même de la séquence mise en évidence fin mars 1979. En effet, un phénomène semblable, à savoir une nette recrudescence de l'activité sismique, a été observé en décembre 1979 (figure V-12). Si on avait eu affaire à ce que l'on a assimilé à des précurseurs en mars 1979, une crise sismique aurait dû être observée dans la même zone environ cinq mois plus tard, soit en mai 1980. Or depuis décembre 1979, la zone étudiée est restée parfaitement calme, en dehors de l'activité sismique diffuse observée normalement et aucun phénomène comparable à celui d'août 1979 n'a eu lieu.

Ce dernier fait montre qu'une étude plus détaillée de l'évolution de la sismicité dans le temps est nécessaire. La période d'observation (2 ans) et le volume des données commencent à être suffisamment importants pour qu'une telle étude soit entreprise. Je pense qu'il est raisonnable d'envisager par la suite l'étude de chacune des crises sismiques et de rechercher des liens entre chacune d'elles dans le temps. En ce qui concerne l'évolution des crises sismiques dans l'espace, le problème sera cependant plus difficile à aborder du fait que le réseau ne fonctionne complètement que depuis début 1980; seule la sismicité de la partie centrale de l'archipel des Nouvelles-Hébrides a été suivie depuis septembre 1978.

2) - Crise de sismicité de mai-juin-juillet 1980

Le 13 mai 1980 un séisme de magnitude 6 à 6.2 a provoqué des dégâts importants sur l'île de Mere Lava, au nord de l'île de Pentecôte (voir position de l'île (fig. I-1)). Ce séisme a été suivi au mois de juillet par deux

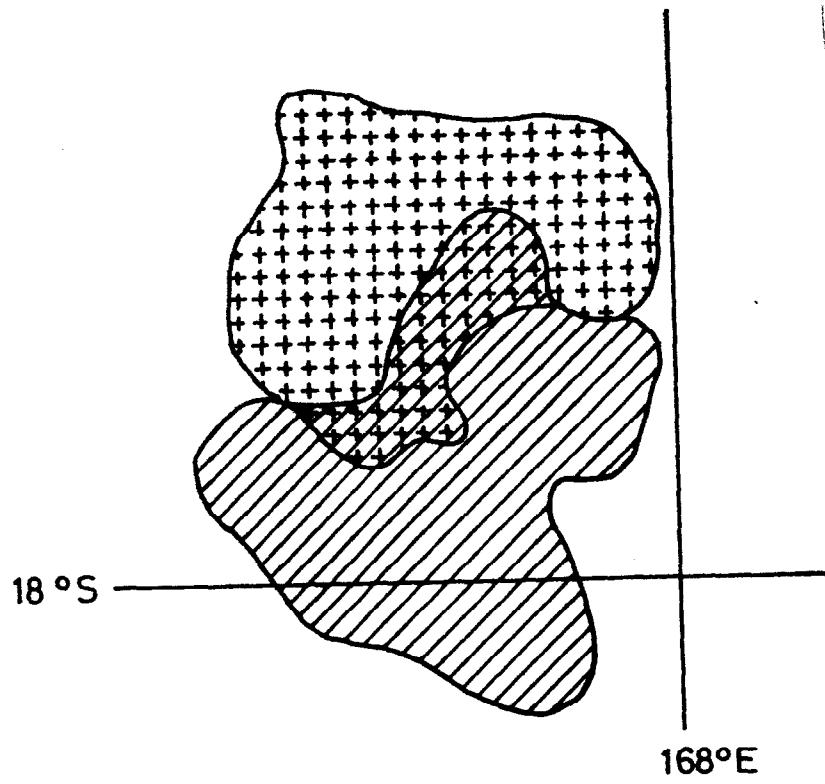


Figure V-9 - Zone où ont eu lieu les répliques du séisme du 17 août (hachurée) et celles du séisme du 26 août (croix).

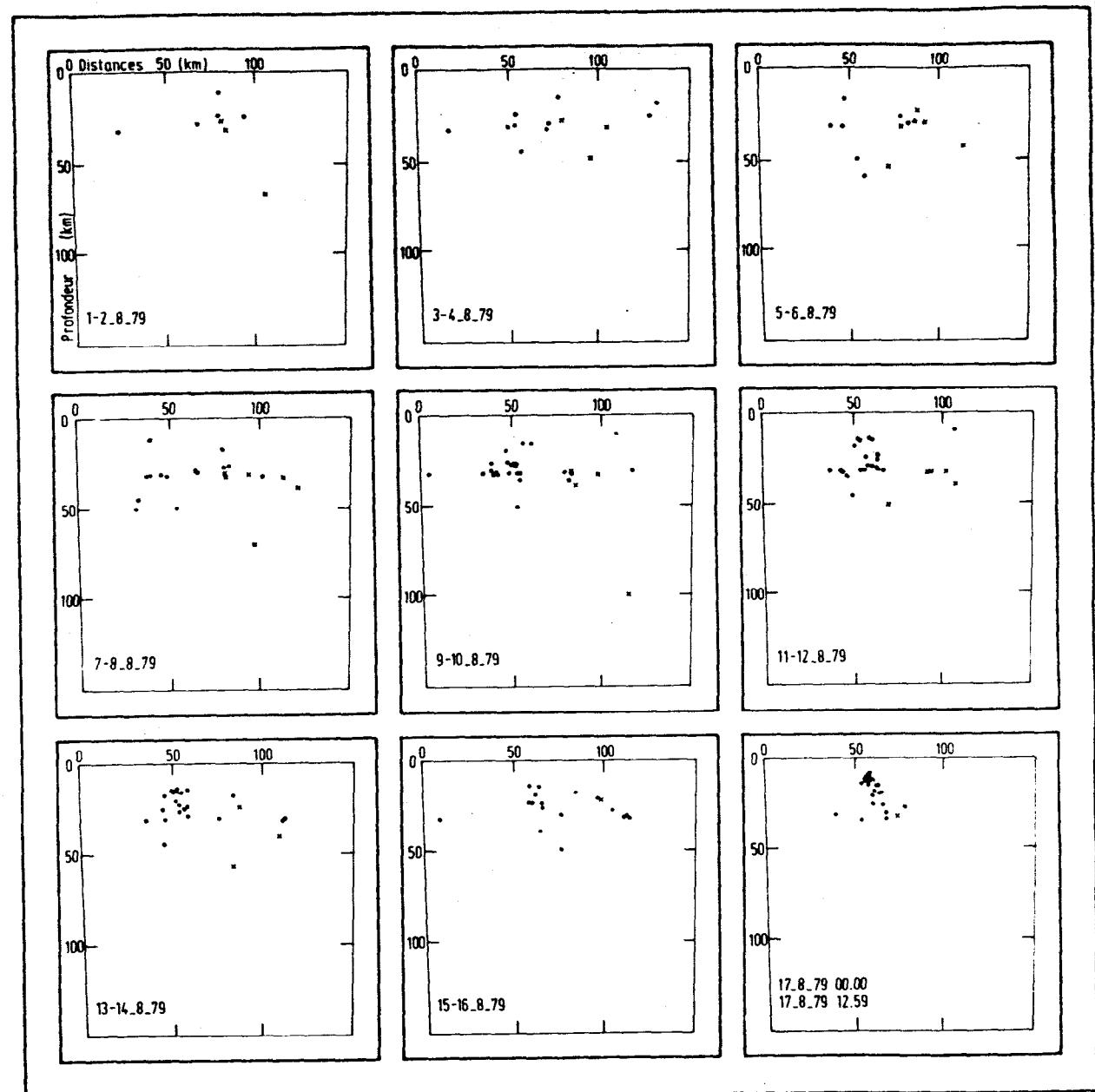


Figure V-10 - Evolution de la sismicité en profondeur avant le séisme du 17 août (croix : profondeur contrôlée) (Projection sur un plan Ouest-Est).

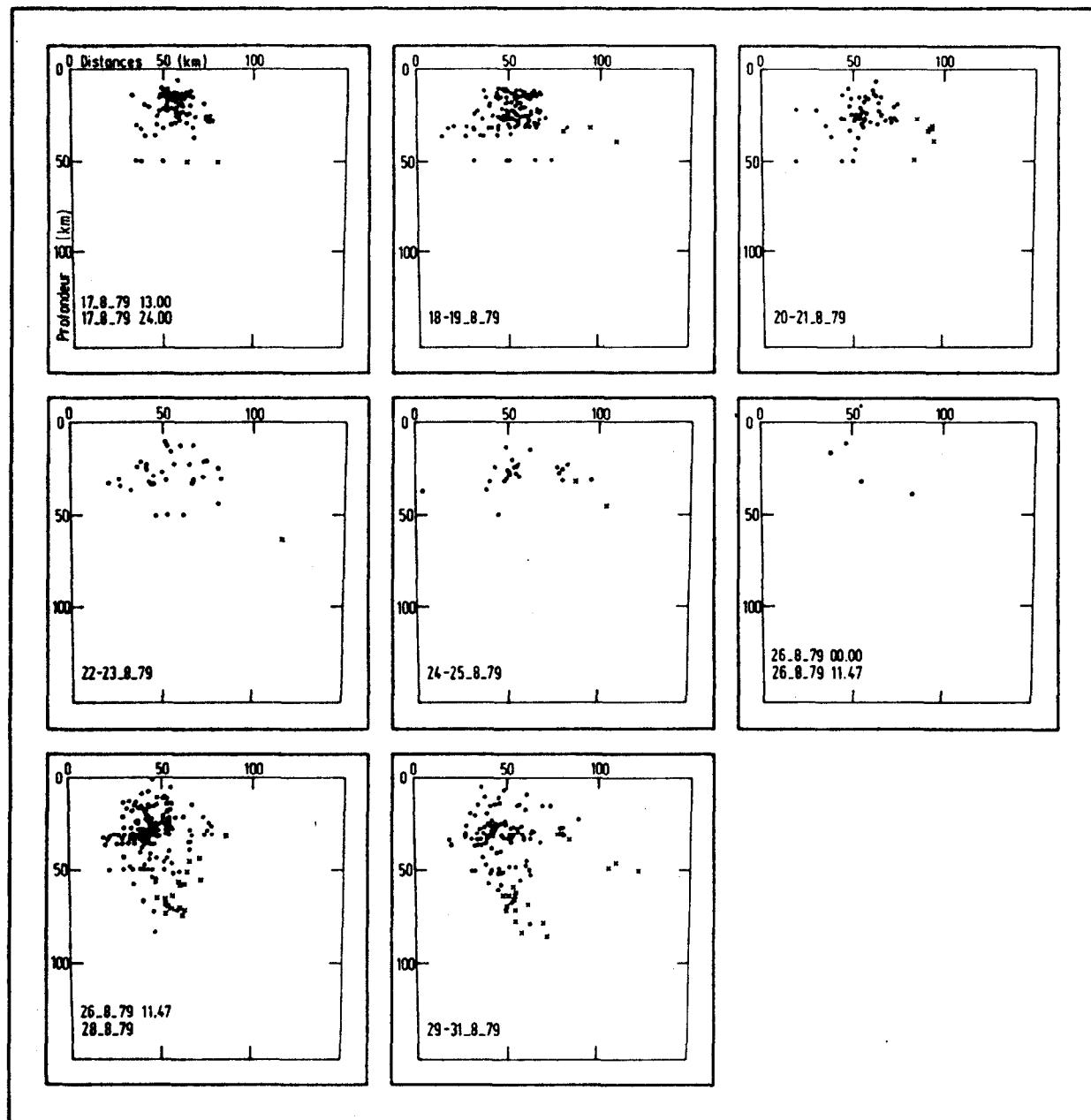


Figure V-11 - Evolution de la sismicité en profondeur après le séisme du 17 août (même légende que pour la figure V-10).

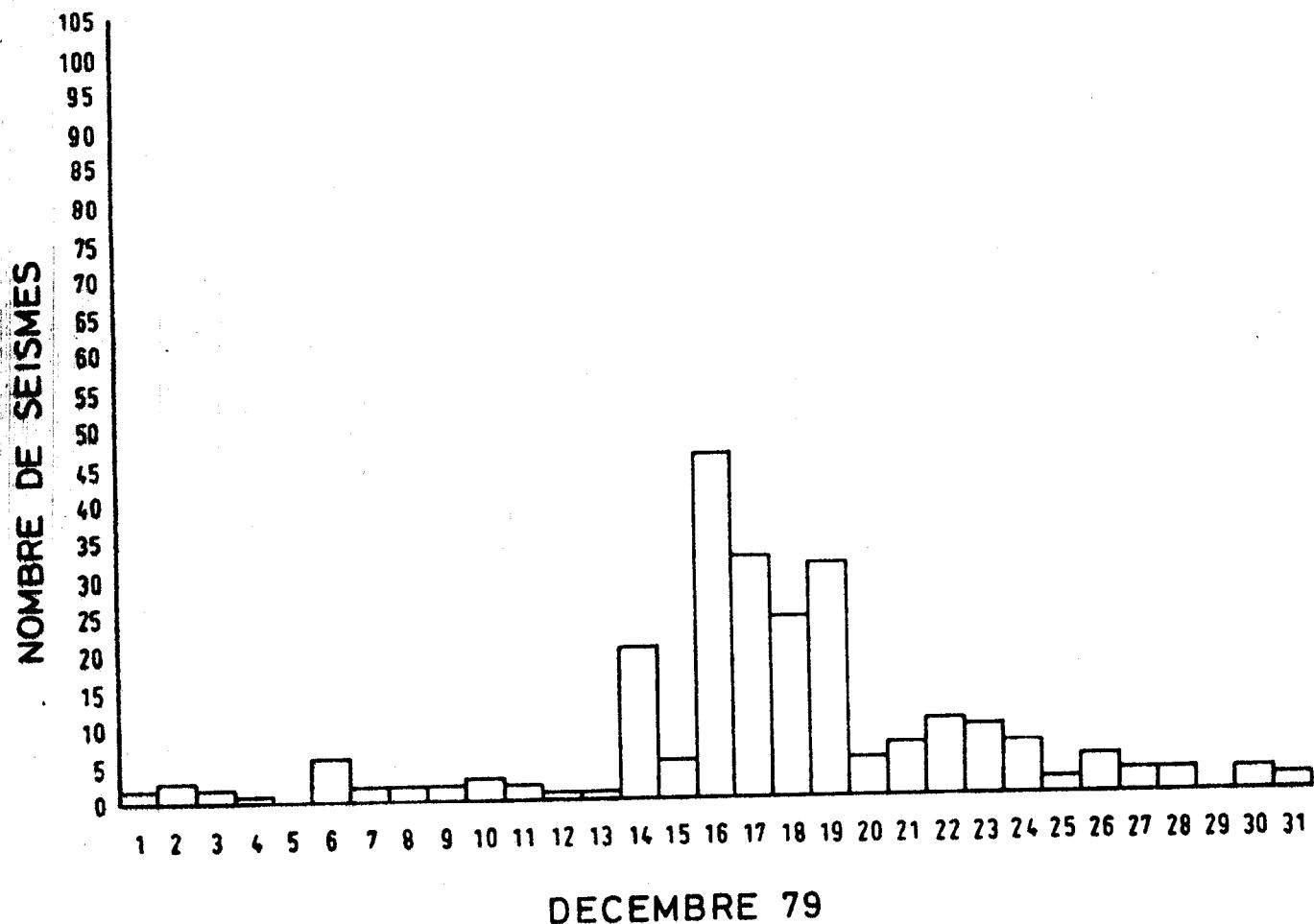


Figure V-12 - Recrudescence de l'activité sismique en décembre 1979 . Cette recrudescence n'a été suivie d'aucun effet jusqu'en août 1980.

autres séismes importants localisés, le premier à l'ouest de l'île de Gaua et le second dans les îles Santa Cruz. L'étude préliminaire de ces séismes a fait l'objet d'un rapport destiné au gouvernement des Nouvelles-Hébrides (cf. 2ème partie de ce mémoire).

Le premier intérêt de cette crise de sismicité est de montrer les limites du réseau; ces séismes ayant eu lieu à l'extérieur du réseau, on obtient une image beaucoup moins précise de la sismicité avant et après les séismes principaux car la magnitude minimale nécessaire pour qu'un séisme soit localisé est supérieure à celle nécessaire aux séismes situés dans la zone précédemment étudiée, par exemple. Cette observation introduit des limites notamment en ce qui concerne les relations entre les crises sismiques dans l'espace.

Paradoxalement, cette crise de sismicité a montré qu'il était nécessaire de tenir compte de la succession dans l'espace des séismes importants. En effet, on peut faire 4 observations à propos de cette crise sismique :

- migration des 3 séismes successifs du nord de l'archipel;
- ces séismes ont été précédés par un violent séisme en Nouvelle-Guinée;
- ils ont été suivis par un important séisme (magnitude 6.3) dans le sud de l'archipel des Nouvelles-Hébrides, à l'ouest d'Anatom ;
- pendant tout ce temps, la région centrale de l'archipel a traversé sa période la plus calme depuis que le réseau fonctionne.

Il ne s'agit là que de constatations, et rien pour le moment ne permet de penser qu'il existe véritablement une relation entre elles.

3) - Conclusion

L'étude de l'évolution de la sismicité dans le temps et dans l'espace est certainement l'étude pour laquelle le réseau ORSTOM-CORNELL est le mieux adapté puisque de bonnes localisations relatives des événements les uns par rapport aux autres suffisent.

L'étude rapide des 2 crises de sismicité d'août 1979 et de mai - juillet 1980 montre que le problème principal est la question de l'échelle à laquelle il faut penser le sujet : échelle de magnitude, de temps et de distance. Sans négliger les informations sur la structure de l'arc que pourra fournir le réseau, il me paraît réaliste d'orienter préférentiellement les recherches dans le domaine de la répartition des séismes dans le temps et l'espace à la condition expresse de garder constamment à l'esprit cette notion d'échelle sans laquelle rien de bon ne pourra être fait.

III.- Mécanismes au foyer

Le premier obstacle majeur à l'étude systématique des mécanismes focaux des séismes localisés à l'aide du réseau est, comme pour l'étude fine de la sismicité, la précision des localisations. La figure V-13 montre les deux distributions des sens de premier mouvement obtenues pour un séisme localisé avec deux modèles de vitesse légèrement différents : on peut voir que les angles d'incidence aux différentes stations sont assez perturbés.

Mais, surtout le problème est compliqué par le fait que pour chaque séisme peu de lectures de sens de premier mouvement peuvent être faites. En effet, même lorsqu'un séisme est suffisamment fort pour être enregistré dans toutes les stations, il n'est possible de lire les sens de premier mouvement que dans les six ou sept premières stations. De plus, pour la majorité des séismes, les stations dans lesquelles le début du signal est net sont les stations situées sur l'île de Vaté qui donnent sur les sphères focales des points très groupés.

A quelques exceptions près, même lorsqu'on aura pu préciser les localisations, il ne sera donc pas possible d'étudier les mécanismes focaux de chaque séisme individuellement. L'étude des mécanismes focaux ne pourra se faire qu'en utilisant des stations composantes. Il sera peut-être intéressant aussi de suivre l'évolution des sens de premier mouvement, station par station pour des régions données, notamment avant un fort séisme.

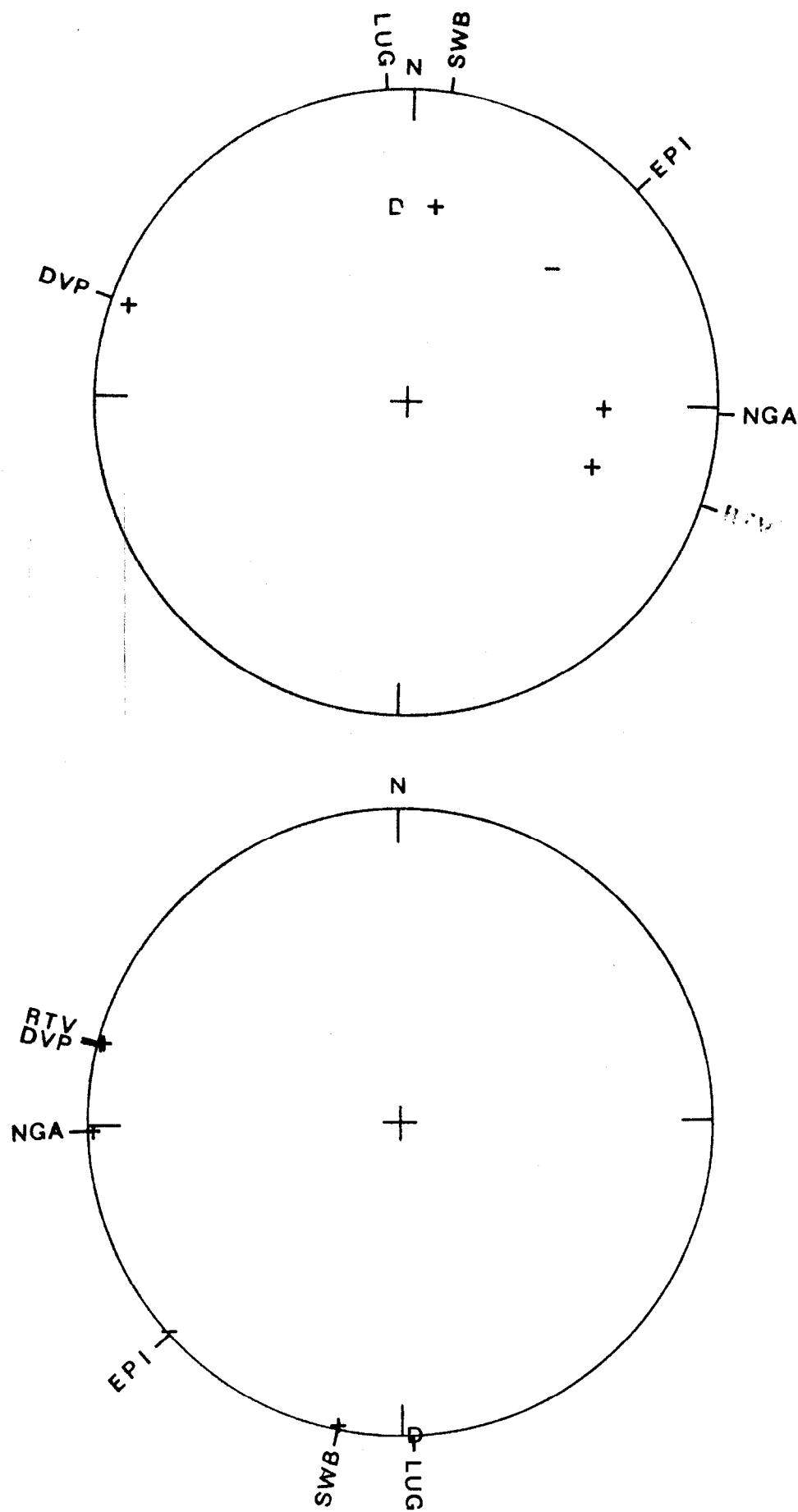


Figure V-13 - Répartitions des sens de 1er mouvement pour un même séisme obtenues en utilisant deux modèles de vitesse différents pour le localiser.

COMMUNICATIONS PRESENTEES EN 1980

A DETAILED STUDY OF A SEQUENCE OF MAGNITUDE 6 EARTHQUAKES IN THE CENTRAL NEW HEBRIDES ISLANDS

R.K. Cardwell

B.L. Isacks (both at: Dept. of Geological Sciences, Cornell University, Ithaca, NY 14853)

J.L. Chatelain (ORSTOM, Noumea, New Caledonia)

From September 1978 to August 1979 a sequence of four moderately large earthquakes ($M_s=6$) occurred in the central New Hebrides Islands less than 100 km from a new, permanent seismograph network. The events occurred on September 1, 1978 ($M_s=5.9$), January 27, 1979 ($M_s=5.9$), August 17, 1979 ($M_s=6.2$) and August 26, 1979 ($M_s=6.1$). Except for the January event the earthquakes were followed by numerous aftershocks. There were also swarms of earthquakes in March 1979 and December 1979, but no single, large-magnitude event accompanied that activity. All events in the sequence were located in the arc-trench gap at shallow depths.

The January earthquake is located south of the seismograph network and appears to be a high-angle normal fault within the upper plate. The other events are all located west of the network near the northern end of the South New Hebrides Trench. The aftershock zones of the earthquakes in this region abut, but do not overlap. The northern limit of the aftershocks coincides with a prominent bathymetric depression which trends nearly perpendicular to the island arc. The earthquakes appear to occur in both the upper plate and along the main zone of underthrusting between plates. Research is continuing to determine the exact geometries of the structural features along which the earthquakes occurred. This region has been a seismic gap for large, thrust-type earthquakes for at least 30 years.

SEARCH FOR PRECURSORS IN THE NEW HEBRIDES ISLAND ARC: THE AUGUST 17, 1979 EARTHQUAKE ($M_s = 6.2$)

B.L. Isacks, (Geological Sciences, Cornell University, Ithaca, NY 14853)

M. Bevis (Geological Sciences, Cornell University, Ithaca, NY 14853)

G. Chatelain (ORSTOM, Noumea, New Caledonia)

R. Cardwell (Geological Sciences, Cornell University, Ithaca NY 14853)

R. Louat (ORSTOM, Noumea, New Caledonia)

A magnitude (M_s) 6.2 earthquake occurred on August 17, 1979 at shallow depths within or possibly adjacent to the convergent plate boundary of the New Hebrides island arc. The event is located within 50 to 60 km of tiltmeter and seismograph stations on Efate Island, and is the largest earthquake so far caught near the monitoring networks operated by Cornell, ORSTOM and the New Hebrides Mineral Resources Department. In addition to stations of the seismograph network, three bubble level tiltmeters, a long-baseline (100 m) half-filled water-tube tiltmeter, and a 1 km levelling array are located on Efate Island. A first inspection of the raw data indicates no obvious tilt precursors, but further analysis is proceeding to establish a clear result. The seismograph network recorded a definite foreshock sequence. Abundant aftershocks were also recorded with clear indications of systematic development in space and time. Most of the fore- and aftershocks will be well-located by data from the local network. Further analyses of these and other data for the August 17 event will be presented, including available teleseismic data and local on-scale digital recordings of the mainshock and larger aftershocks obtained on Efate Island.

MONITORING SEISMICITY AND SURFACE DEFORMATIONS
IN THE NEW HEBRIDES ISLAND ARC

B.L. Isacks*, M. Bevis*, R. Cardwell*, J.-L. Chatelain**,
R. Louat**, and J.-M. Marthelot*

*Department of Geological Sciences
Cornell University
Ithaca, New York

**ORSTOM
Noumea, New Caladonian

During the past 5 years Cornell University and the Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM) have conducted studies of seismicity, surface tilting and uplift in one of the major oceanic subduction zones of the southwest Pacific, the New Hebrides Island Arc. The program has included operation of temporary networks of seismographs, some of which included University of Texas OBS stations, a permanent network of 18 stations installed in 1978, and measurements of tilt with bubble-level tiltmeters and relevellings of benchmark arrays. In a related project the pattern of late Quaternary uplift and tilting of coral terraces in the area is being determined.

The seismicity of the New Hebrides is characterized by the frequent occurrence of large (magnitude 7-8) earthquakes, often remarkably clustered in time and space, rather than by the occasional occurrence of great earthquakes. The record for this century suggests a possible repeat time of about 30 years for rupturing of the plate boundary. The area focused upon in our studies, the central New Hebrides, spans a length of about 500 km along the arc. The northern part, including Santo and northern Malekula islands, ruptured during two major sequences of earthquakes in 1965 and 1973-74, while the southern part, including southern Malekula and Efate islands, has not ruptured by large earthquakes during probably at least the past 30 years. A primary question is whether the southern area is in a pre-seismic phase of a cycle of major earthquake occurrence or whether slippage of the plate boundary is accommodated without large earthquakes. We are investigating this question through comparative study of the two areas.

The thrust zone of contact between the convergent plates in the northern area may be wider than that in the southern area because of the anomalous morphology of the Central New Hebrides, where the islands of Santo and Malekula are in positions normally occupied by a trench. The topography of the D'Entrecasteaux "Fracture Zone", subducted beneath parts of Santo and Malekula, controls the locations of the areas ruptured in 1965 and 1973-74.

That topographic feature also has clear expressions in the focal mechanisms and space-time pattern of occurrence of intermediate depth earthquakes, and in the pattern of uplift and tilting of blocks in the upper plate on Santo and Malekula islands.

The southern "unruptured" area includes the transition between the anomalous morphology of the central New Hebrides and the more typical island arc-trench system of the southern New Hebrides. Major transverse bathymetric features are associated with the northward termination of the trench between Efate and Malekula Islands. This region is the locus of several striking features of the seismicity. A remarkably high and nearly constant rate of seismicity (mb greater than about 4.5) has persisted there during the past 20 years. This contrasts with the generally lower rate in the north and in several other parts of the arc where strong fluctuations in activity are related to the occurrence of large earthquakes. Focal mechanism solutions and accurate depths for the larger events of 1963-1978, in combination with data from local networks, delineate the inclined plate boundary beneath Santo. In contrast most of the data for the Efate region indicate a more diffuse distribution of seismicity with significant activity in the upper plate. The largest earthquakes caught so far in our program occurred in a sequence of 4 events ($M_s = 5.9 - 6.2$) in the Efate area between September 1978 and September 1979. The largest of the four was preceded by a foreshock sequence, but the others were not. Well-defined features of the time-space development of foreshocks, aftershocks and related swarms in the sequence, together with aspects of previous seismicity, indicate a persistent and localized structural feature in the transition region north of Efate which plays an important role in the pattern of seismicity.

Tilts on Efate and Santo Islands are reliably determined during the past 5 years by 12 relevelings each of 1 km arrays of benchmarks. The Efate measurements show a large consistent tilting of 5-6 microradians upwards towards the anomalous area north of Efate. Much of this tilting seems to have taken place during a 1.5 year interval prior to the 1978-79 sequence. In contrast, the Santo measurements show little accumulated tilt, although a 3-4 micro-radian pulse-like signal can be tentatively correlated with the Efate signal.

Thus, although the various data for the Efate area may be interpreted as precursory or pre-seismic phenomena - e.g. increased loading of a locked fault zone - there is also the possibility that the mode of plate boundary slippage is governed by specific morphological and structural features and may vary significantly along the arc. Even if the fraction of seismic relative to aseismic slippage is large and does not vary along the arc, the nature of a pre-earthquake phase may still be governed largely by the specific structural complexities.

C O N C L U S I O N

La mise en place tant du réseau que des moyens de traitement des données venant à peine de s'achever, les études qu'il était prévu de mener ne font que débuter. Néanmoins, des traits généraux caractéristiques de la sismicité et des phénomènes liés aux séismes de forte magnitude ont pu être dégagés. Ces caractères généraux vont servir de point de départ aux études plus fines qui sont le but de l'installation de ce réseau. Cependant, avant de pousser plus en avant les investigations dans les différents domaines à étudier il faut résoudre le problème de la précision des localisations, notamment en ce qui concerne la profondeur des foyers. L'étude des phénomènes liés aux séismes de forte magnitude pourra être menée en parallèle au travail d'amélioration de la précision des localisations. En effet, on pourra se contenter, au moins dans un premier temps des positions relatives des séismes pour lesquelles les localisations préliminaires donnent une précision suffisante. Dans ce cadre, je me propose d'étudier les paramètres suivants :

- mise en évidence de séismes précurseurs de séismes de forte magnitude;
- répliques des forts séismes et leur migration ;
- comportement du rapport Vp/Vs dans une zone donnée avant et après un fort séisme;
- évolution des sens de premier mouvement des microséismes (puis quand la précision des foyers sera améliorée : évolution des mécanismes focaux);
- évolution des constantes de la loi $\log N = a - bM$;
- migration des forts séismes dans l'archipel des Nouvelles-Hébrides.

Une fois la précision des foyers améliorée et les localisations plus sûres, débutera l'étude de la zone de sismicité en tant que telle afin de préciser la géométrie de cette zone tant en surface qu'en profondeur, complétée par une étude des mécanismes au foyer des microséismes afin de préciser l'état des contraintes dans la zone sismique. Si les mécanismes au foyer individuels ne peuvent amener aucune information, il faudra étudier les mécanismes composites. Enfin, le nombre des données est suffisamment important

pour les utiliser afin d'obtenir en même temps que les localisations une estimation du modèle de vitesse (Programme "d'inversion").

Une réunion de travail avec nos partenaires américains va avoir lieu au début du mois de septembre 1980 afin de discuter des résultats préliminaires, de définir les objectifs prioritaires et de répartir les diverses tâches pour mener à bien les études projetées.

BIBLIOGRAPHIE

- COUDERT E., 1980 - Etude de la sismicité du Sud de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides enregistrée par un réseau temporaire de stations locales et sous marines, Thèse de 3ème cycle, Université d'Orsay.
- JONES L., MOLNAR P., 1979 - Some characteristics of Foreshocks and their Possible Relationship to Earthquake Prediction and Premonitory Slip on Faults, 84, B7, pp. 3596-3608.
- LEE W., LAHR J., 1975 - A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, open-file report. (revised as HYPO71) US65, Reston, Va.
- PASCAL G., ISACKS B., BARAZANGI M., DUBOIS J., 1978 - Precise relocation of earthquakes and seismotectonics of the New Hebrides island arc, J. Geophys. Res., 83, pp. 4957-4973.
- PONTOISE B., 1976 - Rapport élève, ORSTOM, Nouméa.
- PONTOISE B., 1977 - Rapport préliminaire de l'expérience de réfraction aux Nouvelles-Hébrides (rapport interne de l'ORSTOM, Nouméa).
- PREVOT R., 1979 - Sismicité superficielle du Nord-Est de l'Afghanistan, Thèse de 3ème cycle, Université de Grenoble.
- TSUMURA K., 1967 - Determination of Earthquake Magnitude from Total Duration of oscillation, Bull. Earth. Res. Inst., 15, pp. 7-18.
- YORK J., 1977, Seismotectonics in intraplate and interplate regions : eastern North America, eastern Taiwan, China and New Hebrides, Ph-D. Thesis, Cornell University.

DEUXIEME PARTIE

AUTRES ACTIVITES

I.- Relations avec la radio et les journaux locaux :

Nous sommes fréquemment amenés soit à présenter nos activités, soit à traiter d'un sujet particulier, soit encore à fournir des informations chaque fois qu'un séisme est ressenti à Nouméa ou à Port-Vila.

C'est ainsi par exemple que l'on m'a demandé un petit article en supplément local de "Télé 7 jours" concernant la sismicité en Nouvelle-Calédonie et aux Nouvelles-Hébrides (cf. p. ; les titres et sous titres sont dus au journaliste responsable du journal).

A Port-Vila j'ai participé à une émission de radio avec R. CAMPILLO, P. MAILLET, P. CABALLION et C. DOUGLAS dans laquelle on nous a demandé de présenter les activités de la mission ORSTOM aux Nouvelles-Hébrides.

II.- Participation aux activités de l'équipe de géologie-géophysique

- Je participe à la maintenance de la station sismique du Ouen-Toro à Nouméa. Ceci me permet également de suivre quotidiennement l'évolution de la sismicité aux Nouvelles-Hébrides, les séismes de cette région de magnitude supérieure à 4.5 étant enregistrés à Nouméa.

- Parmi les activités temporaires de l'équipe de géologie-géophysique j'ai participé avec B. PONTOISE et R. LOUAT à des enregistrements de tirs de carrière, à la demande du Service des Mines de Nouméa afin de vérifier si ces tirs pouvaient occasionner des dégâts aux habitations proches.

- Pendant le mois de juillet 1979, j'ai été chargé de la formation à la programmation en basic sur HP 9845 de Mr. MOURREN , élève ingénieur, lors de son stage au Centre ORSTOM de Nouméa.

III.- Participation aux activités de l'équipe de maintenance du réseau aux Nouvelles-Hébrides

Mes études portant sur la sismicité des Nouvelles-Hébrides, je suis en relation étroite avec l'équipe de géophysique de la mission ORSTOM de Port-Vila chargée de la maintenance du réseau sismique.

Entre mars 1979 et février 1980 j'ai accompli 6 mois de mission à Port-Vila et sur l'archipel des Nouvelles-Hébrides.

- Le réseau installé aux Nouvelles-Hébrides a commencé à fonctionner en septembre 1978. Cependant, depuis cette date jusqu'en août 1979, la moitié seulement des stations étaient installées.

J'ai participé en août 1979 à l'installation d'une partie des nouvelles stations. Puis, de novembre 1979 à janvier 1980 j'ai participé à la mise au point du réseau définitif. La mise au point du réseau a nécessité des personnes supplémentaires car plus le réseau s'étend, plus les réglages sont nombreux à cause des nombreux relais nécessaires pour transmettre les informations d'une station jusqu'à Port-Vila.

- D'autre part, la technicienne chargée du dépouillement des enregistrements étant partie en décembre 1979, il m'a fallu former un nouveau technicien local à ces méthodes. Le départ de la technicienne de Port-Vila ayant coïncidé avec celui de la technicienne chargée du dépouillement à Nouméa, j'en ai profité pour réorganiser le service de dépouillement des 2 stations, les charges incomtant au technicien de Port-Vila devenant de plus en plus lourdes du fait de l'importance croissante du réseau.

- Le protocole d'accord signé avec le gouvernement des Nouvelles-Hébrides et l'Université de Cornell prévoit la publication d'un bulletin sismique mensuel, dont j'ai la charge. Ce bulletin ne peut pas être un bulletin classique ne comprenant que la liste des séismes localisés à l'aide du réseau et leurs temps d'arrivée dans les différentes stations. Le bulletin est en effet destiné à des personnes à qui il faut indiquer clairement où ont lieu les séismes et comment ils se propagent avec le temps. Il a donc été décidé d'adoindre à la liste des séismes trois sortes de cartes couvrant l'archipel des Nouvelles-Hébrides (cf. page , présentation définitive du bulletin).

Par ailleurs, il arrive que le gouvernement des Nouvelles-Hébrides demande des précisions sur des crises sismiques importantes. C'est ce qui a motivé la rédaction d'un rapport sur le développement de la sismicité dans les Iles Banks en mai-juin-juillet 1980, cette région ayant été marquée par trois violents séismes dont l'un, le 13 mai 1980 a occasionné des dégâts assez sérieux sur l'île de Mere Lawa. (cf. page , rapport sur la sismicité des Banks).

IV.- Collaboration à la rédaction de deux articles sur la sismicité en Afghanistan :

Les trois premiers mois après mon entrée à l'ORSTOM ont été consacrés à la rédaction de deux articles sur la sismicité en Afghanistan en collaboration avec S. ROECKER, D. HATZFELD et P. MOLNAR. (voir page). Rappelons brièvement les résultats obtenus :

- précision de la géométrie de la zone de sismicité plongeante et notamment mise en évidence d'une inversion du pendage de cette zone;
- l'étude des mécanismes focaux obtenus pour les événements de faible magnitude montre des différences très nettes avec ceux obtenus pour des séismes de forte magnitude en utilisant des données télésismiques;
- une part très importante du 1er article a été consacré à l'étude de la précision des localisations des séismes utilisés dans cette étude.

ooOoo

ARTICLE PUBLIE DANS LA PRESSE LOCALE

2 SEISMES PAR MOIS EN CALEDONIE CONTRE 800 AUX HEBRIDES !

C'EST à Jean-Luc Chatelain, un jeune sismologue de 29 ans qui travaille depuis un an à l'ORSTOM Nouméa, que nous devons l'article qui va suivre sur la sismicité en Nouvelle-Calédonie et aux Nouvelles-Hébrides. Un problème abordé de façon plus générale par Haroun Tazieff dans notre précédent numéro avec la série «L'Homme et sa Planète».

SURTOUT DANS LA REGION DE THIO

En l'espace d'un an (mai 1979 - mai 1980) des séismes se sont manifestés au moins trois fois à notre attention, sans qu'il y ait heureusement de conséquences graves.

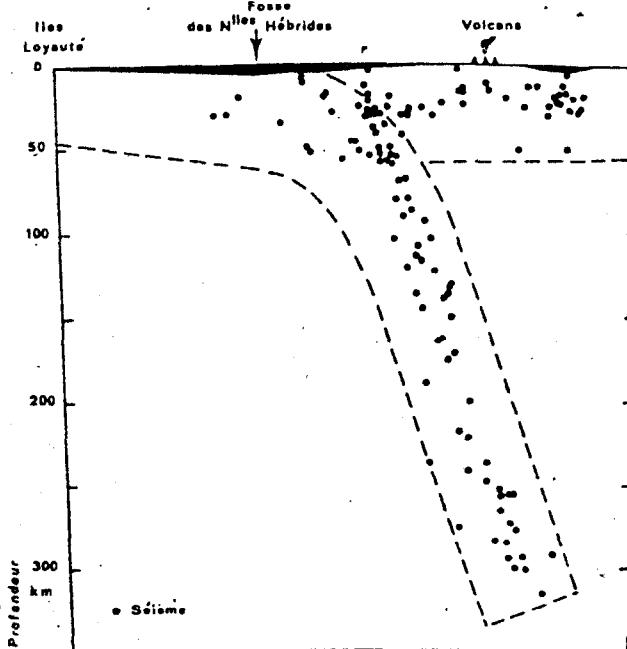
D'où proviennent les secousses que l'on ressent en Nouvelle-Calédonie ? Parfois il s'agit de séismes ayant eu lieu en Nouvelle-Calédonie même. Ils restent cependant peu fréquents et ont été jusqu'à présent de magnitude très faible. Quand ils sont ressentis, c'est généralement sur une faible superficie.

Ils ont lieu en général sur la côte Est, le long de la barrière de corail, et un peu au Sud d'Ouvéa. Deux ont été suffisamment forts pour être enregistrés à Nouméa. On note également un point d'accumulation vers Thio. On enregistre en moyenne 2 séismes par mois en Nouvelle-Calédonie, dont la magnitude dépasse rarement 2 pour atteindre au maximum 3 à 3.5. Le plus souvent, les secousses que l'on ressent sont dues aux séismes ayant eu lieu aux Nouvelles-Hébrides (1er mai 1979).

PLUS DE 800 SEISMES EN UN MOIS AUX HEBRIDES

La situation aux Nouvelles-Hébrides est très différente de celle de la Nouvelle-Calédonie. Les séismes font là-bas, pratiquement partie de la vie quotidienne.

Chaque année, sur tout l'archipel ont lieu entre 100 et 200 séismes de magnitude supérieure à 6 aux Nouvelles-Hébrides et il n'y a jamais eu de grande catastrophe dans l'archipel. Pourtant, des phénomènes très violents ont parfois été liés à des séismes. Ainsi en 1965, la partie occidentale de l'île de Malicolo s'est soulevée de 1 mètre environ en quelques dizaines d'heures.



Ce schéma montre clairement à quel point les séismes se plongent en profondeur dans les zones de subduction. C'est grâce à la détection de ces séismes qu'a été mise en évidence la théorie des plaques passant l'une sous l'autre.

AUCUNE CHANCE DE SEISME DESTRUCTEUR EN NOUVELLE-CALEDONIE

En comparaison de l'activité sismique des Nouvelles-Hébrides, l'activité sismique propre à la Nouvelle-Calédonie est pratiquement nulle.

Cela veut-il dire qu'en Nouvelle-Calédonie le risque de catastrophe est nul ? La réponse à cette question est loin d'être facile, en l'état actuel des connaissances. Disons qu'en termes de probabilité, il n'y a pratiquement aucune « chance » pour qu'un séisme destructeur ait lieu en Nouvelle-Calédonie. Il y a plus à craindre d'un très violent séisme ayant lieu aux Nouvelles-Hébrides.

Jusqu'à présent, il y a eu peu de séismes de magnitude supérieure à 6 aux Nouvelles-Hébrides et il n'y a jamais eu de grande catastrophe dans l'archipel. Pourtant, des phénomènes très violents ont parfois été liés à des séismes. Ainsi en 1965, la partie occidentale de l'île de Malicolo s'est soulevée de 1 mètre environ en quelques dizaines d'heures.

BEAUCOUP DE SEISMES ONT LIEU EN PROFONDEUR

Les séismes ayant lieu dans les zones de subduction, ce qui est le cas des Nouvelles-Hébrides, sont en général plus « mous » que ceux liés à des failles (par exemple sur la faille de San Andreas), l'affrontement entre les plaques étant moins violent. D'autre part, dans le cas d'une faille, le phénomène a lieu à la surface même de la terre, alors que dans le cas des Nouvelles-Hébrides, beaucoup de séismes ont lieu en profondeur, ce qui fait que quand les ondes sismiques atteignent la surface, elles ont perdu une part importante de leur énergie.

Il y a des séismes superficiels aux Nouvelles-Hébrides, mais ils sont en général en mer, sauf sur les îles de Santo et Malicolo (c'est d'ailleurs à Santo que l'on ressent le plus de séismes sur l'archipel).

Toutes ces remarques liées au fait que sur l'archipel des Nouvelles-Hébrides la densité de population est faible, que les bâtiments excèdent rarement 2 étages, expliquent qu'il n'y a jamais eu beaucoup de

victimes causées par des séismes, alors que dans d'autres régions du globe, des séismes de magnitude comparable ont causé de grandes catastrophes (Agadir, magnitude voisine de 5, le séisme a eu lieu pratiquement sous la ville).

Il faut cependant toujours être sur ses gardes lorsqu'on habite dans une région de forte sismicité. Par exemple, en 1965 à Santo, une fillette a été gravement blessée par la chute d'une pile de caisses, et un homme tué par un éboulement.

— Jean-Luc CHATELAIN

SATELLITES METEO (Suite de la p. 43)

très divers : jauge de hauteur de marée, de niveau d'eau de rivière, pluviomètre, séismomètre, etc.

Il faut encore ajouter que les images transmises constituent une aide précieuse pour la formation des prévisionnistes. Ceci s'avère particulièrement vrai lorsque le prévisionniste peut observer les films d'animation constitués par le montage successif des photographies prises par les satellites géostationnaires. Les perturbations peuvent être suivies dans leur évolution depuis leur naissance jusqu'à leur disparition.

Pendant de nombreuses années les prévisionnistes ont utilisé des modèles très idéalisés assez simples qui résultaient d'un réseau de mesures en surface et en altitude forcément limité. Les images de satellites permettent maintenant d'élaborer de nouveaux modèles fondés non plus sur une observation statique mais sur l'observation de systèmes nuageux en mouvement continu.

Les systèmes météorologiques de petite échelle n'affectent le temps que sur une petite région. Ces phénomènes passaient entre les mailles des réseaux de stations météorologiques. Ils sont maintenant étudiés en vision directe.

Centre Météorologique de Nouméa

PRESENTATION DEFINITIVE DU BULLETIN SISMIQUE
REALISE A PARTIR DES DONNEES DU RESEAU ORSTOM-CORNELL
AUX NOUVELLES-HEBRIDES

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE
OUTRE MER
SECTION GEOPHYSIQUE

MISSION ORSTOM BP 76 PORT VILA

GOUVERNEMENT DES NOUVELLES HEBRIDES
MINISTERE DES RESSOURCES NATURELLES
DEPARTEMENT DES RESSOURCES MINERALES

CORNELL UNIVERSITY 14853 ITHACA N.Y
DEPARTEMENT OF GEOLOGICAL SCIENCES

BULLETIN SISMIQUE N° 05/80

du 01/05/80 au 31/05/80

RESEAU SISMIQUE NEO-HEBRIDAIS

Iles	Code	Coordonnées	Altitude en mètres
MALEKULA	SMT	16° 11.25' S	160
MALEKULA	LMP	16° 28.32' S	140
MALEKULA	SWB	16° 30.52' S	305
MALEKULA	AMK	16° 05.10' S	610
AMERYM	AMB	16° 14.75' S	294
EPI	EPI	16° 42.70' S	189
EMAE	EME	17° 05.45' S	528
NGUNA	NGA	17° 27.12' S	593
ACBA	AOB	15° 26.10' S	490
ERROMANGO	ERO	18° 51.80' S	630
TANNA	TAN	19° 26.50' S	380
ANIWA	ANI	19° 14.20' S	20
EFATE	MBV	17° 39.52' S	470
EFATE	RTV	17° 45.55' S	100
EFATE	DVP	17° 43.52' S	80
SANTO	VAN	15° 20.60' S	
SANTO	SSC	15° 39.30' S	
MALO	MAL	15° 39.70' S	
SANTO	LUG	15° 31.07' S	147
EFATE	PVC	17° 44.40' S	80
TANNA	INH	19° 32.83' S	85

CARTE N° 1

Les séismes sont représentés par des symboles indicatifs de profondeur :

X	0 < H ≤ 20
*	20 < H ≤ 45
+	45 < H ≤ 80
O	80 < H

Les séismes pris en considération sont enregistrés par quatre stations au moins.

CARTE N° 2

Les séismes sont représentés par des lettres donnant la valeur de la détermination.

A - Très bonne qualité

- La distance de l'épicentre à la station la plus proche est plus petite ou égale à la profondeur. DMIN ≤ PRO

- Le nombre d'arrivées prises en considération est supérieur à 9, P et S compris. NA > 9

- L'épicentre du séisme étant la référence, la différence d'azimut entre deux stations consécutives est toujours inférieure à 220°.
GAP < 220°

- La dispersion moyenne sur les temps d'arrivée est inférieure à 0.5 seconde. RMS < 0.5

B - Bonne qualité

DMIN ≤ PRO

NA > 7

GAP < 270

RMS < 0.6

C - Les coordonnées géographiques sont relativement bien connues

DMIN ≤ PRO × 1.5

NA > 7

GAP < 320

RMS < 0.7

D - Le séisme est donné à titre indicatif

Cette classe regroupe les séismes qui ne sont ni A, ni B, ni C.

CARTE N° 3

Les séismes sont représentés par le numéro d'ordre sur la liste où ils sont donnés par ordre chronologique. Cette carte permet quand le nombre de séismes n'est pas trop important, de retrouver les caractéristiques d'un séisme à partir de sa position géographique.

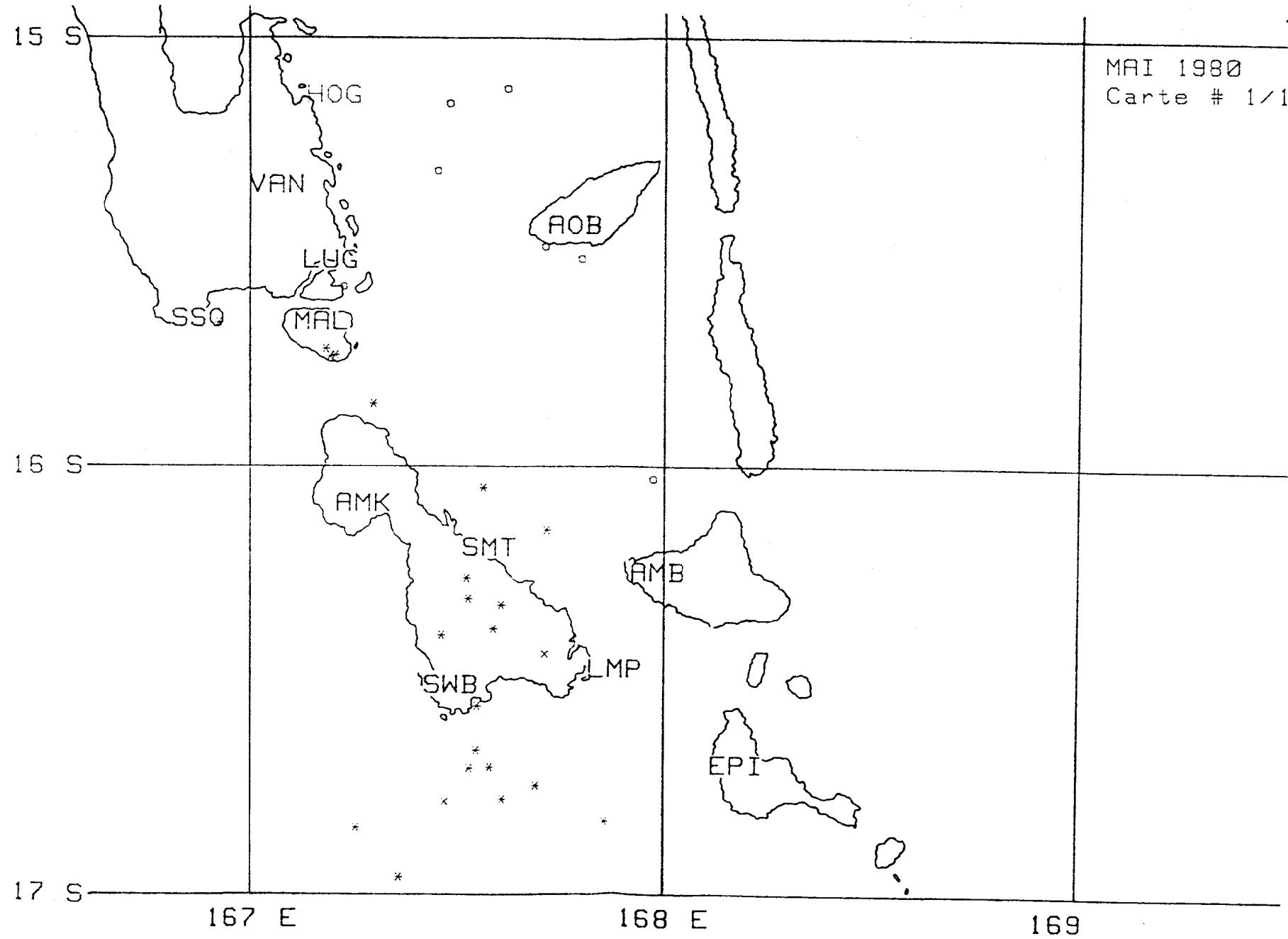
Notice Technique

Les coordonnées géographiques et la profondeur des foyers des séismes ont été calculés par le programme HYPO 71 REVISED écrit par W.H.K. LEE et J.C. LAHR, (USGS OPEN FILE REPORT 75-311, june 1975).

Les cartes sont en projection Lambert tangente sur le parallèle 17° Sud, l'échelle est de 1/1 000 000.

Le modèle de vitesse pris en compte est un modèle à couches planes où les toits des couches respectives sont à 0, 15, 33, 150 km ; les vitesses des ondes P sont 5,55 ; 6,44 ; 8,1 ; 8,2 km/s. Le rapport des vitesses de propagation ondes P, ondes S, est de 1.78

Il n'y a pas de correction de station.



17 S

MAI 1980
Carte # 1/2

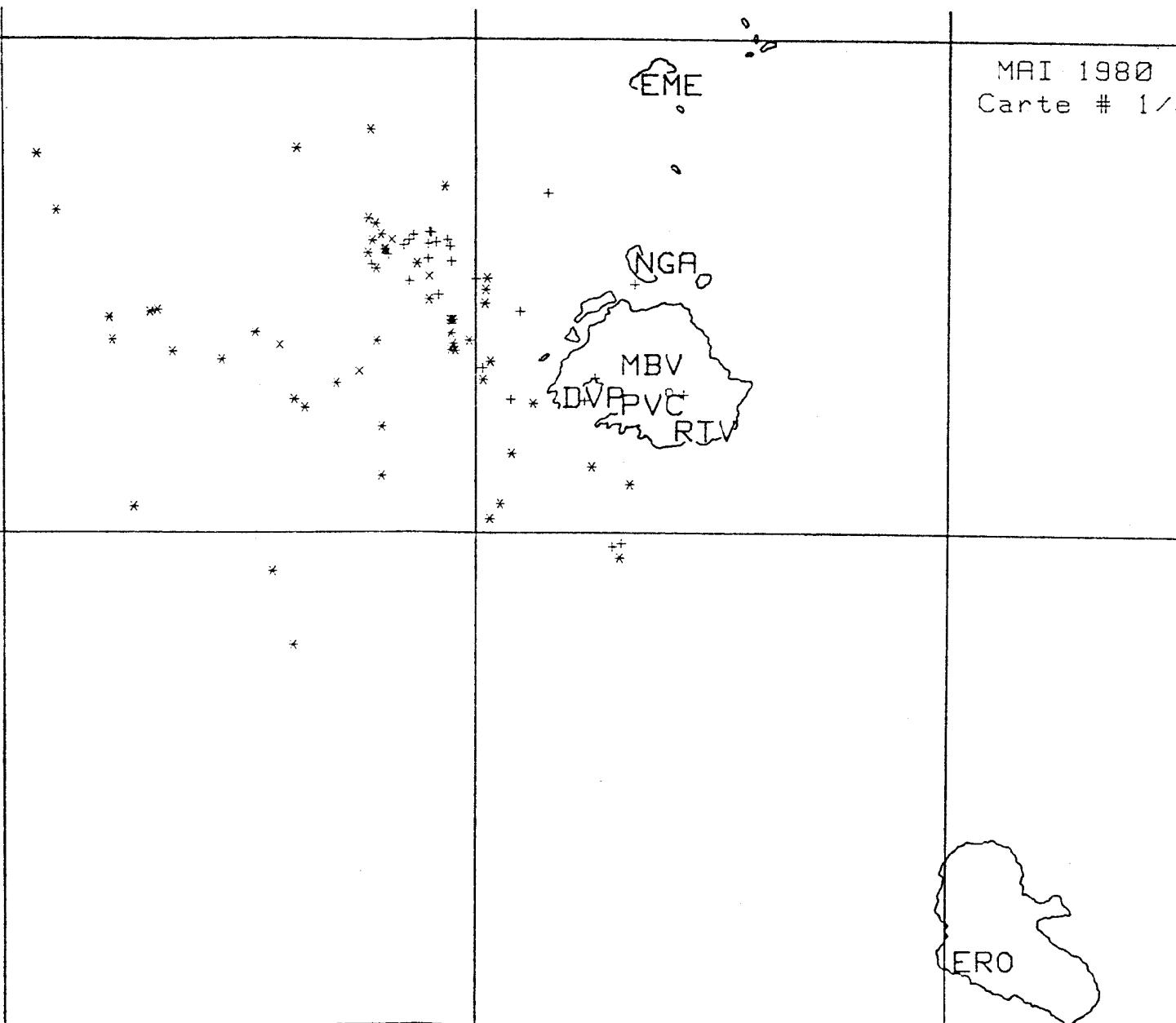
18 S

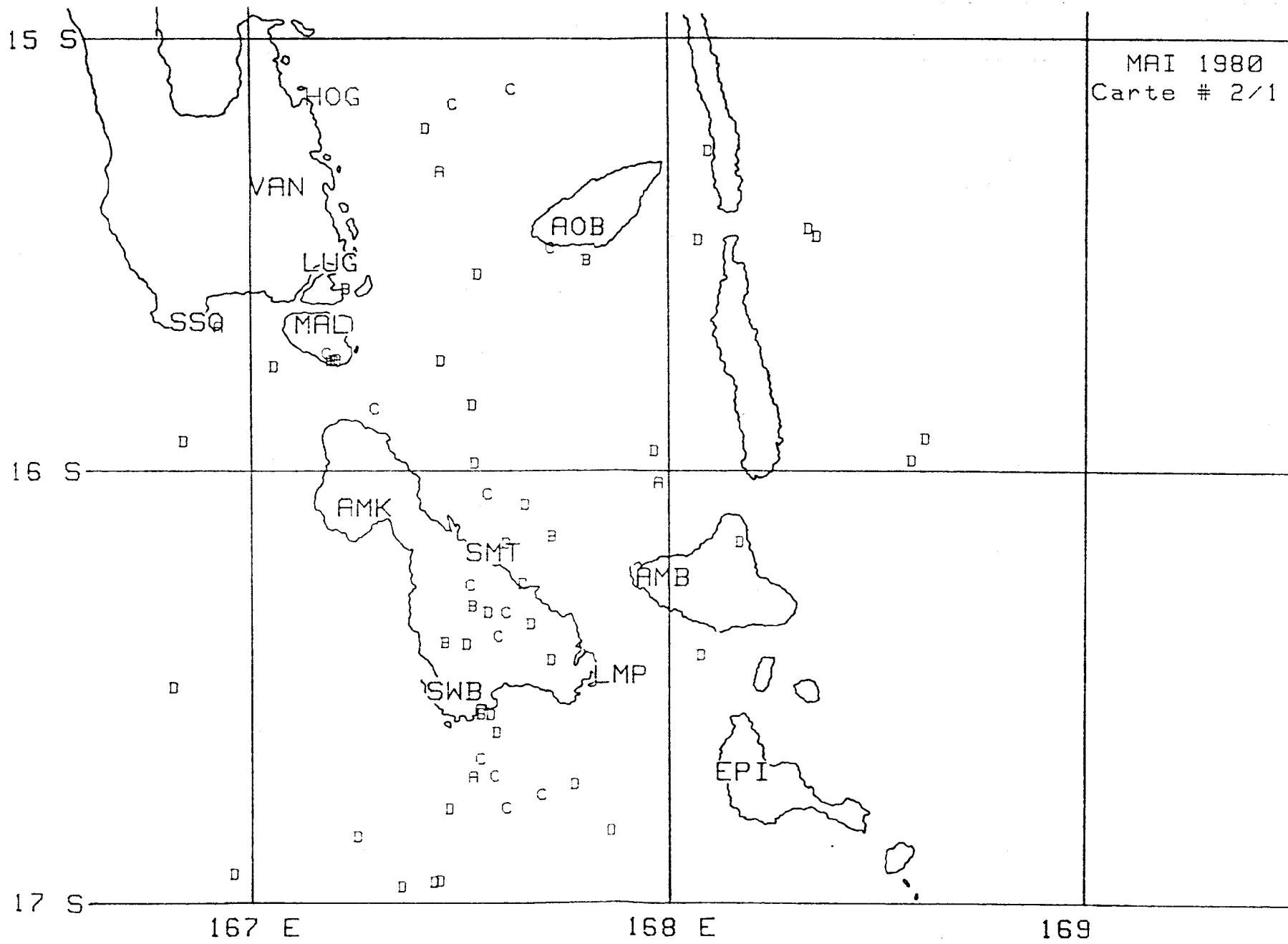
19 S

167 E

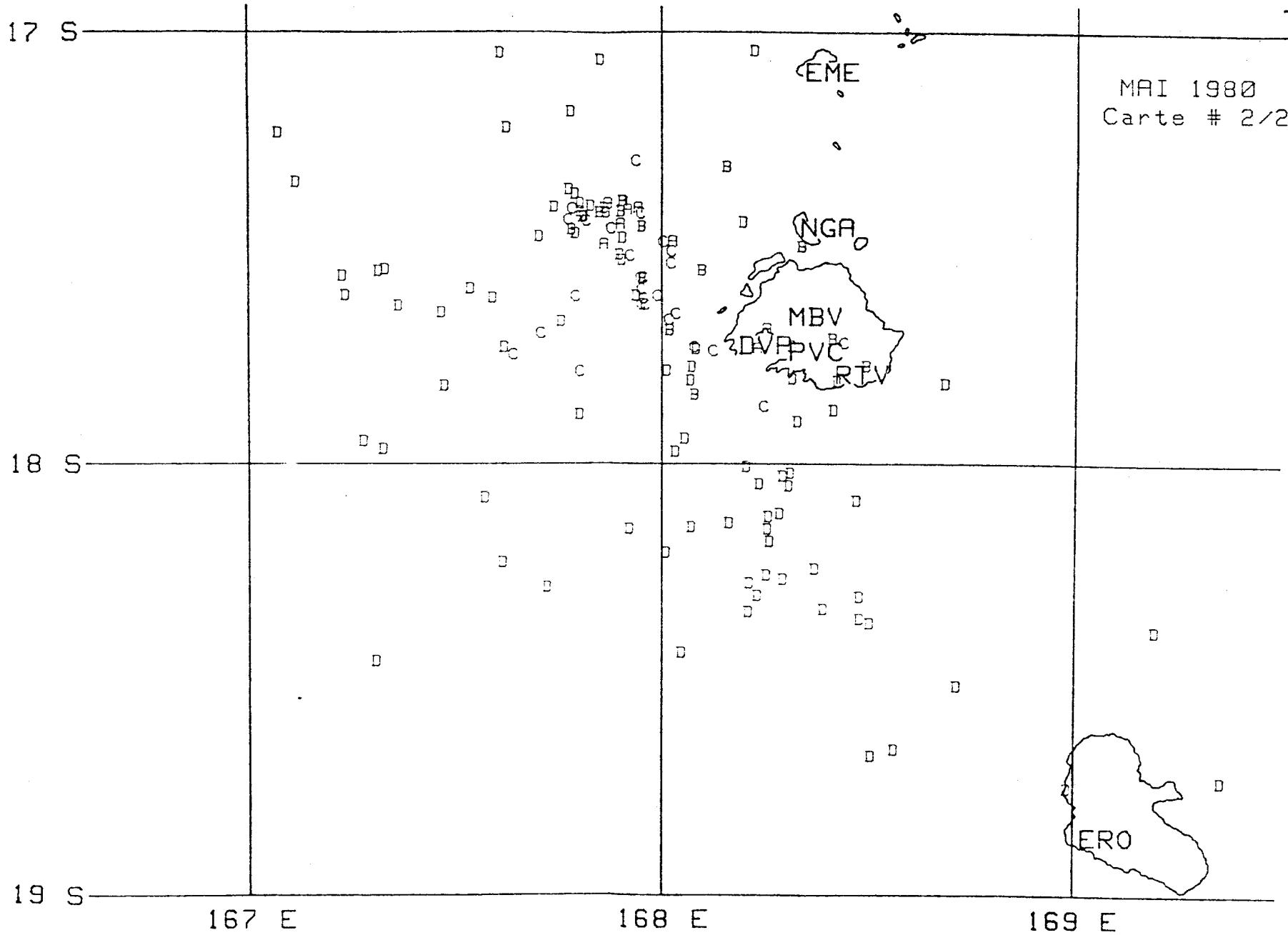
168 E

169 E





MAI 1980
Carte # 2/1



19 S

D

D

D

ANI



20 S



21 S

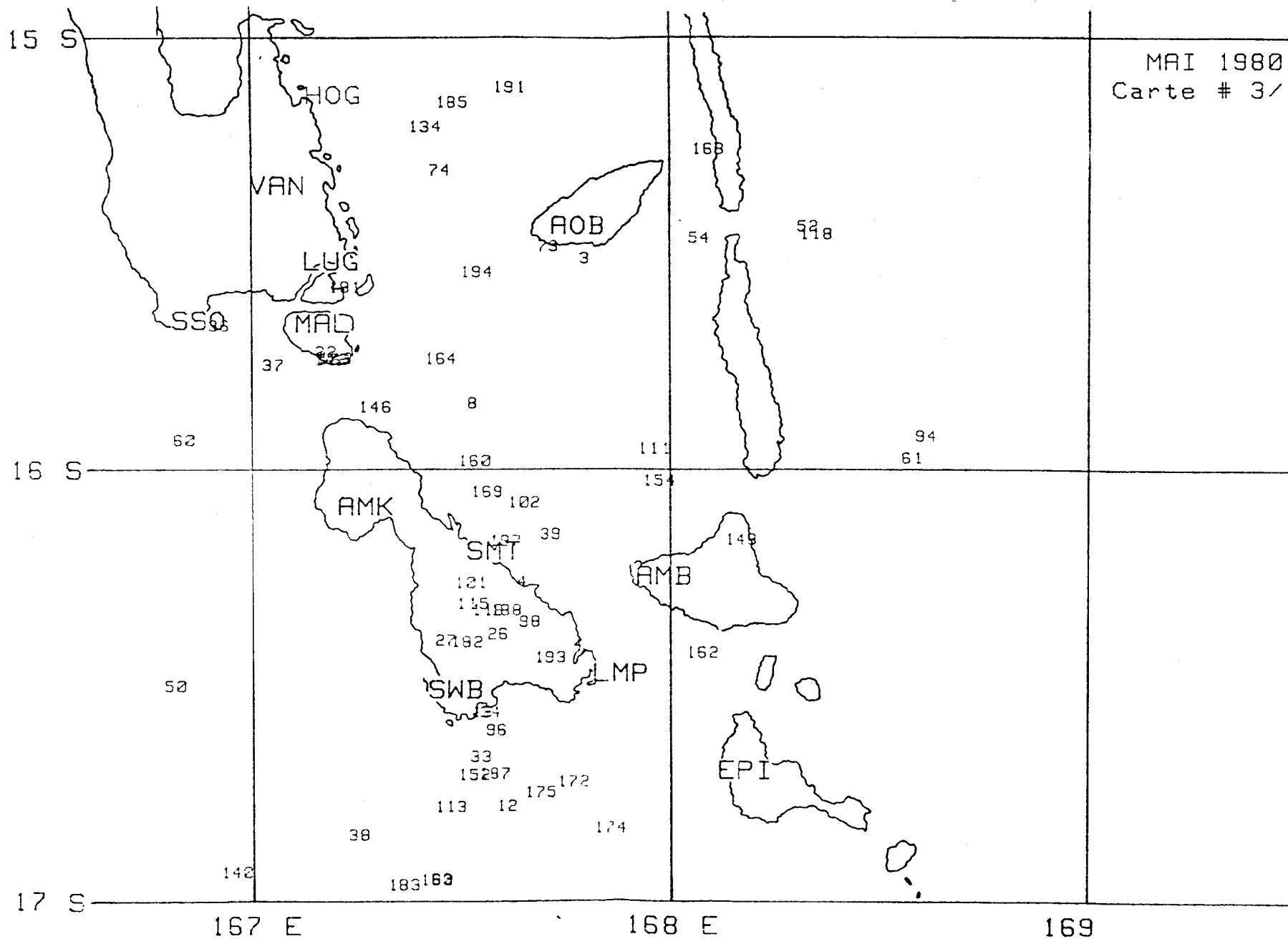
168 E

169 E

170 E

C MAI 1980
CARTE # 2/3

7
MAI 1980
Carte # 3/1



17 S

192 99

75

155

100

166

EME

132

212

149

92
70
29
130
127
125
69
138
138
55

24
211
112
117
47
57

203
87
138
9

214

205

NGA

MBV
PPVC
SRTV

139

18 S

81
178

10

151
209

50

41

21

64
35
210

?

1967
237
199
125
208
161
42
53
3

150

56

128
31

19 S

167 E

168 E

169 E

MAI 1980
Carte # 3/2

- 95 -

19 S

121

206

159

119

JANI



173

20 S

21 S

168 E

169 E

170 E

MAI 1980
Carte # 3/3

MAI 1980

NS	JOUR	HEURE	LAT. SUD	LON. EST	PROF.	NR	GPF	DININ	RMS
1	1	8:31:17.13	17-26.29	167-54.40	55.34	11	191	48.0	.47
2	1	8:43:24.37	17-24.48	167-55.04	55.55	11	191	45.0	.44
3	1	13:15:40.05	15-30.73	167-47.70	125.00	16	243	71.0	.28
4	1	13:17: 9.54	16-15.53	167-38.41	17.68	4	281	30.0	.20
5	1	16:16:50.35	17-46.34	168- 4.25	35.03	6	342	13.0	.02
6	2	8: 6:20.32	17-43.45	168-18.73	55.67	4	182	2.0	.09
7	2	8:19:58.28	18-16.90	167-43.00	31.82	6	353	79.0	.22
8	2	8:52: 2.63	15-50.85	167-31.36	50.00	8	122	50.0	4.54
9	2	10:38: .96	17-46.94	167-47.90	33.61	8	291	42.0	.24
10	2	16:26:39.89	18- 4.45	167-33.90	20.88	16	290	76.0	.46
11	2	19:53:45.91	18-15.80	168-17.42	21.85	8	347	56.0	.16
12	2	21:47:50.29	16-46.60	167-36.23	29.63	7	184	36.0	.29
13	2	23:14:24.35	16-03.57	167-32.56	24.94	16	145	14.0	.60
14	3	6:51:38.96	17-51.80	168-14.69	36.64	10	302	15.0	.31
15	3	7:12:21.56	18- 2.57	168-14.00	12.86	6	338	35.0	.25
16	3	9: 8:45.95	17-37.82	167-21.54	31.50	9	257	88.0	.53
17	3	14:14:58.63	17-24.69	167-47.90	37.91	6	347	54.0	.24
18	3	14:16:57.14	17-25.99	167-48.81	53.53	7	287	51.0	.13
19	3	14:34:29.66	17-30.68	167-53.82	63.89	18	208	39.0	.77
20	3	16:53:12.99	17-24.28	167-46.72	41.23	7	291	56.0	.12
21	3	17:15:47.10	18-13.41	167-36.55	43.68	9	300	82.0	.26
22	4	4:57:40.87	15-43.69	167-10.63	26.40	15	106	10.0	.65
23	4	12:13:12.02	17-25.01	167-56.95	53.64	13	187	42.0	.62
24	4	14:24:47.39	17-33.67	167-13.60	31.28	13	257	104.0	.46
25	4	20:42:32.25	16- 3.66	166-34.91	30.24	12	270	51.0	.49
26	5	2: 3:31.72	16-22.78	167-34.92	29.65	16	109	22.0	.63
27	5	2:13:40.52	16-23.66	167-27.38	25.39	25	123	13.0	.59
28	5	6: 1:57.57	17-25.84	167-46.17	43.81	8	258	55.0	.13
29	5	7:14: 5.35	17-24.68	167-54.03	56.00	9	237	46.0	.34
30	5	8:20:57.83	17-48.23	168- 4.06	34.33	6	341	15.0	.03
31	5	10: 2:47.28	17-47.98	168-18.82	86.18	4	360	7.0	.23
32	5	14:59:34.64	17-43.87	168- 4.84	32.66	6	340	11.0	.84
33	5	16:10:13.55	16-39.77	167-32.43	22.21	13	178	21.0	.62
34	5	18:13:18.30	16-33.63	167-33.81	27.05	6	166	16.0	.19
35	6	6:18:27.47	18- 8.58	168- 4.16	30.66	4	356	51.0	.62
36	6	7:47: 3.34	15-40.08	166-55.25	33.70	11	127	12.0	.11
37	6	8:55:44.29	15-45.51	167- 3.11	32.06	16	139	12.0	.85
38	6	10:11: 2.75	16-50.63	167-15.02	26.91	22	209	41.0	.45
39	6	10:19: 9.34	16- 8.98	167-42.57	38.24	17	155	21.0	.60
40	6	12: 6:49.58	18-18.23	168-28.66	33.08	8	343	65.0	.38
41	7	6:24:25.14	18- 4.91	168-28.24	50.00	5	343	41.0	3.66
42	7	4:32:48.41	13-18.47	167-49.45	50.00	5	341	215.0	.51
43	7	6:43:46.93	17-42.45	168-24.63	168.52	13	256	11.0	.16
44	7	10:36:40.87	17-26.81	167-57.10	62.32	12	231	40.0	.49
45	7	10:46:52.09	17-24.82	167-50.87	51.41	12	246	50.0	.27
46	7	10:48:55.34	17-26.45	167-54.03	63.54	14	219	44.0	.34
47	7	10:49:30.63	17-22.25	167-47.12	24.84	11	253	58.0	.17
48	7	20:41:23.29	17-24.85	167-51.84	33.00	11	243	49.0	1.36
49	7	21:46:23.65	17-30.29	168- 1.40	32.17	8	296	38.0	.17
50	7	22:34:32.05	16-29.90	166-48.59	60.27	11	278	62.0	4.31
51	7	23:21:45.69	17-41.04	168-15.11	52.69	14	182	7.0	.50
52	8	1:57:37.43	15-26.36	168-19.67	50.00	6	305	129.0	.21
53	8	2:30:11.65	18-21.29	168-28.67	79.04	8	344	70.0	.19
54	9	2:27:58.74	15-27.94	168- 3.99	50.00	4	347	106.0	.84
55	9	2:48: 2.06	17-48.95	167-28.06	52.03	15	273	77.0	1.86
56	9	6:20:48.60	18-38.59	168-42.86	32.99	13	341	95.0	.35
57	9	7:13:42.47	17-36.50	167-47.22	30.18	9	299	44.0	.27
58	9	17:46:27.21	18- 1.19	168-12.13	28.84	6	335	31.0	.85
59	9	22: 8:50.36	17-23.22	167-54.16	50.03	8	235	47.0	.31
60	9	22:10:28.54	15-55.89	166-50.03	2.15	10	245	56.0	6.22

MAI 1980 (Suite)

NS	JOUR	HEURE	LAT. SUD	LONG. EST	PROF.	NR	GAP	DMIN	RMS
61	9	23: 5: 7.88	15-58.47	168-34.42	126.51	4	316	137.0	.07
62	10	6:16:17.80	18-12.13	168- .54	46.01	8	348	56.0	.24
63	10	16: 3:23.30	16-56.75	167-26.72	34.60	5	219	49.0	.56
64	10	16:54:18.60	18- 8.84	167-55.22	48.26	8	347	55.0	.19
65	10	18:54:29.21	18-47.41	167-47.07	35.00	6	352	164.0	.51
66	10	18:26:55.81	17-50.20	168- 4.64	30.17	12	268	17.0	.51
67	10	18:46:37.43	18-23.53	167-22.74	50.00	8	340	195.0	.90
68	10	21:29:45.27	17-31.44	167-54.13	22.59	8	314	38.0	.09
69	10	23:41:14.13	17-28.96	168- 1.60	32.91	11	181	32.0	.19
70	11	9:11:43.71	17-24.06	167-44.06	15.26	17	215	60.0	.77
71	11	11: 1: 3.83	14-30.55	168- 1.73	26.58	13	304	108.0	1.11
72	11	17: 8: 5.18	17-23.91	167-49.43	12.00	9	286	53.0	.31
73	12	1:42:32.85	15-29.08	167-42.40	115.61	7	255	62.0	.22
74	12	5:26: 8.51	15-18.59	167-26.78	123.44	17	175	32.0	.22
75	12	18:14:27.45	17-10.80	167-46.49	32.22	17	189	62.0	.37
76	12	16:37:31.82	14-22.33	168- 6.99	23.93	12	314	125.0	.40
77	12	16:55: 7.91	14-42.13	168- 2.71	32.58	8	306	170.0	.43
78	12	17:53:35.20	14-34.98	168- 2.11	27.69	13	300	100.0	.57
79	12	18:53:23.51	17-27.21	167-46.62	79.23	10	259	53.0	.24
80	12	19:16:26.23	14-22.89	168-10.12	1.64	12	314	126.0	.40
81	12	21:29: 7.74	17-56.62	167-16.63	36.45	10	287	99.0	.47
82	12	22:56:13.65	14-37.52	168- 3.05	32.40	15	298	96.0	.45
83	12	23:57:31.23	14-23.63	168- 2.38	50.00	6	325	158.0	.53
84	13	2: 5:24.94	17-39.80	168- 1.01	64.69	8	305	19.0	.25
85	13	7: 0:13.88	14-30.77	168- 5.73	33.51	18	303	110.0	.96
86	13	9:36:16.67	17-24.19	167-51.55	53.56	11	244	50.0	.23
87	13	10:22:36.44	17-41.66	167-42.02	37.51	9	312	52.0	.27
88	13	17:17:22.96	17-23.58	167-52.15	50.00	12	197	50.0	.20
89	13	17:19:13.92	17-24.21	167-56.58	61.49	13	187	43.0	.36
90	13	17:20: 1.37	17-23.55	167-47.86	32.73	8	325	55.0	.22
91	13	17:27:22.38	17-25.42	167-48.23	33.36	9	253	53.0	.34
92	13	17:35:35.54	17-21.61	167-46.21	33.41	8	327	60.0	.15
93	13	22: 3:30.86	17-48.35	168-25.36	75.57	8	302	14.0	1.02
94	13	23:17:49.45	15-55.44	168-36.37	135.42	8	263	104.0	8.85
95	13	23:13:36.78	14-37.49	168-25.93	35.00	6	341	187.0	.50
96	14	6:30:18.26	16-36.08	167-34.69	14.37	6	201	20.0	.42
97	14	1: 7:31.09	17-25.34	167-48.45	31.51	8	324	52.0	.10
98	14	2:22:32.82	16-21.07	167-39.51	27.90	4	252	22.0	.12
99	14	3:13:20.58	17- 3.56	167-50.98	50.00	11	169	49.0	.97
100	14	5:19:57.59	17-13.10	167-37.07	40.65	11	212	79.0	.17
101	14	6:16:43.44	16-15.70	167-31.00	41.07	20	100	8.0	.68
102	14	7: 4:15.59	16- 4.57	167-38.69	38.98	9	213	35.0	1.31
103	14	16:27: 5.77	18- 2.06	168-18.31	43.85	8	337	34.0	.24
104	14	19:36:53.05	17-38.99	168- 1.95	31.20	8	299	18.0	.16
105	14	20:43: 1.94	18-18.06	168-13.73	40.40	8	348	63.0	.27
106	14	20:45:43.21	18-43.82	169-21.38	50.00	8	349	156.0	.26
107	14	23:39:14.27	17-37.63	167-56.97	29.99	8	312	27.0	.20
108	15	8:19: 4.42	17-44.63	167-38.04	44.28	10	294	59.0	.19
109	15	14:15: 5.12	18- 1.58	168-17.36	75.37	14	326	32.0	.43
110	15	19:15:23.83	17-29.65	168-20.22	58.76	8	181	5.0	.12
111	16	1:42:55.85	15-57.14	167-57.60	27.38	16	193	33.0	.74
112	16	5: 8:11.90	17-38.79	167-27.62	31.10	10	255	78.0	.31
113	16	5:28:17.56	16-46.71	167-28.05	16.16	14	202	30.0	.52
114	16	12:17:13.48	17-28.38	167-54.24	14.54	8	314	41.0	.14
115	16	22:54:23.49	16-18.59	167-31.26	37.10	9	128	24.0	.33
116	17	1:12:33.87	16-19.46	167-33.44	25.46	5	138	16.0	.03
117	17	2: 0:21.72	17-35.46	167-31.83	43.20	14	247	71.0	.37
118	17	3: 6:15.41	15-27.43	168-20.81	50.00	3	313	131.0	0.00
119	17	4:22:58.17	19- 6.75	169-15.73	28.17	8	351	182.0	.43
120	17	7:15:41.13	18-16.33	168-12.56	46.66	7	347	60.0	.47

MAI 1950 (Suite)

NS	JOUR	HEURE	LAT. SUD	LON. EST	PROF.	NA	GAP	DMIN	RMS
121	17	11: 5:41.03	19-13.37	168-15.58	104.40	5	359	164.0	.18
122	17	15:31:22.38	14-11.42	167-57.22	50.00	12	322	164.0	.72
123	17	16:33:36.86	17-29.21	167-51.60	48.60	19	209	44.0	.50
124	17	18:15: 7.83	17-46.87	168- 6.65	55.40	9	303	20.0	1.49
125	17	18:45:55.76	17-32.92	168- 5.70	65.68	9	208	22.0	.50
126	17	19:26:52.58	18-40.34	168-30.38	32.84	9	348	105.0	.29
127	17	19:35:16.51	17-27.71	167-47.21	48.04	8	324	52.0	.20
128	18	0: 6:24.26	17-30.86	167-55.35	49.21	14	205	37.0	.61
129	18	0: 6:57.98	17-28.99	168- 2.20	56.27	13	186	33.0	.67
130	18	0:39:31.40	17-28.17	167-41.74	31.43	13	226	59.0	.85
131	18	0:46:36.00	18-39.43	168-33.84	35.20	8	349	105.0	.27
132	18	11:34:31.79	17-20.69	167- 6.95	36.45	16	250	98.0	.58
133	18	19:14:53.26	17-27.07	167-52.59	43.38	14	224	45.0	.42
134	18	19:44:39.77	15-12.55	167-24.73	128.43	16	202	31.0	1.91
135	19	0:51:25.75	17-44.12	168- 7.29	30.78	8	305	7.0	.19
136	19	6:47: 4.21	17-36.43	167-56.17	39.77	5	342	30.0	.02
137	19	11:54:16.54	18-44.76	168-58.81	50.01	8	349	132.0	.23
138	19	13:39:38.91	17-43.60	167-36.72	22.14	12	260	61.0	.40
139	19	13:41:26.10	17-48.67	168-41.15	42.76	6	324	40.0	.23
140	19	19: 8: 6.98	16-55.75	166-57.43	34.31	24	232	68.0	.88
141	20	0:37: 7.74	17-43.60	168- 4.54	58.74	8	309	12.0	.27
142	20	0:49:47.56	15-44.75	167-11.24	28.32	19	107	13.0	.44
143	20	0:50:24.68	15-44.57	167-11.99	30.72	18	104	13.0	.47
144	20	7:27:29.67	18- 1.09	168-18.52	68.18	7	335	31.0	.40
145	20	7:41:51.93	17-41.22	168- 1.05	34.46	10	262	18.0	.28
146	20	8:27:39.65	15-51.36	167-17.42	25.78	14	118	27.0	.48
147	20	21:27:14.94	17-36.75	167-34.97	15.70	14	247	65.0	.41
148	20	23:19:23.58	16- 9.73	168- 9.86	181.82	6	230	59.0	.66
149	20	23: 1:40.84	17-18.60	168- 9.17	69.64	8	181	25.0	.42
150	20	23:11:42.97	18-25.99	168- 2.73	93.93	14	224	82.0	.96
151	21	1:23: 3.59	17-56.27	168- 3.18	32.59	7	338	27.0	.23
152	21	1:23:47.00	16-42.27	167-31.43	30.54	16	185	24.0	.44
153	21	2:37: 9.00	18-21.87	168-30.14	30.84	8	344	72.0	.48
154	21	7:49:53.27	16- 1.57	167-58.27	183.32	27	183	25.0	.32
155	21	16:29:49.51	17-13.79	167- 4.47	35.87	15	247	88.0	.42
156	21	17: 5:34.04	17-53.93	168-19.58	44.93	7	321	18.0	.21
157	21	17:49:53.75	17-33.94	167-56.83	27.60	8	308	31.0	.09
158	21	18:29:36.67	17-35.55	167-57.01	29.47	9	277	29.0	.22
159	21	20:40: 9.50	19-22.82	168-56.93	66.27	7	353	194.0	.34
160	21	21:21:50.53	15-58.82	167-31.54	23.33	4	311	60.0	0.00
161	22	7:59:34.12	18-19.93	168-23.31	32.76	8	345	66.0	.43
162	22	13: 5:31.01	16-25.38	168- 4.30	203.24	5	216	27.0	.14
163	22	21:16:56.03	17-33.00	167-18.73	35.75	8	253	95.0	.21
164	22	21:51:10.42	15-44.70	167-26.77	39.96	4	235	42.0	.20
165	23	4:51:41.16	17-37.70	167-57.55	26.93	6	310	26.0	.26
166	23	8:14:45.28	17- 2.41	168-13.29	43.63	10	129	15.0	1.43
167	23	10: 2:57.17	17-46.23	168-29.61	42.41	6	305	20.0	.23
168	23	16:11:39.83	15-15.64	168- 5.27	50.00	5	284	107.0	.71
169	23	19:41:28.23	16- 0.09	167-33.35	38.82	13	142	16.0	.61
170	24	0:56:51.55	17-33.99	167-57.09	36.93	10	245	31.0	.31
171	24	10:38: 8.89	18-27.19	167-18.36	50.00	13	310	123.0	1.70
172	24	13:32:13.95	16-43.32	167-45.81	17.87	5	291	28.0	.17
173	24	13:43: 8.86	19-28.51	169-23.53	50.00	8	353	211.0	.53
174	24	21:25:30.76	16-49.80	167-51.19	21.10	18	147	32.0	.44
175	24	22:49:46.51	16-44.73	167-41.02	32.82	7	230	34.0	.26
176	24	23:23:32.94	14-46.16	167-58.51	50.00	8	308	123.0	.70
177	25	4:13:36.86	18- 6.68	168-16.91	32.17	9	342	41.0	.75
178	25	7:19:10.37	17-57.71	167-19.37	36.74	8	346	95.0	.27
179	25	11:29: 8.79	15-44.69	167-11.56	27.08	4	181	26.0	.34
180	25	11:55:18.46	16-56.90	167-25.90	23.69	5	222	49.0	.15

MRI 1980 (Suite)

NS	JOUR	HEURE	LAT. SUD	LON. EST	PROF.	NR	GAP	DMIN	RMS
181	25	15:15:12.94	15-34.77	167-13.31	113.96	9	190	12.0	.18
182	25	15:47:33.94	16-23.88	167-30.44	20.42	6	126	15.0	.27
183	26	3: 5:29.93	16-57.55	167-21.28	24.36	17	218	50.0	.43
184	26	8:45:14.21	17-36.46	167-59.34	28.83	8	303	25.0	.17
185	26	8:14:58.23	15- 9.16	167-28.61	108.93	14	253	41.0	.62
186	26	10:23:43.34	18- 7.11	168-15.31	31.27	8	342	42.0	.13
187	26	16: 2:39.92	16-42.11	167-34.42	26.88	9	173	27.0	.19
188	26	17: 2:28.72	16-19.47	167-36.03	28.55	7	107	28.0	.14
189	26	19:48: 8.35	17-52.37	168-24.83	50.00	3	329	18.0	.01
190	26	20:20:59.45	17-33.91	167-57.34	39.35	8	307	30.0	.30
191	26	20:47:14.59	15- 7.12	167-36.88	131.79	9	293	68.0	.37
192	26	22:29: 6.62	17- 2.70	167-36.12	25.00	9	274	67.0	3.40
193	27	3: 2:53.39	16-26.09	167-42.44	19.53	11	95	31.0	.56
194	27	6:27:24.84	15-32.67	167-32.03	117.17	10	238	43.0	.99
195	27	10:51:16.68	18-15.23	168-15.03	42.47	9	347	57.0	.36
196	27	14:56:55.99	15-58.07	166-31.54	33.12	19	273	46.0	.51
197	27	15:56:52.67	16- 9.88	167-36.00	38.18	6	180	41.0	.44
198	27	20:35:10.76	18-14.20	166- 5.92	50.00	4	359	228.0	.66
199	28	9:23:55.31	18-10.55	168-15.48	30.08	8	345	49.0	.41
200	28	12:43:37.44	18-23.00	169-11.57	83.76	8	346	117.0	.58
201	28	20:29:29.54	17-43.03	168-26.41	73.61	9	279	14.0	.24
202	29	6: 0:43.92	18-14.33	168-22.07	31.60	8	343	56.0	.41
203	29	2:30:54.66	17-39.97	167-45.06	15.75	8	331	47.0	.35
204	29	7: 6: 8.03	17-43.77	168-13.78	52.81	13	178	5.0	.29
205	29	13:48:44.51	17-26.26	168-11.63	39.86	7	195	16.0	2.04
206	30	3:34: 7.42	19-11.37	168-48.00	44.58	8	352	169.0	.21
207	30	3:54: 7.59	18- 8.82	168-15.17	32.03	9	344	45.0	.28
208	30	11:49:58.82	18-20.29	168-12.42	27.94	7	349	67.0	.25
209	30	21:23:56.87	17-58.10	168- 1.86	26.74	7	340	32.0	.12
210	30	23:29:35.07	18- 8.00	168- 9.53	62.80	8	343	45.0	.45
211	31	3:54:27.10	17-36.39	167-14.00	36.45	12	272	102.0	.63
212	31	10:54:32.77	17-17.74	167-56.19	37.65	9	225	46.0	.14
213	31	12:13:10.51	17-31.96	168- 1.31	36.51	8	295	28.0	.21
214	31	14:37: 1.38	17-52.92	167-47.85	23.70	8	337	45.0	.32
215	31	16: 8:50.84	17-36.82	167-57.28	28.20	8	310	28.0	.13
216	31	20:14:36.74	14-50.03	167-20.45	108.45	17	295	40.0	.28
217	31	23:38:23.81	17-32.76	167-19.65	38.53	15	252	93.0	.49

RAPPORT SUR LA CRISE DE SISMICITE
DANS LA REGION DES ILES BANKS

Rapport sur la crise de sismicité de mai - juin - juillet 1980
dans la région des Iles Banks.

Le 12 mai 1980 (T.U.) un séisme assez fort s'est produit près de l'île de Mere Lava.

Les caractéristiques de ce séisme, localisé à l'aide du réseau ORSTOM-Cornell sont les suivantes :

Heure : 16 H 37 mn 32 sec (T.U.)

Latitude : 14° 23.3' Sud

Longitude : 168° 07.0' Est

Profondeur : 24 km

Magnitude : 6.3

Il a été suivi de quelques répliques (cf. carte mai 1980) dont une relativement forte de magnitude 5.6.

A la date du 9 juillet, la sismicité de la région où s'est produit ce séisme a été analysée jusqu'au 24 juin.

Les cartes de sismicité de mars et avril ainsi que la figure 1 montrent que peu de séismes ont eu lieu dans cette région jusqu'au 17 avril.

A partir du 18 avril, on observe un regain de l'activité sismique, caractérisée par deux faits importants :

- la magnitude maximale journalière n'augmente pas (cf. figure 2), et le nombre de séismes observés n'excède pas 5 par jour (figure 1);

- cette sismicité est très diffuse : elle couvre une région de plus de 2 degrés carrés et la profondeur des séismes est très variable. (Légende des symboles utilisés sur les cartes; cf. fin du rapport).

Le séisme du 13 mai a eu lieu dans une zone où aucun séisme n'a été localisé jusqu'à la fin avril (zone délimitée par un trait discontinu sur la carte d'avril).

Depuis le 12 mai, le niveau de sismicité n'a guère diminué dans la région. Cependant :

- la sismicité est restée diffuse (excepté les répliques du séisme du 12 mai)
- d'autre part, elle a quasiment disparu au nord de 15.2° de latitude Sud.

Cependant, le 9 juillet (T.U.) un séisme de très forte magnitude a eu lieu près de Vanua Lava, dont les caractéristiques sont les suivantes :

Heure : 23 h 19 mn 42 s. (T.U)

Latitude : 13° 52.7' Sud

Longitude : 167° 15. 2' Est

Profondeur : 20 km.

Magnitude > 5.6 (valeur déterminée sur une autre station que celle servant d'étalon).

(Les données entre le 24 juin et le 9 juillet sont, à cette date en cours d'analyse).

On observe donc une migration de la sismicité vers le nord. Cette migration sur des distances assez importantes, si l'on juge la différence de localisations des 2 séismes du 12 mai et du 9 juillet semble impliquer que la sismicité soit due au mouvement des plaques dans cette zone de subduction plutôt qu'à un réveil d'activité volcanique localisée.

Cependant, la position excentrée de cette zone de sismicité par rapport au réseau ne permet pas d'enregistrer les séismes de très faible magnitude. Il apparaît donc souhaitable, surtout si l'activité sismique que l'on peut mettre en évidence par le réseau se poursuit, de procéder à une surveillance sismologique à l'aide de stations portables sur certaines îles des Banks pour vérifier l'éventuelle permanence de foyers de microséismes.

Le sismologue : J.L. CHATELAIN

Le Chef de section : J. RECY

14 S

1er - 24 JUIN 1980

15 S

16 S

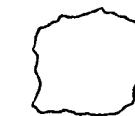
166 E

167 E

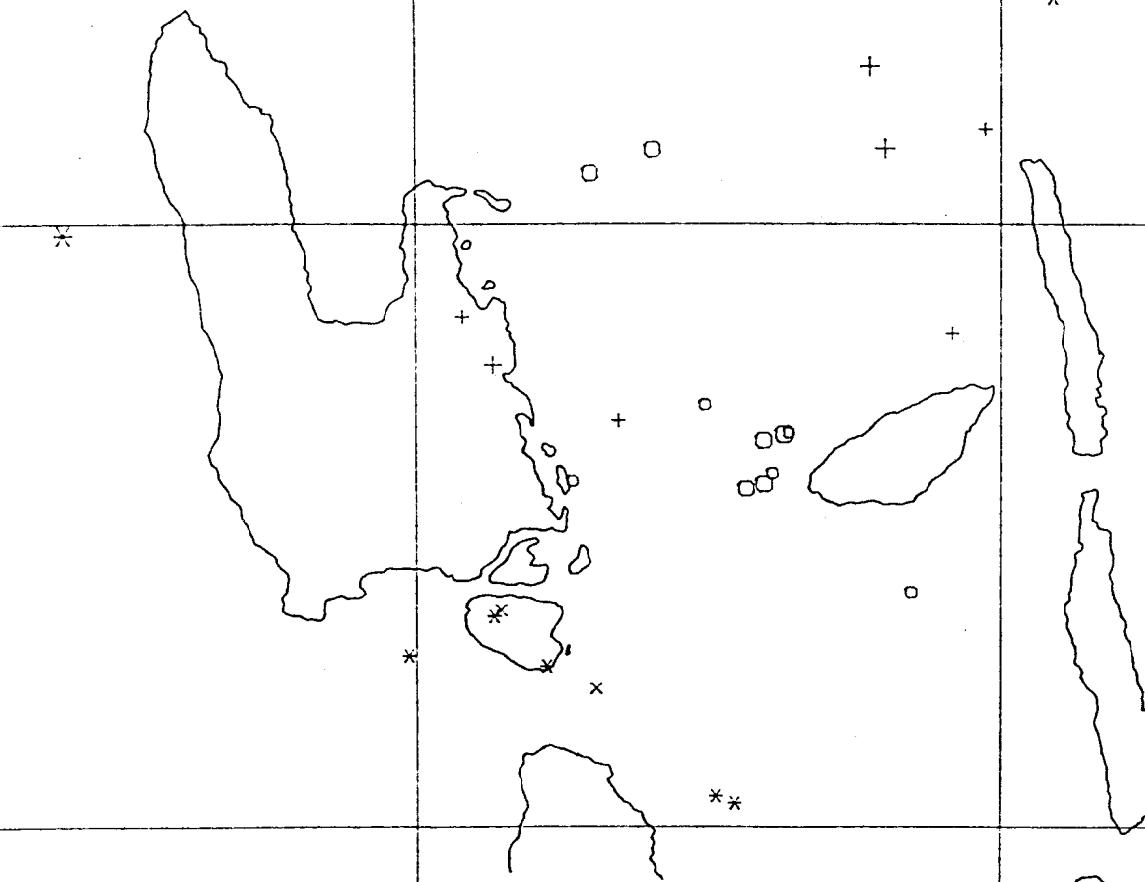
* * 168 E

- 107 -

ILES BANKS



o Méré Lava



14 S

MAI 1980

15 S

16 S

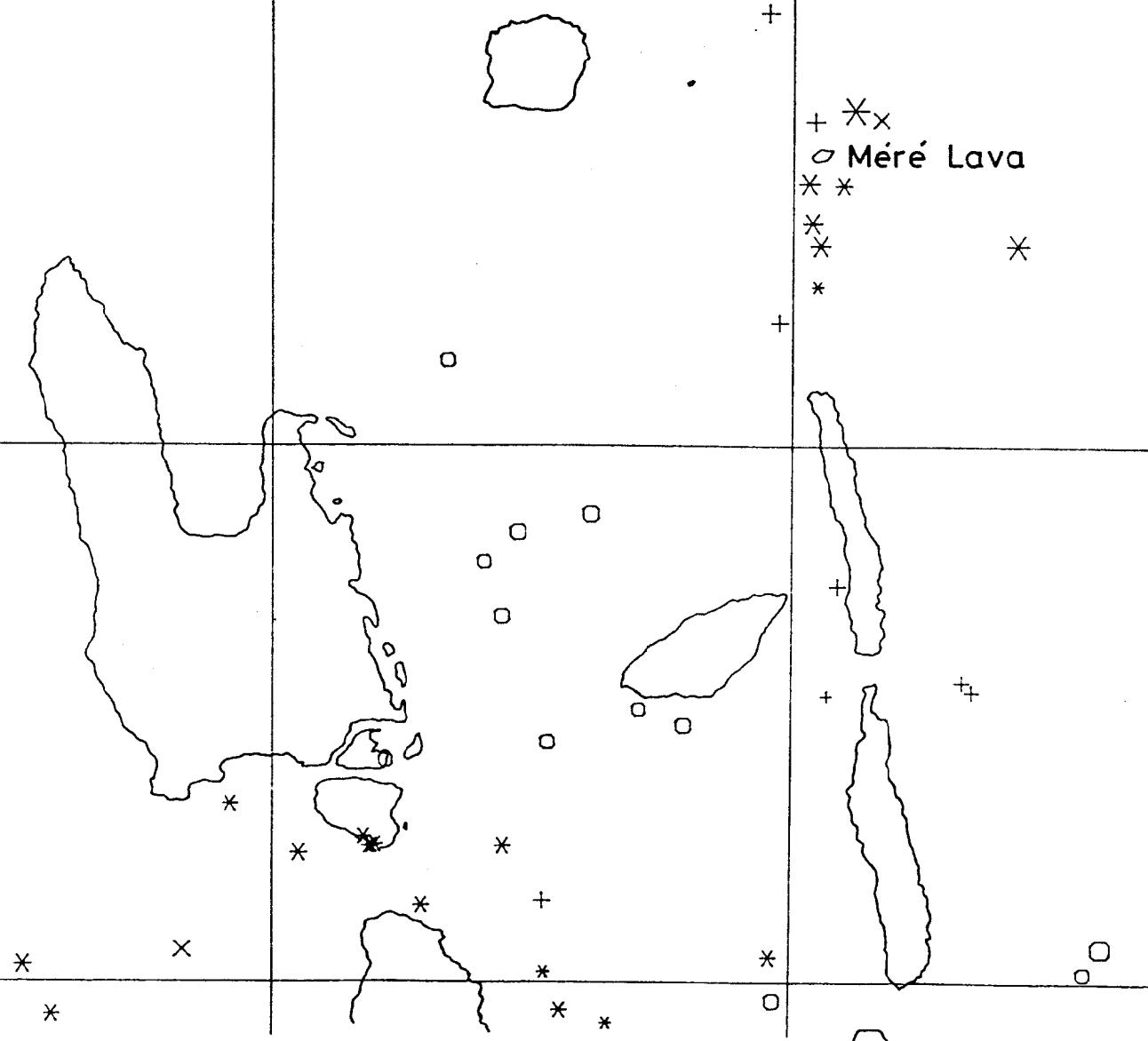
166 E

167 E

168 E

- 601 -

ILES BANKS



14 S

MARS 1980

15 S

16 S

166 E

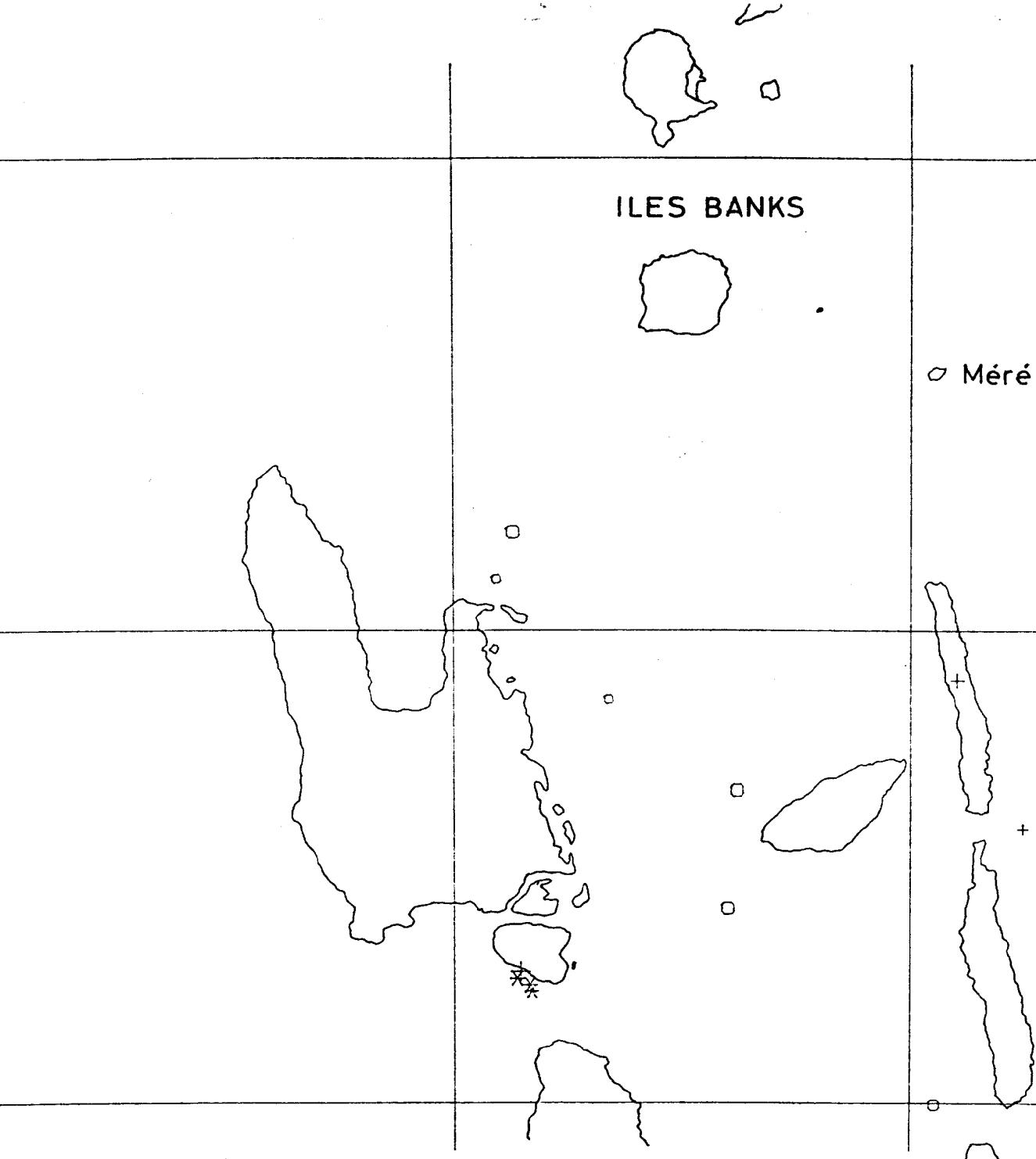
167 E

168 E

*

ILES BANKS

o Méré Lava



14 S

AVRIL 1980

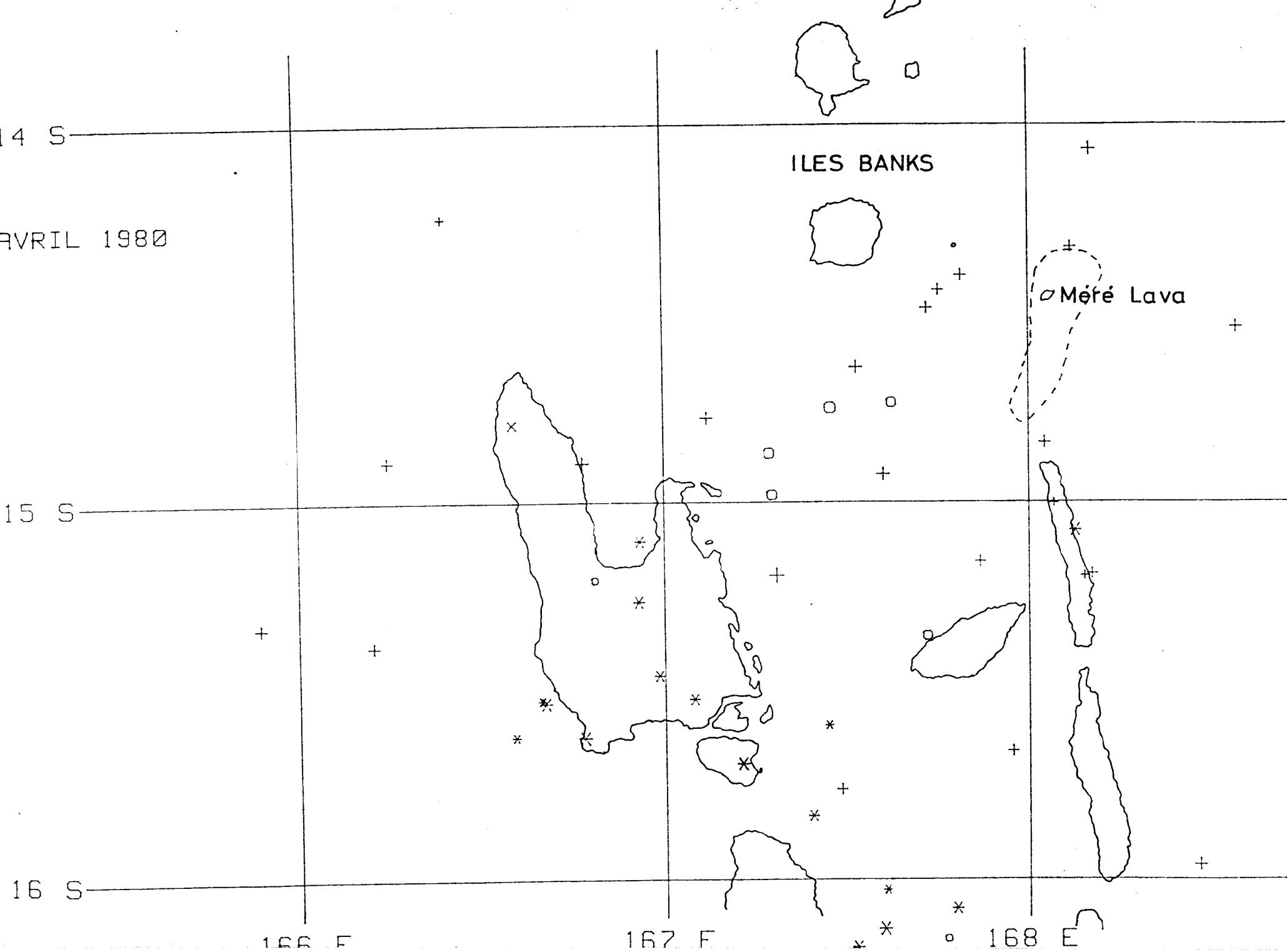
15 S

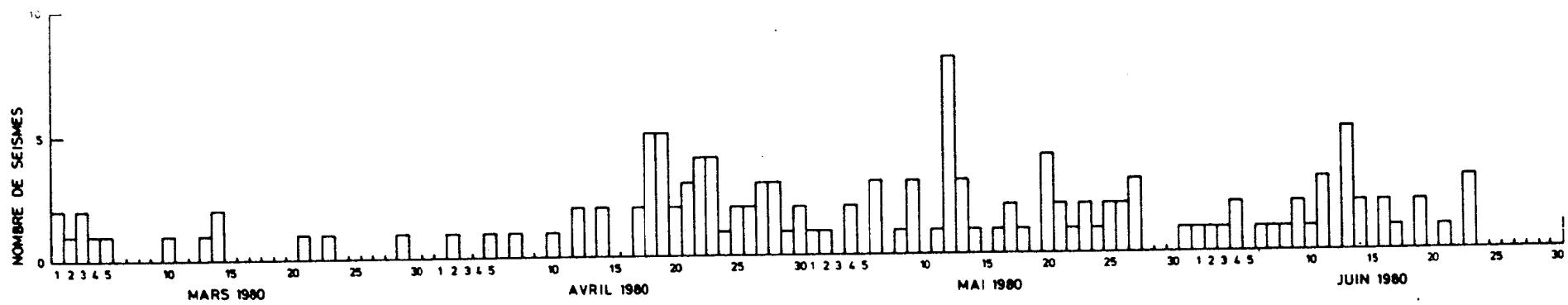
16 S

166 E

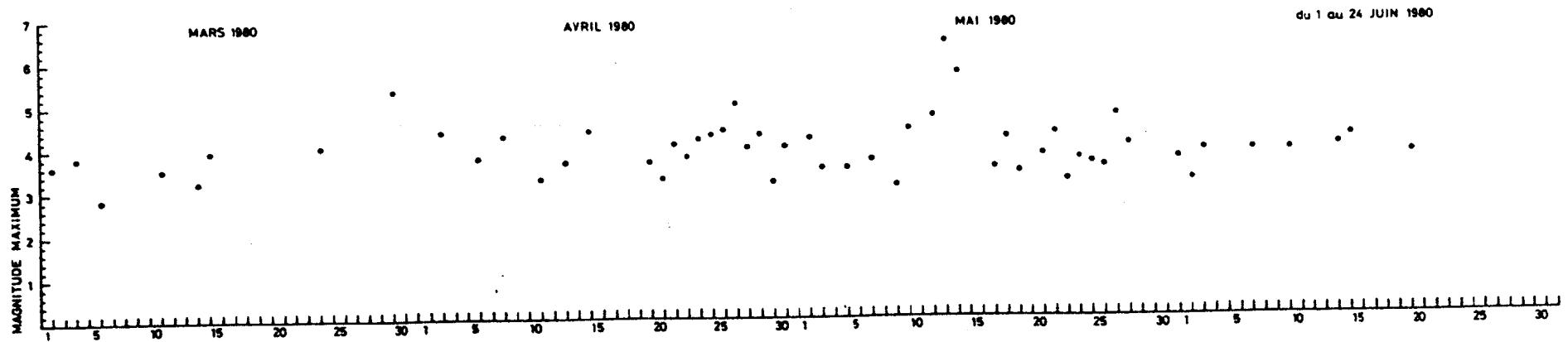
167 E

168 E





- 115 -



ARTICLES SUR LA SISMICITE EN AFGHANISTAN

MICROEARTHQUAKE SEISMICITY AND FAULT PLANE SOLUTIONS IN THE HINDU KUSH REGION
AND THEIR TECTONIC IMPLICATIONS

J. L. Chatelain,¹ S. W. Roecker,² D. Hatzfeld,¹ and P. Molnar²

Abstract. The nature of the Hindu Kush intermediate seismic zone was studied in two microearthquake investigations in 1976 and 1977. By testing several sources of uncertainty the precision of about 600 earthquake locations was estimated to be about 5 km in epicenter and 10 km in depth. Projections of the earthquake locations from several perspectives reveal several regions of aseismicity as well as a highly contorted nature of the active regions. Very little seismicity was recorded in the crust from 0- to 70-km depth. The part of the zone southwest of about 37°N, 71.5°E and shallower than about 160 km is broad and seems to dip north at progressively steeper angles from west to east. Fault plane solutions for this region do not reveal a simple consistent pattern. This region is separated from another active region to the northeast by a curved gap that is nearly 50 km wide. Northeast of this gap the zone dips to the southeast. In the western portion there is an aseismic region around 160-km depth that separates the contorted shallower zone from a narrow (15-20 km wide), consistently steep, deeper zone. As in island arcs, the fault plane solutions for the deeper events show T axes generally lying within the plane of seismicity and P axes perpendicular to the plane. In contrast to island arcs the T axes in general are not parallel to the dip direction, and there seems to be greater variation in the orientation of these axes. The entire western zone plunges to the west at about 20°, and most of the T axes plunge steeply to the west. In detail, the earthquakes tend to occur in clusters that leave aseismic gaps between the clusters. There is a distinct gap of about 15-km width near 70.7°E. This gap seems to separate events with fault planes solutions that in the west have westward plunging T axes and in the east have eastward or vertically plunging T axes. Although many of these features were not detected in previous studies of this region, the data from those studies are consistent with the dips, changes in dip, gaps, and breadth of the seismic zone. Both the variations in dip and breadth of the active zones and, for one gap, the difference in fault plane solutions of earthquakes on either side of it, make the role of the gaps as boundaries clear and suggest their long-term existence. We infer that the configuration of the Hindu Kush seismic zone could possibly be the result of the subduction of oceanic litho-

sphere from two separate, small basins in opposite directions. The age of the subducted lithosphere is probably greater than 70 m.y., and subduction probably has occurred over a relatively short duration. The rate of subduction probably has been between 20 mm/yr and 48 mm/yr. Correlations of seismic trends with surficial features suggest that in the south the Hindu Kush suture zone lies along or somewhere between the Panjer and Kunar faults and that in the north the Pamir suture zone lies near the Darvaz-Karakul fault. Finally, it seems that the protrusion of India into Eurasia has been a major factor in developing the present configuration of the zone.

Introduction

The upper mantle beneath the mountainous Hindu Kush region of northeastern Afghanistan is the site of a tectonically complex area. Although it is not clearly associated with any island arc system, this region is perhaps the most active zone of intermediate depth (70-300 km) earthquakes in the world. The region is therefore interesting, since it provides a setting for examining deep-seated tectonic processes in a collision zone as well as allowing a study of intermediate depth seismicity as a phenomenon in itself.

Because of its proximity to the Eurasian-Indian plate boundary the Hindu-Kush seismic zone is believed to be grossly related to the convergence of the Indian and Eurasian subcontinents. The scenarios offered by various authors for the existence of the zone, however, cover a wide spectrum. Many authors [Billington et al., 1977; Isacks and Molnar, 1971; Khalturin et al., 1977; Nowroozi, 1971, 1972; Santo, 1969] have suggested that the zone is evidence of subducted oceanic lithosphere, possibly remnants either of the Tethys Sea or of a marginal interarc basin. Explanations of this type are complicated by the unusual configuration of the zone, which seems to be much more contorted than is typical of island arcs, and other interpretations have been given. Santo [1969], for example, on the basis of what he interpreted to be a V-shaped zone of seismicity, suggested that two lithospheric layers had been underthrust from different directions in the same place. Alternatively, Vinnik et al. [1977] and Vinnik and Lukk [1973, 1974] interpret the activity as the result of a downward extension of a Paleozoic shieldlike structure. In their scenario this structure defines a 300-km-thick tectosphere that is being stressed by compressive forces somehow associated with the Himalayan fold belt. The wide range of explanations is indicative of a lack of conclusive evidence, such as large numbers of precisely determined earthquake locations or compatible relations to surficial geology.

¹Laboratoire de Geophysique Interne, Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et de Mécanique, B.P. 53, 38041 Grenoble, France.

²Department of Earth and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts 02139.

To help resolve the origin of the intermediate seismic zone, we carried out investigations of microearthquakes in the Hindu Kush region in both 1976 and 1977. Our immediate objectives were to define accurately the configuration of the seismic zone and to determine more fault plane solutions of earthquakes of the region over a larger portion than has been possible using data from the World-Wide Standardized Seismic Network (WWSSN) alone. Despite the short duration of these studies - 2 weeks in 1976 and 1 month in 1977, the high activity of the area (40 locatable events per day) made these objectives feasible. In order to infer the long-term nature of some of the features in the seismicity we compare the results of these investigations with those from previous studies made of the Hindu Kush region. These include the results of a 2-year microearthquake study by Soviet scientists in 1966-1967 [Roecker et al., 1980] as well as the teleseismic studies of Billington et al. [1977] and Santo [1969].

Data

Recording Procedure

From June 11 to July 13, 1977, we operated 11 Sprengnether MEQ-800 smoked paper recording systems circling the Hindu Kush in north-eastern Afghanistan (Figure 1). In addition, we obtained copies of short-period records from the Seismic Research Observatory (KBL) in Kabul. The stations were distributed to allow precise locations of intermediate depth (70-300 km) events. However, owing to various geographical and political limitations (e.g., bad roads and proximity to borders with neighboring countries) we were unable to put stations further east or north of the zone. Nevertheless, the wide range of takeoff angles along with adequate recording of the other azimuths seems to compensate for lack of coverage on the north and east.

The Sprengnether stations operated

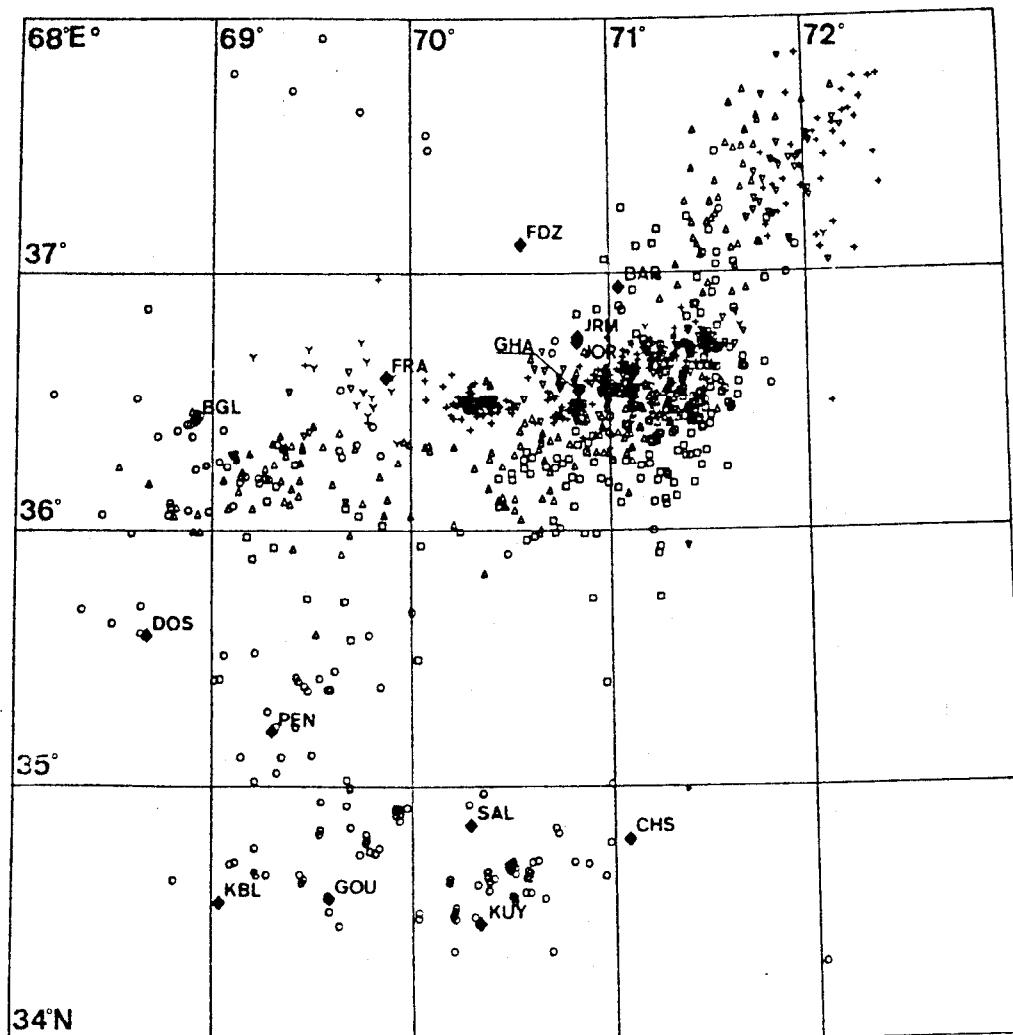


Fig. 1. Arrangement of seismographs and location of epicenters during the 1977 investigation. Station locations are indicated by solid diamonds. The epicenters are plotted with symbols corresponding to depth (z) intervals as follows: open circles, $0 \leq z \leq 50$ km; squares, $50 \leq z \leq 100$ km; triangles, $100 \leq z \leq 150$ km; inverted triangles, $150 \leq z \leq 200$ km; pluses, $200 \leq z \leq 250$ km; and y's, $z \geq 250$ km.

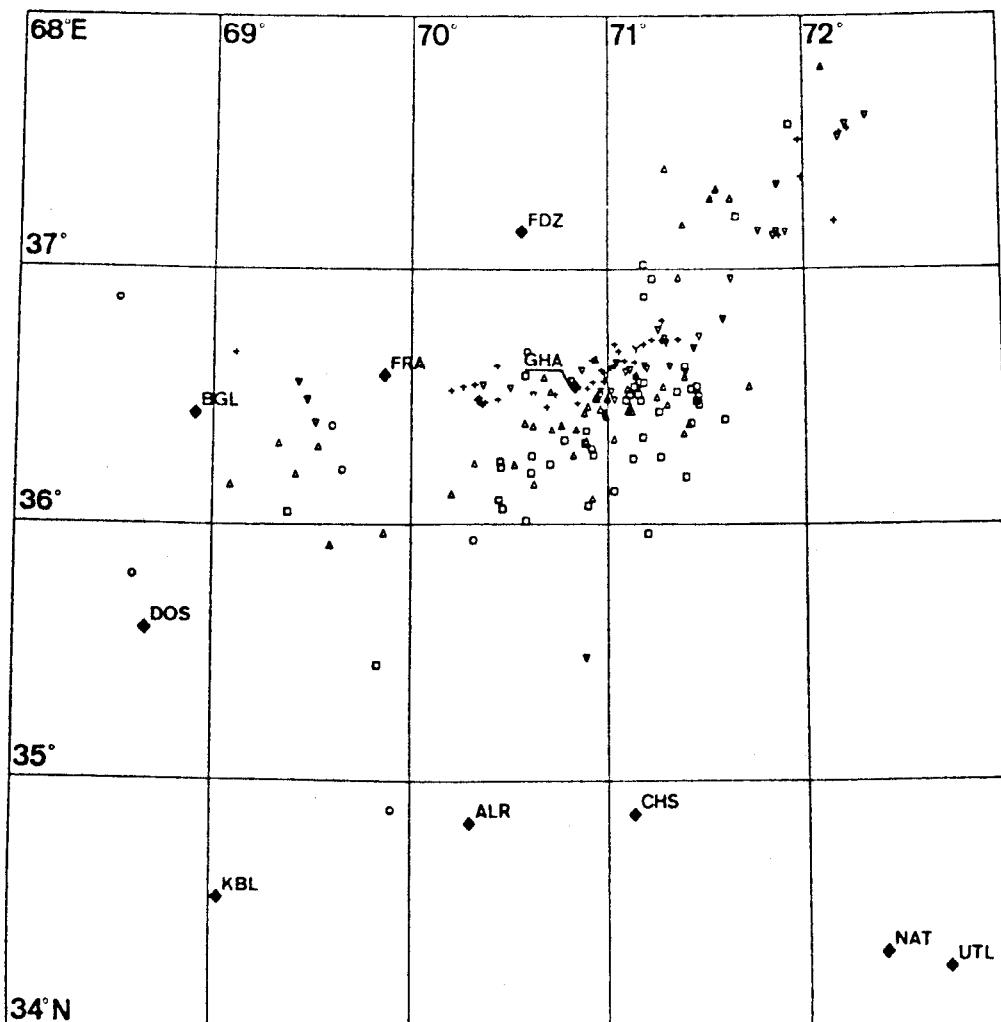


Fig 2. Arrangement of seismographs and location of epicenters during the 1976 investigation. Symbols for stations and epicenters are the same as in Figure 1.

continuously throughout the duration of the investigation. All of the stations were equipped with 1-Hz L4-C vertical seismometers. The filters on the instruments were set to allow a flat velocity response to frequencies between 0.3 and 30 Hz, and the amplifier gains were set at either 78 or 84 dB. The amplification of the signal from the ground motion to the trace on the record is about 500,000 at 84 dB and 250,000 at 78 dB. Traces were recorded by a fine stylus on kerosene smoked paper fixed to a rotating drum. The drum rotated at 60 mm/min at most stations and 120 mm/min at KUY. The records were changed every 2 days at all stations except KUY (which was maintained daily) and the clock drift was checked by recording a time signal transmitted by the ATA station in New Delhi. Station locations were determined using topographic maps with a scale of 1:250,000. The short-period records obtained from KBL were in ink and were recorded at 120 mm/min. Maintenance on these instruments was performed daily by members of Kabul University. The data accumulated during this investigation will be the primary topic in the discussion below.

A preliminary field study for the work in

1977 was made between August 18 and 31, 1976 [Chatelain et al., 1977]. During that time we operated seven stations in a configuration similar to that in 1977 (Figure 2). The field procedure was essentially the same as that in 1977. These data were supplemented by recordings from short- (and sometimes long) period instruments in Kabul and from the Lamont-Doherty array near Tarbella Dam [Armbruster et al., 1978].

Analysis of Data

In Appendix A¹ we give an extended discussion of the procedures used to analyze the seismograms, the reasoning behind our estimates of the uncertainties in the arrival times, a long discussion of the tests made to evaluate errors in locating the events, and the logic behind the criteria used to assign uncertainties

¹Appendix is available with entire article on microfiche. Order from the American Geophysical Union, 2000 Florida Ave., N. W., Washington, DC 20009. Document J80-002; \$01.00. Payment must accompany order.

TABLE 1. Velocities of Layered Model Used to Locate Events

Depth to Top of Layer, km	Velocity of P Wave, km/s
0	6.0
45	8.0
85	8.2
110	8.4
150	8.6
200	8.8

to the location. Here we summarize the results described in Appendix A.

To analyze the 170 seismograms with nearly 45,000 arrivals, we digitized, on a tabletop digitizer, the phases of interest and relevant minute marks. A computer program then computed arrival times. We estimate the uncertainty of impulsive P arrivals to be about 0.1 s and emergent ones to be about 0.2 s, after clock corrections have been added. We used S phases whenever we could confidently pick the onset with an uncertainty of less than 1 s.

To evaluate the uncertainties in the locations, a series of tests were made, using both synthetic and real data. The first test was designed to examine whether or not the program HYPO71 [Lee and Lahr, 1975], which assumes a flat layered structure, could locate events well in a region as large as the Hindu Kush (dimensions 300 km). Travel times to stations from hypothetical events at different locations were calculated for a spherical earth, and the events were relocated with HYPO71. Epicenter had errors less than 0.5 km, and depths were wrong by about 1 km (Table A1). We conclude that the dimensions of the Hindu Kush region pose no obstacle to HYPO71.

The second test explored the effects of random errors on the location. Travel times were calculated to stations for 58 events throughout the zone, and the events were relocated after random errors of 0.1 s for P and 0.6 s for S were added to the synthetic data. The mean mislocation is about 2 km but increases toward the edge of the array to 3 km (Table A2). When standard errors were increased to 0.2 and 1.0 s for P and S, the mislocation increased by about 1 km throughout the array (Table A3).

We then made tests with subsets of the array to determine the precision of the location and to gain insight into which data were redundant. We first selected 15 well-recorded events throughout the array and relocated them with subsets of the stations used initially (Table A4). Provided S waves were used, and provided 8 or more arrivals were used, locations were generally within 2-3 km of one another. Without an S wave the locations were much less reliable. Similar results were found by Buland [1976] and James et al. [1969]. The geometry of the network also is very important. To insure reliable depths, the distance of one station to the epicenter should be less than the depth. Moreover, when the azimuths to all

stations are within 60° of one another, more than eight arrivals are needed. As a second method we calculated uncertainties in location using the covariance matrix relating the data and location (see Appendix A and Figure A1). Results of this analysis agree with those described above and suggest that eight phases, including at least one S phase, are adequate to give a precision of 2-3 km in the locations in most of the region.

Because there are likely to be large lateral heterogeneities in the deep structure of the Hindu Kush while HYPO71 requires a flat layered structure, we also calculated travel times from hypothetical events in a laterally heterogeneous structure and relocated them with HYPO71. The heterogeneous structure was intended to imitate a slab of high-velocity material with maximum velocity contrast of 10%, surrounding the earthquake zone (Figure A2). This was imbedded in the uniform structure used by HYPO71 (Table 1), a modification of that given by Lukk and Nersesov [1970]. The results show that relocations (Table A5) are in error by less than 5 km. When an incorrect choice of the ratio V_p/V_s was assumed (1.70 or 1.76 instead of 1.74), however, the relocated depths were systematically in error by about 10 km (too deep for $V_p/V_s = 1.70$ and too shallow for 1.76). These errors are systematic, so in terms of the precision of the locations the effect of the lateral heterogeneity introduces an error of about 5 km.

All of the results discussed above apply to events in the center of the array. For the deeper events in the western portion, however, the uncertainties could be twice as large.

From these tests we considered as reliable only locations based on at least eight arrivals, with at least one S phase and with at least one station at a distance from the epicenter less

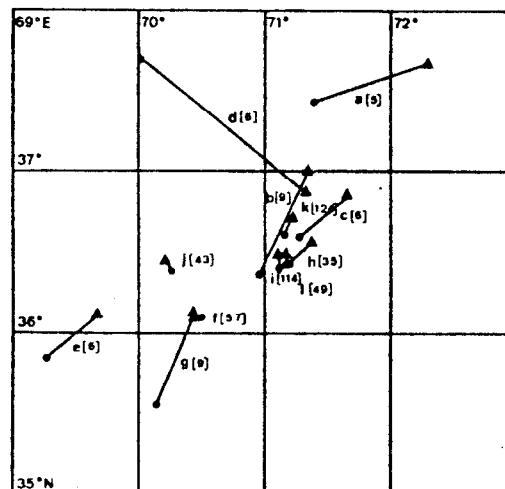


Fig. 3. A comparison of event epicenters located by both the USGS and the 1977 local array. Solid circles are epicenters reported by the USGS, and solid triangles are epicenters located by the local array. Letters near the epicenters specify the events in Table A7. Numbers in brackets refer to the number of stations used by the USGS in locating the events.

than the depth of focus. In addition, when the azimuths to all the stations were within only 60° , only those locations based on 10 or more such stations were considered reliable.

Finally, acceptable locations included only those with root-mean-square residuals (Rms) greater than 0.1 s but less than 0.55 s. Among 1200 initial locations we used only 600. They are listed in Table A6.

We estimate the uncertainties in the epicenter to be about 5–10 km, increasing with a decreasing number of arrivals and decreasing depth. Similarly, depths are uncertain by

5–15 km. For comparison we plotted the locations of events in 1976 and 1977 that were also located by the United States Geological Survey (USGS) (Figure 3 and Table A7). The locations given by USGS for events recorded at more than 40 stations differ by about 10 km in depth and about 5 km in epicentral coordinates from those obtained by the local arrays. USGS locations with less than 40 stations disagree with ours considerably. Agreement in location suggests that both locations are good and that many stations are required to locate an event well teleseismically.

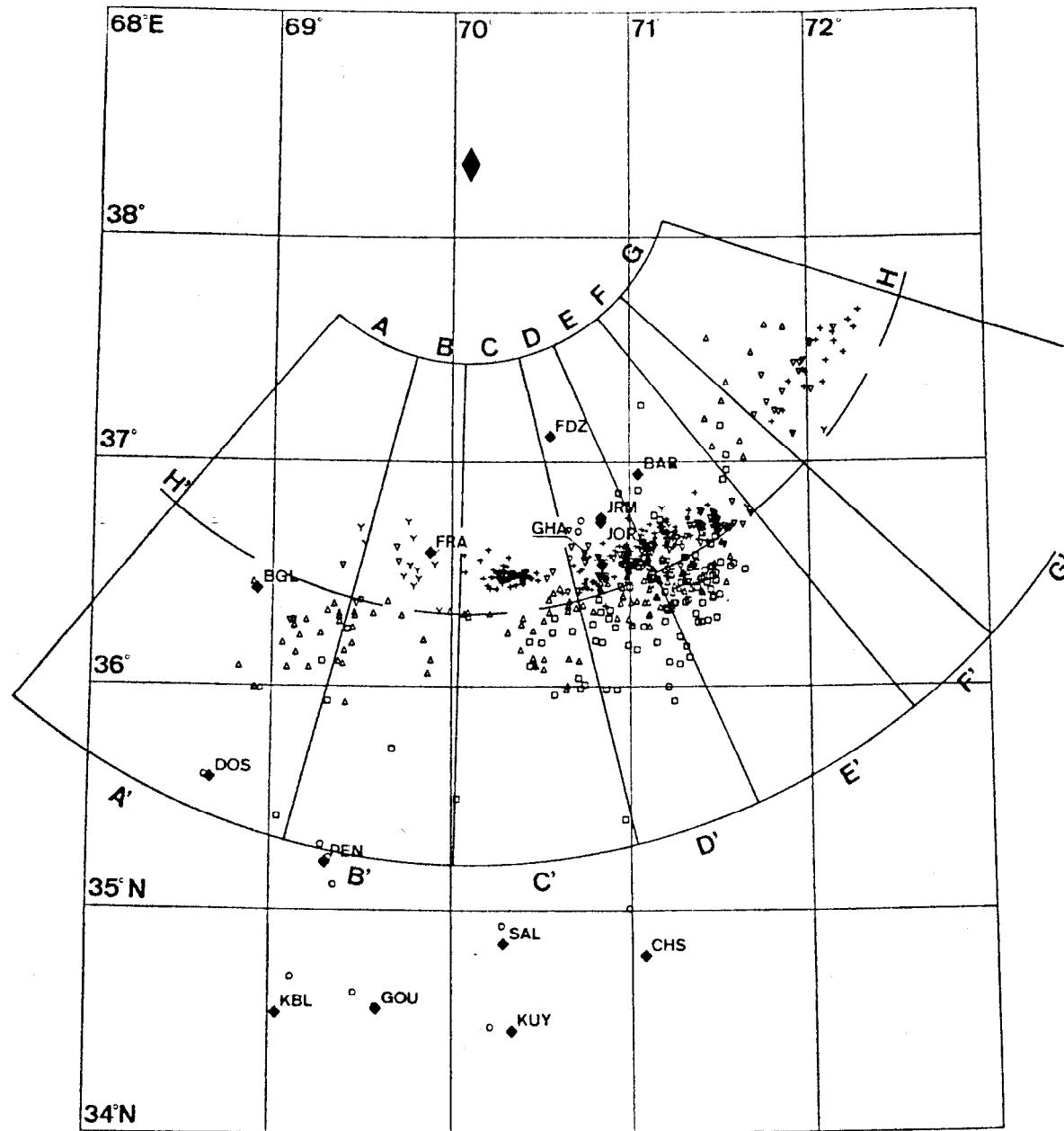


Fig. 4. Map view of the earthquake locations which passed all the quality criteria, along with the plotting scheme for cross sections. In plotting cross sections perpendicular to the trend of the zone, hypocenters are projected onto planes which bisect the sections. The lateral cross section is made by radially projecting hypocenters onto a vertical cylinder, the intersection of which with the map is denoted by the line H'H.

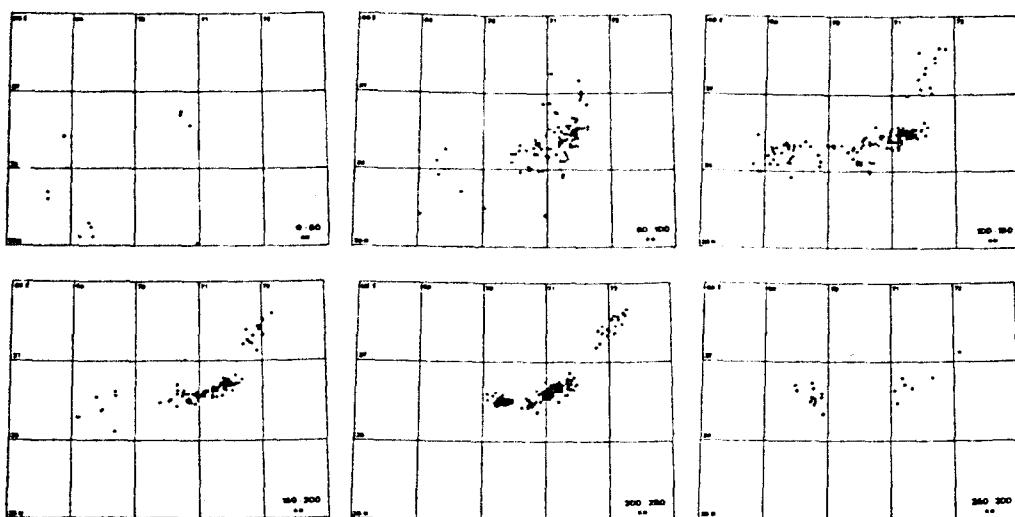


Fig. 5. Map views of the best locations of 1977. Events are divided into 50-km depth intervals.

Results

Mapping Techniques

The configuration of the zone, as revealed in each microseismic study, is displayed by plotting the recorded events in three orthogonal projections. The first consists of a series of plan views which divide the events into intervals of 50-km depth (Figures 5 and 7). The second is a series of vertical cross sections. Because of the basically accurate trend in the seismicity, we chose to divide the zone into several circular sections (Figure 4) and project the events onto planes bisecting the sections (Figures 6 and 8). Such projections are everywhere nearly perpendicular to the trend of the zone. In the third perspective the events are projected radially onto a vertical cylinder ($H'H$ in Figure 4), resulting in a lateral section that is approximately parallel to the trend of the zone ($H'H$ in Figures 6 and 8).

The events that met all the quality criteria established above are plotted as solid circles in these diagrams. While it is advantageous not to consider poor locations when describing the seismic trends of an area, it is important to insure that the criteria are not overly biasing the results. Therefore some events that did not meet all the criteria are included in the plots as open circles. First, shallow events with depths less than the distance to the nearest station but otherwise meeting the quality criteria are included in the plots for 1977. This is because this criterion would prohibit nearly all shallow seismicity regardless of how well recorded it is and would thus give a false impression of complete shallow aseismicity. Second, since all the tests described above were based on the 1977 array, the strict application of the criteria to the results of previous studies may be questionable. The configuration of the 1966-1967 [Roecker et al., 1980] array, for example, is somewhat different from that of 1977. Also, while the configuration of the 1976 array is

similar to that in 1977, the uncertainty in the arrival times is somewhat greater owing to the reading techniques used. Therefore in plotting the events from these other studies, the only restriction was that the Rms be less than 0.7.

Description of the Zone

Because of our greater confidence in the 1977 results they provide the basis for our conclusions. Nevertheless, some of the conclusions from this study arise from defining regions of aseismicity. While considerable effort was spent verifying where events actually occur, the task of defining where they do not is more difficult. One can easily argue that 1 month of recording is not sufficient to sample the seismicity adequately. Fortunately, despite both the greater uncertainties and the fewer events in the other investigations of Hindu Kush seismicity, many of the gross aspects of the zone defined by the data from 1977 are apparent in the data from 1976, from 1966-1967, and from the teleseismic studies of Billington et al. [1977] and Santo [1969]. The agreement of all these results verifies the existence of features in the zone for at least 10 years.

In general, the intermediate depth seismicity of the Hindu Kush is confined to a small isolated area, roughly 700 km in extent and bounded on the west at about 69°E (Figure 1). The eastern boundary is beyond the limits of the local arrays, but teleseismic results show the intermediate seismicity ceases at about 75°E [Billington et al., 1977, Figures 2 and 8]. On the whole, the zone is grossly planar and steeply dipping, but several unusual features can be resolved with the 1977 data.

With the exception of some activity in the westernmost part of the zone, there is very little seismicity between 0- and 70-km depth (Figures 6 and 8, Roecker et al. [1980, Figures 2 and 3], Billington et al. [1977, Figures 2, 3, and 4], and Santo [1969, Figure 9]). Krestnikov and Nersesov [1964] inferred that the depth of the Moho is about 65-70 km for at least parts of this region. Therefore the

relatively aseismic region seems to correspond to the crust, with activity beginning abruptly in the mantle below.

The entire zone can be separated into two

regions of activity: one north of 37°N trending to the northeast and another south of 37°N aligned approximately east-west (Figure 5). At depths greater than about 100 km there is a

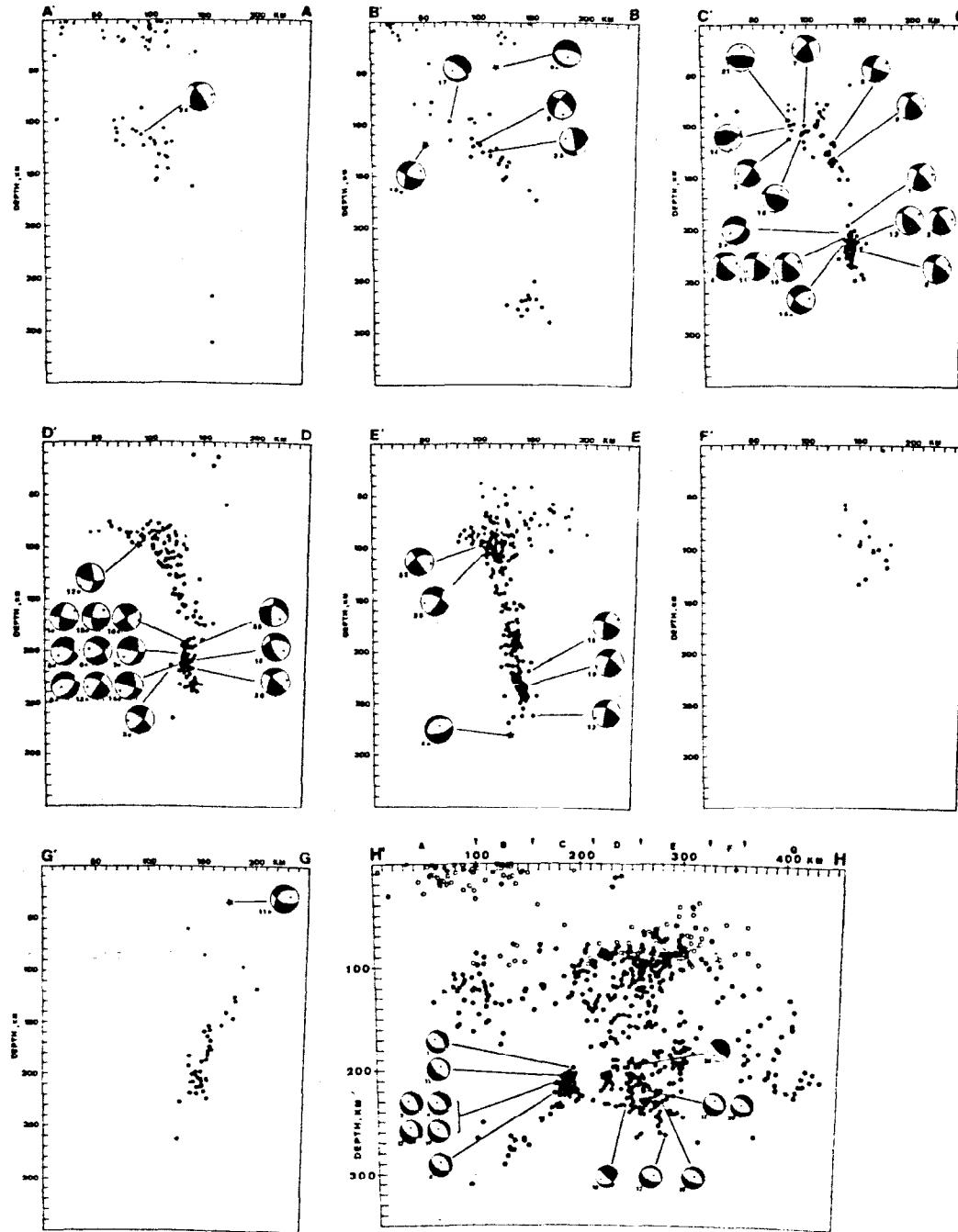


Fig. 6. Projections of 1977 hypocenters and fault plane solutions onto planes perpendicular to the zone ($A'A - C'G$) and onto a cylindrical surface parallel to the zone ($H'H$). In each of the sections perpendicular to the zone the northernmost side is marked by the unprimed letter. In the parallel section $H'H$, H marks the easternmost point, and the boundaries of the perpendicular sections are plotted above the figure. Solid circles represent locations which passed all of the quality criteria. Open circles represent events which passed all of the criteria with the exception of being recorded by a station whose epicentral distance was less than the depth of the event. Fault plane solutions are plotted in back sphere projections. Dark quadrants include compressional first motions, and white dilatational. T axes are plotted as open circles, and P axes as solid circles. Starred solutions are those determined with data from the WWSSN. All others were determined with local data.

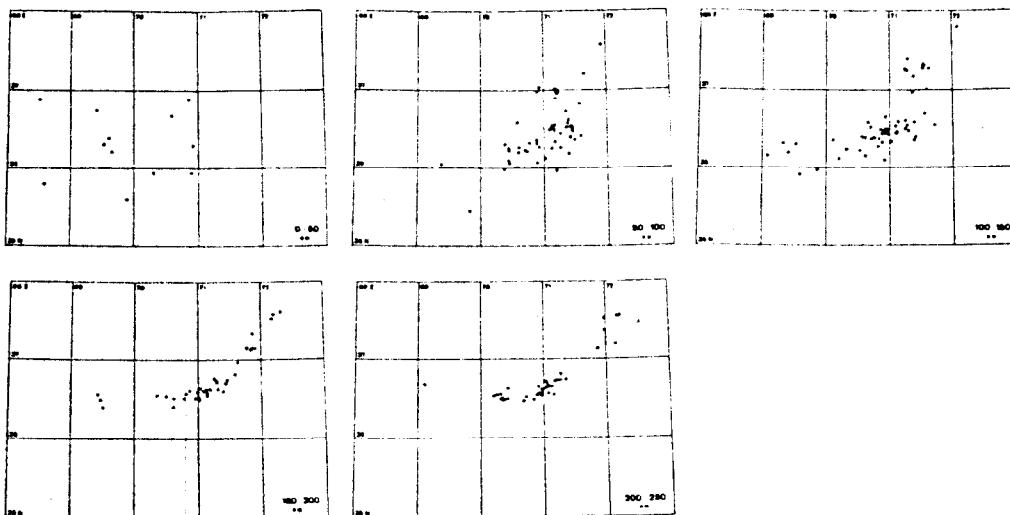


Fig. 7. Map of the best locations of 1976. Events are divided into 50-km depth intervals.

rather wide (~ 50 km) gap between these seismic regions, which appears in all of the local results (Figures 5, 7, and 9). The FF' cross section in Figures 6 and 8 and Figure 3 of Roecker et al. [1980] shows that this gap is well defined at depths greater than 150 km. The lateral projections show some curvature in this gap above 150 km and suggest that it extends down from as shallow as 100 km depth (Figure 9, H'H in Figures 6 and 8, and Roecker et al. [1980, Figure 3]). The seismicity shallower than 100 km that connects these two active regions north and south of 37°N seems to occur in a restricted area roughly 70 km long and 30 km in both width and depth.

The seismic zone south of 37°N can be further divided into two regions: a shallower one between 70- and 170-km depth and a deeper one between 180- and 300-km depth. Only one microearthquake was located deeper than 300 km for the entire zone. The gap between them is about 70 km wide in the west and narrows in the east to about 15-20 km near 70.7°E (Figure 9, H'H in Figure 6 and 8, and Roecker et al. [1980, Figure 3]). This gap is evident in Figures 3 and 4 in Billington et al. [1977], but unfortunately, the entire southern region was plotted on one projection, and identification of this gap in the west is impossible. Santo [1969, Figure 9] shows no real aseismic gap, but he notes a pronounced minimum of events at 160-km depth. We note that when viewed on lateral sections (HH' in Figure 6), the entire southern region seems to plunge west at roughly 20° . This observation is based on the apparent trends of the aseismic boundaries which define the shallower and deeper regions.

In cross section the shallower seismicity defines in the southwestern region a broad zone about 40 km in width (particularly CC', DD', and EE' in Figures 6 and 10). Even with the estimated errors for the locations this shallower region must be at least 30 km thick. In the far west the zone dips north at about 45° and becomes progressively steeper to the east. Although the seismicity appears to be continuous in the shallower region, there seems to be

a relative sparseness in activity roughly 30 km wide centered at about 70.2°E .

The deeper seismicity defines a consistently narrow zone (15-20 km wide) which has a nearly vertical dip (Figures 6 and 8, Roecker et al. [1980, Figure 3], and Billington et al. [1977, Figure 3]). Given the errors in locations, however, this zone could be somewhat thinner. In cross section the deeper events in the west seem to be more scattered than in the center of the zone, but as discussed above, the locations there are less precise.

In all of the local results a gap in the seismicity, which is about 15 km wide, appears at 70.6°E at about 200 km depth (Figs. 5, 7, and 9 and Roecker et al. [1980, Figure 2]). This gap also appears in Figure 6 of Billington et al., but the low density of events to the west of the gap makes its appearance less dramatic. The events east of 200- and 250-km depth near this gap between 70.8°E seem to concentrate (Fig. 5), but the possible gap between these and the events further east is too small to resolve with the present data. This concentration is especially important because it contains most of the events with fault plane solutions determined with the WWSSN.

Perhaps the most curious trend in the seismicity of the deeper region is the trail of events that extends downward and to the west of the concentration at 70.3°E (HH' in Figures 6 and 8). The narrowness of this trend when viewed from any angle suggests that the events are confined to a tube of activity which branches off from the concentration to the east.

Because the region to the north of 37°N is outside the 1977 array, any fine details of this seismic zone are more difficult to resolve. However, the gross trend of the zone shows a dip of about 45° to the southeast at 150-km depth that becomes almost vertical at 200-km depth (G'G in Figures 6 and 8, and Roecker et al. 1980, Figure 3]. Therefore this zone dips in nearly the opposite direction from that in the southern zone. This reversal in dip is also evident in Figure 5 of Billington et al., but they showed no reliably located events at

depths greater than about 170 km. By contrast, the 1977 results show microearthquakes to depths of about 240 km, with one event as deep as 260 km.

Although the Hindu Kush seismic zone is grossly planar and steeply dipping, in detail it is highly contorted and consists of several zones separated by gaps of aseismicity. Two of the most prominent gaps - one that separates the regions north and south of 37°N (Figures 5 and 9) and another that separates events deeper and shallower than about 160 km depth (Figure 9

and AA', BB' and HH' in Figure 6) - serve as boundaries between regions distinctly different in dip and breadth. A third gap, in the deeper region at 70.7°E (Figures 5, HH' and Figures 6 and 9) does not separate zones which show distinct qualities in spatial distribution of events but, as discussed below, seems to separate regions with different fault plane solutions. The consistency of the patterns obtained from studies made in the last few years, with both locally and teleseismically recorded data, confirms that these gaps have

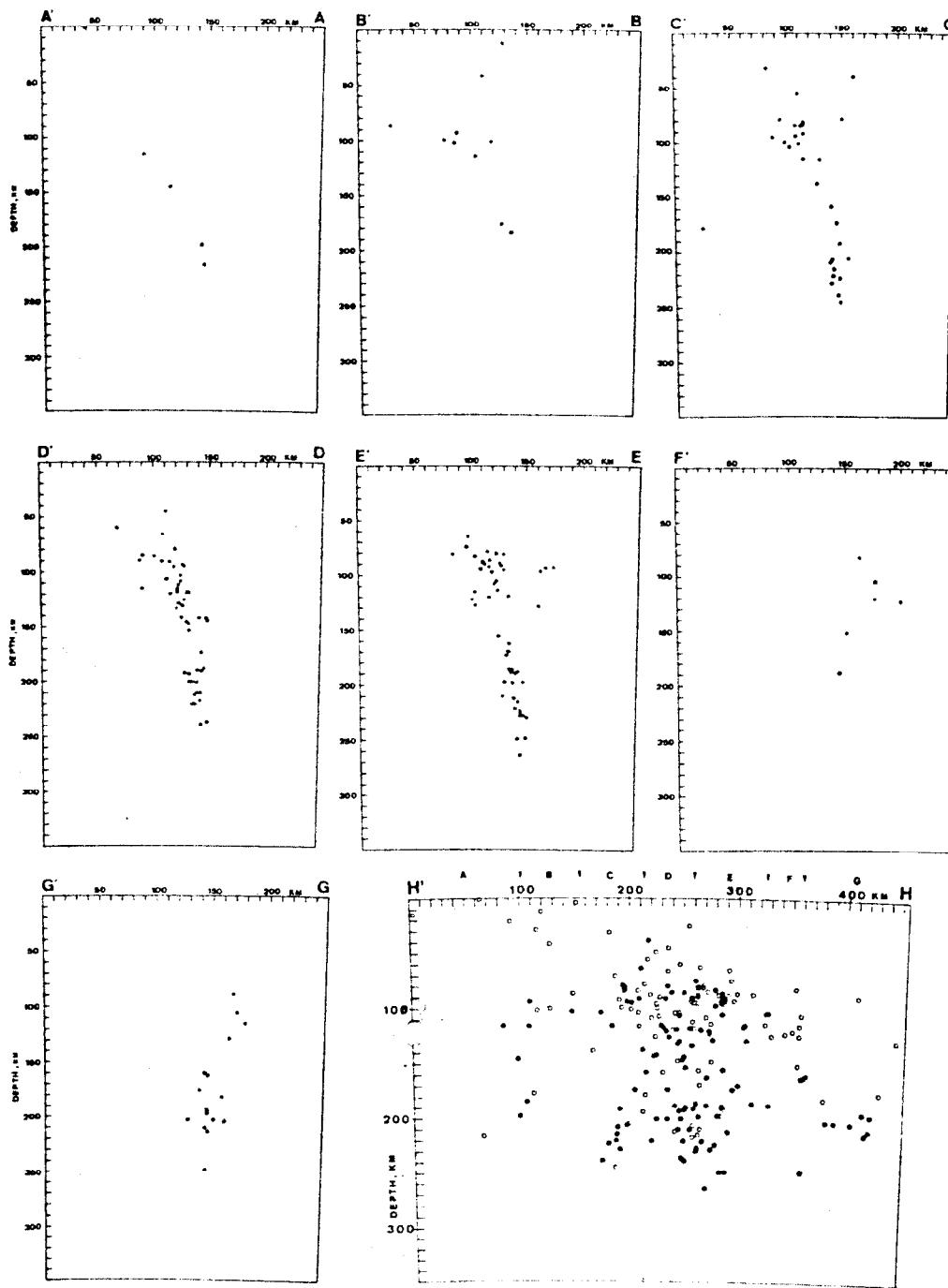


Fig. 8. Projections of the 1976 locations onto planes perpendicular and a cylinder parallel to the trend of the zone. The sections are the same as those used for the 1977 data (Figure 6). Hypocenters which passed all the quality criteria are plotted as solid circles. Open circles represent all of the events which have RMS residuals less than 0.7 but did not pass all the criteria.

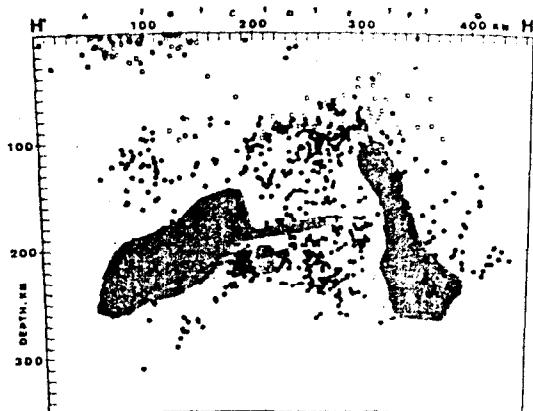


Fig. 9. Gaps in activity. HH' from Figure 6 is plotted without fault plane solutions but with gaps discussed in text shaded.

been real features in the Hindu Kush for at least the past 10 years. Moreover, their clear role as boundaries between regions of distinct qualities provides an argument for claiming that they may have existed for thousands of years and perhaps longer.

Fault Plane Solutions

Although the distribution of stations in 1977 proved adequate for determining locations over a wide area, the hypocentral regions for which well-constrained fault plane solutions could be determined were more restricted. Nevertheless, because of the large number of events recorded with data from the local stations, we were able to determine 26 relatively well constrained solutions for individual earthquakes in various places in the zone (Figure 10 and Table 2). The data were supplemented by first-motion readings from the Soviet station at Khorog [see Roecker et al., 1980]. Two composite solutions were made for events in regions where we could not obtain a solution for an individual earthquake (B and C in Figure 10 and Table 3). The purpose of these solutions is to show that the earthquakes of these regions have radiation patterns grossly consistent with those observed with WWSSN stations rather than implying the orientation of any axis or nodal plane. Composite fault plane solutions were, as a rule, avoided in this study. There are large variations among the well-constrained individual solutions for events in relatively small regions within the Hindu Kush, so that a composite solution will most likely misrepresent the patterns that exist. Fault plane solutions were also determined for 17 events using teleseismic recordings at WWSSN stations (Figure 10 and Table 4). While the addition of these solutions extends the regions represented by fault plane solutions, there are unfortunately few places where solutions based on local and teleseismic data overlap.

Giving a quantitative description of how well constrained a certain fault plane solution is or estimating the exact errors involved in the orientations of the nodal planes and axes requires several subjective decisions. Rather

than attach uncertainties to the parameters for each solution given in Tables 2 and 4, we present all the data used in determining the fault plane solutions in lower hemisphere plots (Figure 10).

As in previous investigations of fault plane solutions of the Hindu Kush [Billington et al., 1977; Isacks and Molnar, 1971; Ritsema, 1966; Shirokova, 1959; Soboleva, 1968a,b, 1972; Stevens, 1966], the solutions generally indicate thrust faulting with nearly vertical T axes. This type of solution is similar to that for intermediate depth earthquakes at island arcs [Isacks and Molnar, 1971]. There are, however, some significant variations that we explore by plotting the fault plane solutions in various orientations on the seismicity maps and profiles (Figures 6, 8, and 11-14).

Local solutions. Plotted in plan view (Figure 11), the solutions for events with depths less than 170 km show considerable scatter, much more scatter than is typical of island arcs. Although most display thrust faulting, solutions 23 and 24 have large strike slip components, and solutions 9, 21, and 14 indicate normal faulting. One might expect some scatter in these solutions because of the highly contorted nature of the shallow region. When plotted on the cross sections (Figure 6), many of the solutions seem to have either one nodal plane or the T axis parallel to the dip of the zone. One possible explanation for this duality is that events with nodal planes parallel to the zone occur along the boundary between two plates of lithosphere, while those with downdip T axes occur within a subducted slab of lithosphere. This observation is not consistent for all events, however, and the lack of sufficient data makes the explanation arguable. In any case the stress field in the shallow region appears to be too complex to be explained in a simple manner.

In contrast to the shallower region, solutions for events in the region below 170 km are much more consistent with one another. The solutions for the seven events (1, 2, 4, 8, 11, 13, and 19) in the concentration west of 70.6°E are essentially the same (Figure 12). The T axes lie within the plane of the zone and plunge to the west at an angle of about 45° . There appear to be some exceptions to this pattern, shown by the composite solution A (Figure 10), made using events in this region, for which there are some apparently inconsistent first motions.

Most of the solutions for events east of 71°E have similar solutions to those west of 70.6°E , but two of them (18 and 25) indicate more southward plunging T axes (Figure 12). The composite solution B (Figure 10), made from events in this area, generally shows compressional first motions in the center and is consistent with reverse faulting. There are unfortunately no solutions for the concentration of events near 70.8°E (Figure 12), which is where several events with solutions using the WWSSN are located. A composite solution (C in Figure 10) made from locally recorded events in this area shows compressional first motions in the center of the diagram, but the nodal planes are poorly constrained.

Viewed on the cross sections (Figure 6), the nodal planes for the deeper events, although regular, do not seem to align with any trend in seismicity, and so are not obviously related to any deep major faulting. A plot of the solutions on the lateral section (HH' in Figure 6) shows the P axes generally perpendicular to the seismic zone, and the T axes are consistently within it as at island arcs. The T axes, however, deviate from the downdip vertical direction by 20°–40°. The T axes for events in the cluster at 70.4°E seem to be parallel to the tube of seismicity that plunges to the west (HH' in Figure 6).

WWSSN solutions. As with the local solutions the T axes for most of the WWSSN solutions plunge steeply and lie within the zone. Similarly also, there is considerable variation in the solutions.

Most of the events for which WWSSN solutions are available are located in clusters (Figure 13). The radiation patterns for events within each cluster are generally similar to one another, but differ from cluster to cluster. In particular events near 36.4°N, 70.7°E and 210 km-depth (2, 5, 7, 8, and 14) all radiated compressional first motions to stations to the northwest and southeast, with some dilatations to the south and southwest (Figure 10). The solutions for events near 35.5°N, 70.9°E and 180-km depth indicate two trends. The events farther to the west (6 and 16) radiated compressions more to the south, and the quadrant with compressional first motion is aligned more east-west than for the solutions for events at 70.7°E. Events 1 and 13, at the eastern end of the cluster at 70.9°E, radiated dilatations to the southeast, and the zone of compressions tends to be aligned in a northeast-southwest direction. Events 3 and 12 radiated compressions to the east and west, and dilatations to the south. We note that these two events were located by the International Seismological Center in an area where we recorded no events. Solution 15, which is the only solution that overlaps with the local solutions at 70.4°E, generally has compressional first motions in the center of the diagram, but the nodal planes are poorly constrained. It is, in fact, possible to redraw this solution to look more like the local solutions (Figure 10). Event 4 radiated compressional first motions to the west, which are separated from dilatations to the east by a nodal plane that trends north-south. As mentioned above, this event is deep (~280 km) and is somewhat isolated from the rest of the events. Plotted in plan view (Figure 13), a pattern emerges where the P axes for the solutions rotate smoothly from a northeast-southwest orientation in the west to one that is more northwest-southeast in the east.

Viewed on the cross sections (Figure 6), two of the solutions (1 and 13) seem to have nodal planes aligned with the dip of the deeper zone. However, as in the local solutions, this observation is not applicable for most of the solutions. On the lateral section (Figure 14), there appears to be a systematic change in the plunge of the T axes from east to west. T axes for the five events (2, 5, 7, 8, and 14) at 70.7°E plunge about 70° to the north or north-

east. This cluster is just to the east of the gap at 70.6°E and contrasts with the westward plunging T axes of the local solutions west of the gap (H'H in Figure 6). East of 70.7°E, solutions 6 and 16 show nearly vertical T axes, and further east the T axes for events 1 and 13 plunge to the west, following the same pattern as the local solutions. The solution for event 12 also has a westward dipping T axis, while that for solution 3 is more vertical, but again there is no seismicity in this area to which these solutions can be related.

The four solutions for events shallower than 150 km (9, 10, 11, and 17) indicate large components of reverse faulting. These earthquakes are scattered throughout the zone, and events 9 and 11 apparently occurred in the crust. When plotted in plan view (Figure 11) or in cross section (Figure 6), the solutions for these events show no apparent consistency either among themselves or with the deeper events and seem to accentuate the variability of solutions for events shallower than 150 km, which were noted in the local solutions.

Fault plane solutions throughout the Hindu Kush are reminiscent of those for island arcs but show significantly more variation. When correlated with seismic trends, some patterns in the solutions emerge, but the stresses governing their orientations do not appear to be simple. Nodal planes of the solutions generally do not align with the dip of the zone, so there is apparently no major deep-seated faulting. The T axes for the deeper events lie in the plane of seismicity but do not plunge downdip. Instead, many plunge about 70° to the west, and align with the plunge of the tube of seismicity west of 70.5°E (HH' in Figure 6). As discussed below, there is some evidence that the aseismic gap at about 160-km depth indicates that the lower part of the slab has broken off from the upper part, at least in the west. The westward dipping T axes would then support the idea that the partially detached slab is hanging from the shallower region in a hingelike fashion. Resistance to subduction caused either by a pull from an eastern connection to the shallower zone or by some frictional drag due to flow of mantle material around an obliquely sinking lithosphere could cause the T axes to deviate from vertical. The exceptions to the westward plunging T axes that occur east of the gap at 70.6°E, where the T axes plunge to the east, is also evidence of a local perturbation in the stress field. This perturbation could indicate that the slab in this area is being torn apart by competing stresses. The origin of these stresses is uncertain, but the change in orientation of the axes about a relatively small gap suggests that the subducted lithosphere is discontinuous here.

Tectonic Interpretation

To discuss the Hindu Kush seismicity in the context of the India-Eurasia collision, we make some correlations between the trends of the zone and regional tectonics. In Figure 15 the projection of the seismic zone to the surface is drawn on a map depicting the major faults and some pertinent geology of the region.

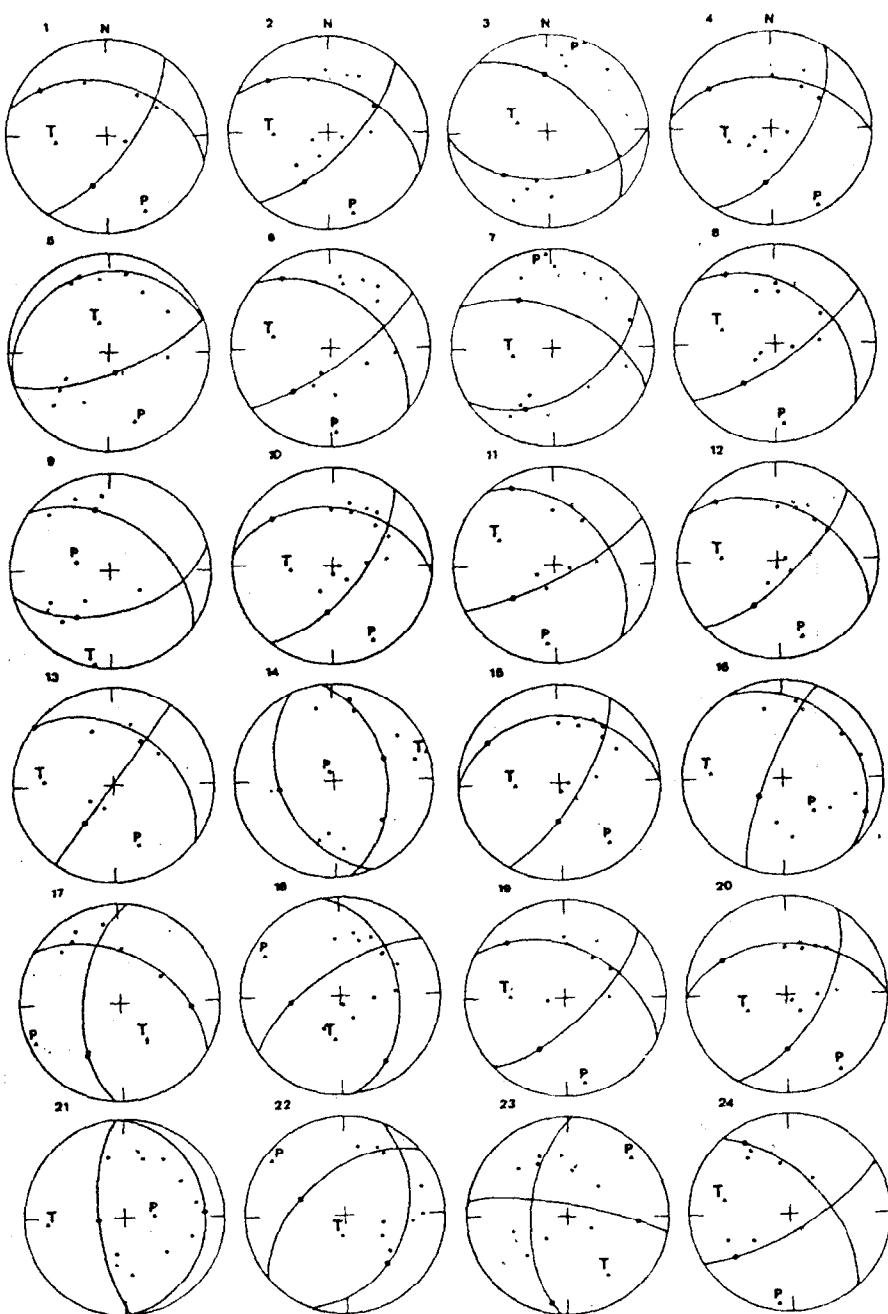


Fig. 10. Lower hemisphere fault plane solutions of all data used in this study. Solid circles represent compressional first motion, and open circles dilatations. Starred solutions are those using data from the WWSSN. Arrows on the WWSSN plots indicate S wave polarities, and crosses represent nodal readings. Solutions A, B, and C are composite solutions using local data.

Tectonic Overview

As India approached Eurasia, subduction of the Tethys ocean beneath Eurasia apparently occurred along the Indus-Tsangpo suture zone [e.g., Dewey and Bird, 1970; Gansser, 1964, 1966]. The location of this suture east of 76°E is generally assumed to be quite simple with only a single belt of ophiolites [Gansser, 1966, 1977]. To the west, however, the location of the Indus suture is evidently not as simple. One candidate for the westward extension of the

Indus suture is the Dras volcanics that are found in the Ladakh region and can be traced westward almost continuously into Afghanistan [e.g., Gansser, 1977]. Mafic sequences in the Kohistan Himalaya south of the Dras volcanics, however, have been interpreted by Tahirkeli et al. [1977] as being suggestive of island arc crust. According to this interpretation, India would have been subducted at this island arc, and the Dras volcanics would mark the zone where a marginal basin between the arc and the rest of Asia was subducted (see also Burke et al. [1977]). In this region the Indus suture would be a broad

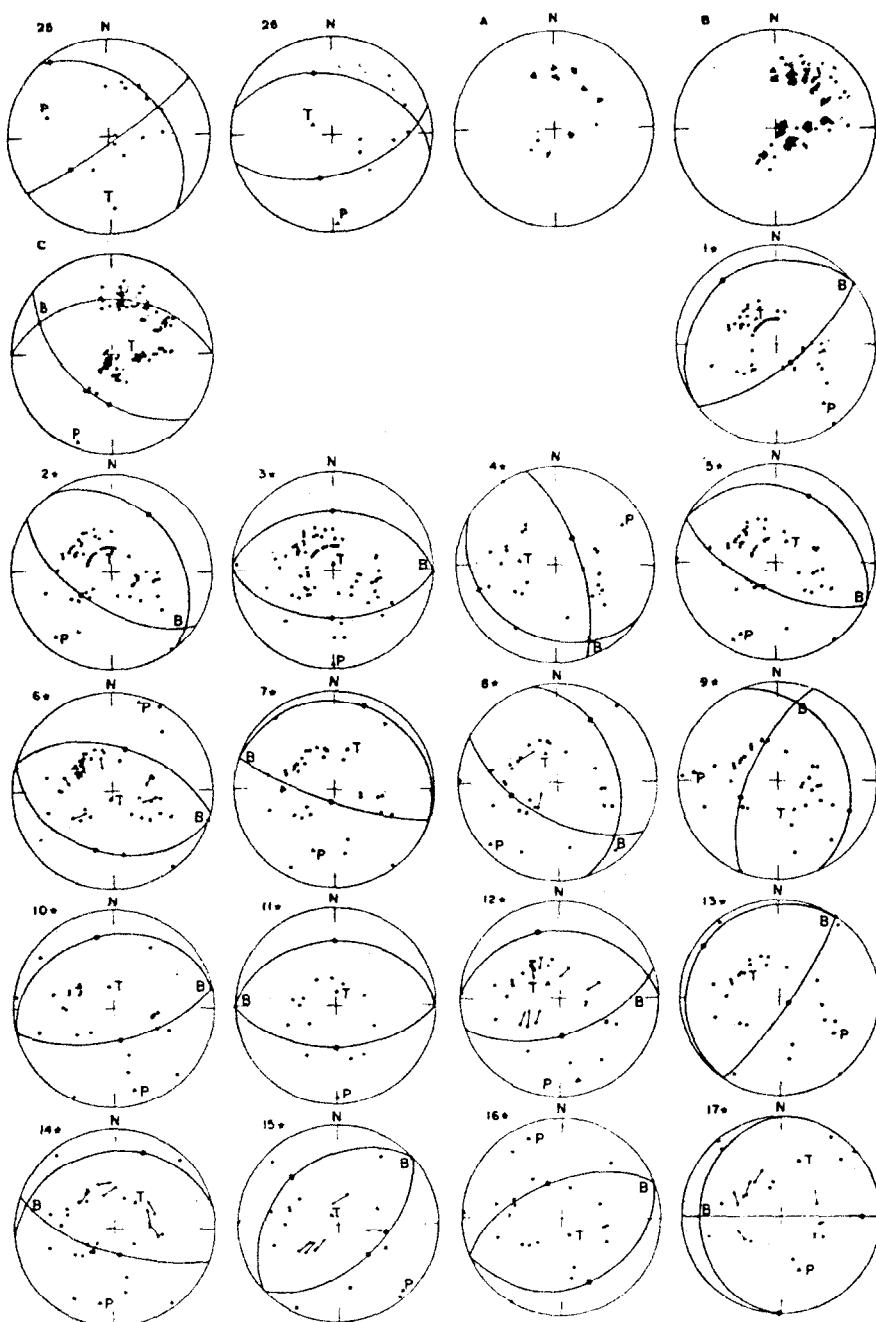


Fig. 10. (continued)

zone that includes both the arc terrain and the Dras volcanics.

The Dras volcanics seem to reach as far west as the Kunar fault, an active fault that is very clear on the Landsat imagery [Prevot et al., 1980]. The Kunar fault seems to terminate in the west near the Sarubi fault, an active right lateral strike slip fault [Prevot et al., 1980; Wellman, 1966]. Ophiolites have been found south and west of the Sarubi, and a mapping of them suggests that they were emplaced during the late Cretaceous or early Tertiary [Cassaigneau, 1979]. These ophiolites seem to be bordered on the west by the Chaman fault, an active left lateral fault that can be traced almost to the Gulf of Oman. West of the Chaman fault there have not seemed to be

ophiolites or other evidence of subduction since the mid-Cretaceous. At present, the Chaman fault appears to accommodate a substantial fraction of the slip between India and Eurasia [Auden, 1974; Chatelain et al., 1977; de Lapparent, 1972; Wellman, 1966]. Both the Chaman and Sarubi faults seem to terminate at the Panjer valley, through which, according to Wellman [1966], the east-west, right lateral Herat fault continues. The Panjer fault trends in a direction approximately parallel to the Kunar fault and is itself associated with ophiolite bodies [Gansser, 1977; Stöcklin, 1977].

In the north, crustal deformation, apparently due to the protrusion of India into Eurasia, essentially follows an arclike pattern

centered symmetrically at about 73°E. This region is laced with a series of southward dipping thrust faults. At least one of them, the Darvaz-Karakul fault, becomes a left lateral strike slip fault to the west [Kuchai and Trifonov, 1977]. To the east, most of the thrust faults abut against right lateral strike slip faults (e.g., the Karakorum fault) [Burtman et al., 1963; Peive et al., 1964; Ruzhentsev, 1963]. Some of these faults were active as early as in the Paleogene, while others appeared in more recent times [Peive et al., 1964]. The trend of the faults generally conforms to that of the Pamir mountain range. The Pamir, however, appears to be a westward continuation of the Kunlun, a late Paleozoic-early Mesozoic orogenic belt along the northern margin of Tibet (Norin [1979], and quoted by Molnar and Burke [1977]; Peive et al. [1964]). Subsequent right lateral faulting along the Karakorum and other faults seems to have displaced the Pamir 250 km north in relation to the Kunlun [Norin, 1979; Peive et al., 1964].

Inferences Derived From the Configuration of the Seismic Zone

The most general inference that one can make about the Hindu Kush seismic zone is that subduction has taken place. The narrow width and approximately planar character of the zone, along with its essential continuity to depths of 300 km, are indicative of anomalously low temperatures confined to a narrow, planar zone. Presumably, subduction of cold oceanic lithosphere into the warmer asthenosphere has occurred. For the rest of this discussion we take the general scenario of subduction as a starting point and elaborate on it as the additional complexities of the zone require. In particular, we are concerned with the rate and duration of subduction, the influence of the collision on the seismic zone, the possible

locations of sutures, and scenarios for emplacement.

Evidence For Times and Amounts of Subduction

With the exception of seismic activity beneath Burma, the Hindu Kush seismic zone is the only zone of intermediate depth activity near the boundary between India and Eurasia. This observation implies that the Hindu Kush was the scene of final subduction of oceanic lithosphere between India and Eurasia. If the subduction beneath the Hindu Kush was initiated prior to the collision, which occurred 45±10 m.y. ago [Gansser, 1966; Molnar and Tapponnier, 1975; Powell and Conaghan, 1973], the occurrence of earthquakes suggests that it has continued for some time after the collision as well.

Unlike most subduction zones, however, there are no active volcanoes and not even any known recent volcanic material above the seismic zone. Although a full understanding of calc-alkaline volcanism at island arcs is lacking, we note that such volcanism occurs at nearly every known actively subducting region. In western North America, volcanism and subduction seemed to have ceased at essentially the same time [Cross and Pilger, 1978; Snyder et al., 1976]. Although there are no active volcanoes in some portions of the Andes, beneath which subduction has taken place for a long time, most of the Andes experienced Pliocene or Quaternary volcanoes. Therefore we infer that since no volcanic rocks of late Cenozoic age have been reported anywhere along the Hindu Kush, subduction probably occurred only for a short duration.

One implication of a short duration is that if subduction was initiated a long time ago, for instance, 50 m.y. ago, cessation of subduction must also have occurred a long time ago. The existence of intermediate depth events would, however, seem to disallow that.

Table 2. Fault plane solutions determined with the local array data of 1977.

NO	DATE	ORIGIN TIME	LATITUDE (°N)	LONGITUDE (°E)	DEPTH (KM)	P AXIS		T AXIS		B AXIS		POLE OF FIRST NODAL PLANE		POLE OF SECOND NODAL PLANE	
						AZ	PL	AZ	PL	AZ	PL	AZ	PL	AZ	PL
1	77/06/17	15:29	36°28'	70°24'	197	155	14	263	48	52	38	190	46	307	20
2	77/06/18	21:32	36°29'	70°19'	212	154	14	268	48	62	40	204	42	313	20
3	77/06/18	23:20	35°59'	70°38'	112	22	3	286	64	114	76	226	37	358	41
4	77/06/19	05:49	36°29'	70°23'	209	152	7	252	54	56	35	166	42	304	28
5	77/06/19	13:40	36°20'	70°04'	117	160	26	340	65	70	0	340	20	164	72
6	77/06/19	22:50	36°20'	70°39'	135	177	14	282	42	70	42	220	42	326	14
7	77/06/20	01:48	36°05'	70°26'	99	358	5	260	56	90	34	204	32	325	40
8	77/06/20	15:55	36°30'	70°23'	220	174	20	286	44	66	38	326	14	219	48
9	77/06/20	18:16	36°10'	69°24'	119	285	62	189	2	98	26	217	42	347	36
10	77/06/20	20:00	36°41'	71°05'	233	152	14	264	56	52	30	186	50	308	24
11	77/06/22	02:16	36°29'	70°20'	209	186	21	296	40	74	42	232	46	334	12
12	77/06/23	15:37	36°48'	71°11'	260	164	18	274	44	60	39	306	15	208	46
13	77/06/23	15:48	36°33'	70°17'	212	159	32	273	32	36	42	216	50	316	0
14	77/06/23	22:30	36°02'	70°43'	97	340	82	63	1	164	8	66	44	262	44
15	77/06/24	02:45	36°43'	71°07'	217	144	22	270	54	40	26	181	58	302	20
16	77/06/24	20:12	36°07'	70°43'	107	136	52	275	30	18	20	112	12	234	66
17	77/06/26	09:06	35°56'	69°19'	97	246	8	146	52	330	36	94	29	213	39
18	77/06/26	15:05	36°33'	70°57'	212	299	16	186	52	40	32	146	26	262	50
19	77/06/27	16:28	36°28'	70°20'	209	168	14	272	46	64	40	208	44	316	20
20	77/07/01	05:43	36°32'	71°00'	221	145	8	248	56	51	34	180	44	300	28
21	77/07/02	21:11	35°59'	70°43'	94	86	65	266	25	176	0	266	70	86	20
22	77/07/03	18:21	36°24'	71°30'	96	308	8	184	73	40	15	141	35	291	51
23	77/07/04	20:41	36°12'	69°26'	128	48	14	146	28	294	58	189	10	94	30
24	77/07/07	16:48	36°08'	69°08'	112	186	9	282	34	82	56	230	30	329	16
25	77/07/09	17:22	36°33'	71°02'	197	286	37	177	26	60	41	229	48	324	6
26	77/07/11	11:02	36°26'	71°20'	104	178	8	297	72	84	16	345	34	196	50

Table 3. Events used in determining composite fault plane solutions.

Sol.	Date	Origin time	Latitude ($^{\circ}$ N)	Longitude ($^{\circ}$ E)	Depth (km)
A	77/06/18	10:03	36°31'	70°24'	221
	77/06/20	00:25	36°31'	70°18'	210
	77/06/22	03:30	36°28'	70°20'	208
	77/06/26	11:03	36°27'	70°22'	216
B	77/06/17	17:14	36°33'	70°57'	197
	77/06/19	01:47	36°44'	71°29'	194
	77/06/20	20:00	36°42'	71°06'	233
	77/06/21	21:33	36°33'	71°22'	160
	77/06/23	23:32	36°42'	71°22'	167
	77/06/26	15:05	36°33'	70°57'	212
	77/07/02	04:09	36°41'	71°04'	242
	77/07/02	14:21	36°28'	70°59'	231
	77/07/03	01:55	36°43'	71°14'	254
	77/07/06	04:54	36°33'	71°01'	204
	77/07/08	01:30	36°38'	71°09'	212
	77/07/08	05:25	36°40'	71°10'	224
	77/07/08	09:50	36°42'	71°14'	235
C	77/06/21	05:33	36°29'	70°46'	204
	77/06/23	03:22	36°27'	70°46'	214
	77/06/23	12:14	36°33'	70°41'	205
	77/06/23	20:40	36°38'	70°46'	190
	77/06/25	12:40	36°36'	70°45'	168
	77/07/01	01:39	36°25'	70°43'	219
	77/07/01	15:39	36°37'	70°59'	230
	77/07/02	03:30	36°34'	70°40'	174
	77/07/07	06:20	36°25'	70°38'	229
	77/07/08	03:22	36°27'	70°57'	163
	77/07/12	08:05	36°28'	70°48'	203

In active subduction zones, such as the Japanese arc, the limit in the depth of seismicity occurs in lithosphere that has resided in the mantle for about 15 m.y. or less. We suspect therefore that if subduction of lithosphere beneath the Hindu Kush has ceased, it probably could not have done so earlier than 20 m.y. ago. In fact, since the upper boundary of the seismicity seems to coincide with the depth of the Moho, it is possible that subduction has ceased very recently or is continuing aseismically through a relatively weak lower crust. The continuation of subduction would require that continental lithosphere is being subducted, a situation which might account for the broader zone of seismicity at depths shallower than 170 km.

Although it is difficult to place a precise limit on the duration or on the times of subduction, we can place lower bounds on values associated with these parameters. First the above observations taken together suggest that subduction beneath the Hindu Kush most likely completely postdates the collision about 45 m.y. ago and was probably much more

recent. Since the trend of the seismic zone is approximately perpendicular to the direction of convergence between India and Eurasia, it is unlikely that subduction occurred at a rate exceeding the rate of convergence between these two continents, about 43 mm/yr [Minster and Jordan, 1978]. From the depth of the seismic zone we know that at least 300 km of lithosphere have been subducted. Therefore while the lack of volcanics suggests a short duration of subduction, the depth of seismicity indicates it must be at least 7 m.y.

If all of the convergence did not take place in the region of subduction, the subduction rate could perhaps have been slower, which would in turn result in a longer duration. It is unlikely that the rate of subduction could be very much less, however, because, for lower rates, subduction to such depths probably could not occur. From a study of seismic zones where the rates of subduction and age of subducted oceanic lithosphere is known, Molnar et al. [1979] deduced that the length of the seismic zone is approximately proportional to the rate of subduction times the square of the thickness of subducted lithosphere. If the age of the subducted lithosphere is less than about 100 m.y., the thickness of the lithosphere is proportional to the square root of the age, so that, approximately, length = rate x age/10 [Molnar et al., 1979]. For oceanic lithosphere older than about 120 m.y., however, the thickness of the lithosphere is essentially constant (~125 km, Parsons and Sclater [1977]), so that the length of the seismic zone is proportional to the rate of subduction. Thus for a length of 300 km the rate of subduction of old lithosphere should be at least 20 mm/yr [Molnar et al., 1979]. For a maximum rate of 43 mm/yr the age of the lithosphere at the time it was subducted beneath the Hindu Kush should have been greater than about 70 m.y.

We conclude that relatively old, and therefore cold and thick, oceanic lithosphere was subducted beneath the Hindu Kush for a short duration in the late Tertiary.

Influence of the Collision

Locations of the earthquakes indicate that at least in the south the lithosphere is sharply bent, going from a horizontal to a vertical disposition in a very short distance. Assuming that the upper seismic zone defines an approximately circular transition region between these dispositions, the radius of curvature for this region is about 100 km. For most subduction zones the radius of curvature is about 200 km [Isacks and Barazangi, 1977]. From the discussion above we suggest that the subducted lithosphere was relatively thick. Therefore if the lithosphere is continuous, a large bending moment, significantly greater than is evident in island arcs, must be applied to it to bend it so sharply. The gap between the events shallower and deeper than about 170 km may in fact represent a discontinuity in the lithosphere, so that at shallower depths the lithosphere does not necessarily curve significantly with increasing depth. The vertically dipping lower region would then have

broken off recently and would be sinking somewhat independently of the shallower region. In addition, there is a considerable change in the dip of this shallower region from east to west. Since the length of the slab is much shorter than at island arcs, where the slab seems to be continuous, the gravitational body force associated with such a short slab is probably inadequate to bend the plate or to break it off. We suspect that the protrusion of the Indian subcontinent has provided a dynamic push that has bent the underthrusted slab and straightened up the eastern end of the zone. This conjecture is supported by the fact that the top of the seismic zone near 70 km extends to shallower depths as the zone becomes more vertical, as one might expect if the entire slab were being rotated to a vertical direction without sinking. Moreover, the projection of the seismic zone to the surface (Figure 15) is parallel to trends of folds and faults such as those in the Panjer and Kunar valleys, which apparently were also deformed by the protrusion.

Emplacement Scenarios

An implication of a short duration of subduction is that it is unlikely that the lithosphere beneath the Hindu Kush was once part of the Tethys ocean that was attached to India and subducted beneath Eurasia, unless we have overestimated the date of the collision. Subduction that postdates the collision and occurs over a short duration suggests that independent pieces of oceanic lithosphere, such as intracontinental or interarc basins, have recently been subducted beneath the Hindu Kush north of the Tethys suture [Khaturin et al., 1977]. In examining this proposal we discuss the implications of a spectrum of possible emplacement scenarios.

The problem of trying to determine where and from which direction subduction took place is complicated by the fact that two parts of the zone dip in nearly opposite directions. Any explanation that assumes subduction in only one direction must account for the complete overturn of some part of the downgoing slab, presumably by the underthrusting lithosphere dragging it through the asthenosphere [e.g., Billington et al., 1977]. Such a phenomenon may have occurred north of New Guinea, where the intermediate depth zone dips south under the

island, not northward beneath the volcanoes [Johnson and Molnar, 1972].

The observation that Eurasia moves slowly with respect to frames of reference in which either the relative motion of the hot spots or the net rotation of the lithosphere is minimized [Minster et al., 1974] suggests that Eurasia has not overridden a slab attached to it. Since any slab originally dipping to the south probably would at most be forced to a vertical position, and since the southern zone dips northward, subduction from the north alone is unlikely.

In contrast, India moves rapidly with respect to such frames. As noted above, we infer that the protrusion of a northward moving Indian lithosphere is probably responsible for the partial straightening of the southern zone of subducted lithosphere. If one assumes that subduction occurred entirely from the south, this line of reasoning could be extrapolated to explain the overturning of the northeastern portion of the downgoing slab beneath the Pamirs [e.g., Billington et al., 1977]. Some evidence for this scenario is suggested by the trend of the seismic zone in this area, which conforms to the arc of deformation as defined by the southward dipping thrust faults in the Pamir. One consequence of such a scenario is that if the lithosphere were displaced northward sufficiently to overturn the slab, then the suture that formed when the last part of the basin was subducted, the Pamir suture, would be presently northwest of the seismic zone. The India-Eurasia suture zone is thought to be at or just south of the Kunar fault [Tahirkeli et al., 1977], which is nearly 300 km south of the seismic zone. The Kunar fault therefore could not have been the Pamir suture, and the oceanic lithosphere beneath the Pamir was not originally from the Tethys. Therefore regardless of whether or not subduction occurred entirely from the south, the existence of the intermediate depth events beneath the Pamir requires that an intracontinental (possibly interarc) basin originally lay north of the Kunar fault. Although we are aware of no evidence that disallows northward subduction beneath the Pamir and subsequent overturning of the zone, we think that the geologic evidence is more easily accommodated by a southward subduction beneath the Pamir.

Hence we think that a more likely scenario is

Table 4. Fault plane solutions determined with data from the WSSN.

No	DATE	LATITUDE (*N)	LONGITUDE (*E)	DEPTH (KM)	P AXIS		T AXIS		B AXIS		POLE OF FIRST NODEL PLANE		POLE OF SECOND NODEL PLANE	
					BL	AZ	PL	AZ	PL	AZ	PL	AZ	PL	AZ
1	64/01/28	36.48	70.95	197	26	140	64	120	0	50	22	320	72	140
2	65/03/14	36.42	70.65	205	15	219	72	2	8	127	30	32	58	241
3	66/06/06	36.43	71.12	221	5	180	85	0	0	90	40	0	50	180
4	67/01/25	36.71	71.60	281	24	60	60	276	17	155	64	32	22	252
5	69/03/05	36.41	70.73	208	20	205	70	25	0	115	25	25	65	205
6	69/08/08	36.44	70.86	196	7	16	83	196	0	106	52	16	38	196
7	71/08/06	36.42	70.73	207	35	198	55	18	0	108	10	18	80	198
8	72/01/20	36.39	70.72	214	10	228	64	339	22	134	30	28	50	256
9	72/06/24	36.28	69.69	47	17	276	62	152	20	14	22	112	56	248
10	72/11/16	35.67	69.91	120	18	166	72	346	0	76	27	346	63	166
11	73/10/12	37.68	71.88	35	10	180	80	0	0	90	35	0	55	180
12	73/10/17	36.38	71.11	211	15	168	75	322	10	76	30	342	60	176
13	74/05/13	36.54	70.96	197	35	124	55	304	0	34	10	304	80	124
14	74/07/30	36.42	70.76	209	24	190	63	35	10	285	20	19	67	168
15	74/12/10	36.48	70.47	213	10	137	80	317	0	47	35	317	55	137
16	75/03/03	36.45	70.92	187	15	337	7	157	0	67	30	157	60	337
17	75/05/14	36.08	70.90	97	42	161		18	20	270	0	70	90	

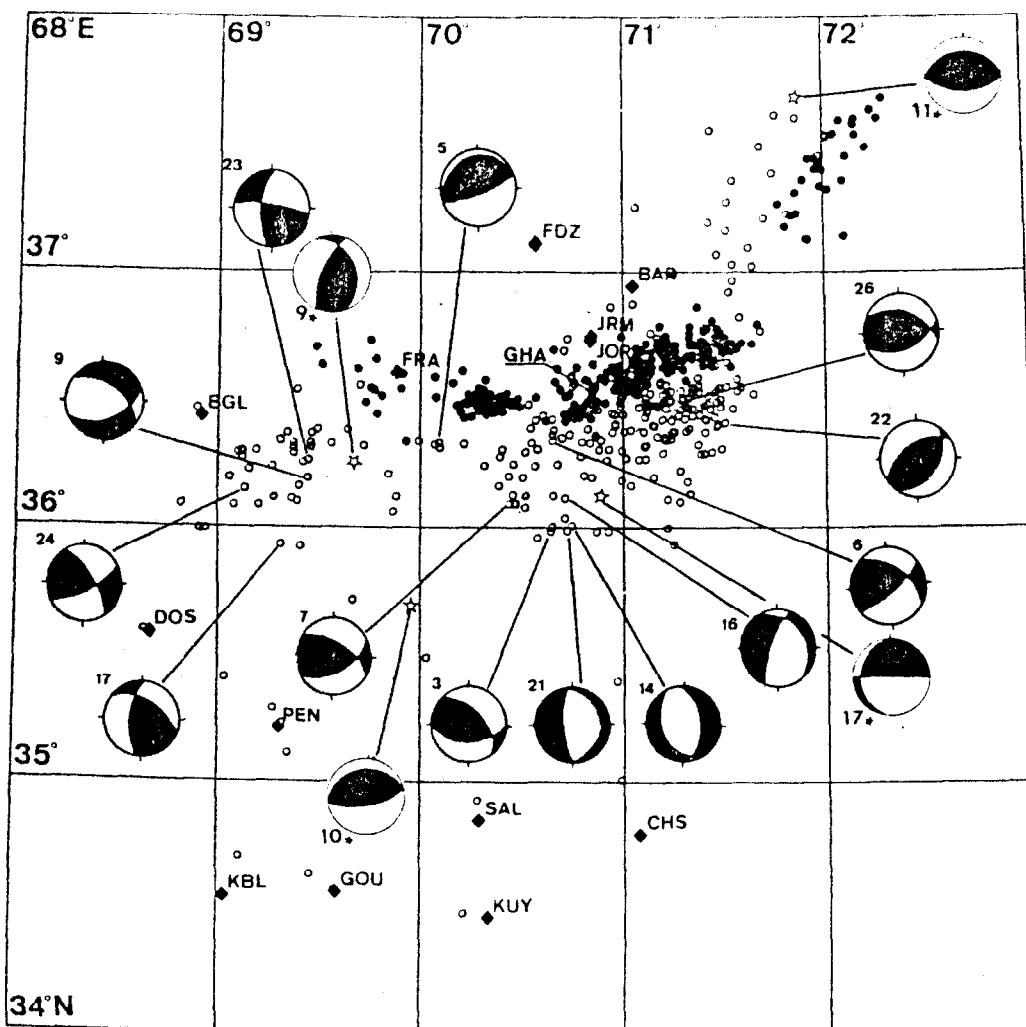


Fig. 11. Lower hemisphere projections in abbreviated balloon format of fault plane solutions for events shallower than 170-km depth using data from local and WWSSN stations. Locations of events using WWSSN data are plotted as stars. Dark quadrants represent compressional first motions, and white quadrants dilatations.

that two small ocean basins were subducted separately in opposite directions, one to the north beneath the Hindu Kush, and one to the south beneath the Pamir (see also Billington, et al. [1977], Malamud [1973] and Vinnik and Lukk [1974]). Evidence for subduction from the north beneath the Pamir consists of the following observations: first, the zone dips to the south. Second, almost all of the faults north of the zone indicate underthrusting to the south. By examining repeated facies of Cretaceous and Paleogene sediments, Peive et al. [1964] infer that at least 100 km of northward overthrusting has occurred along these faults. In the Garm region, just east of the Vakhsht overthrust, geodetic observations indicate active convergence of about 2 cm/yr [Konopoltsev, 1971] and an uplift of the south wall of a thrust fault at about 1 cm/yr [Finko and Enman, 1971; Nersesov et al., 1976]. A projection of the seismic zone to the surface lies near the Darvaz-Karakul fault, which changes from a southward dipping thrust in the north to a left lateral strike slip fault in the west [Kuchai and Trifonov, 1977]. Displace-

ment along the western part of Darvaz-Karakul seems to occur at about 1 cm/yr [Kuchai and Trifonov, 1977], and the accumulated displacement could be as much as 200 km [Zakharov, 1969]. Right lateral displacement of 250 km seems to have occurred along northeast trending faults east of the Pamir [Norin, 1979; Peive et al., 1964]. All of these data are consistent with a northward overthrusting of the Pamir onto the rest of the Eurasian landmass. Finally, thick marine sediments were deposited in the Tadjik depression north and west of the zone during the upper Cretaceous and Paleogene [Peive et al., 1964]. The Darvaz-Karakul fault seems to separate these sediments from Paleozoic deposits to the south and east. We note that subduction from the north requires a Pamir suture which lies far to the north of the India-Eurasia suture, and this in turn would imply that a marginal ocean basin, isolated within the Eurasian continent, once existed north of the Pamir.

The northward dip of the Hindu Kush seismic zone strongly implies that it formed by subduction from the south. Some geological

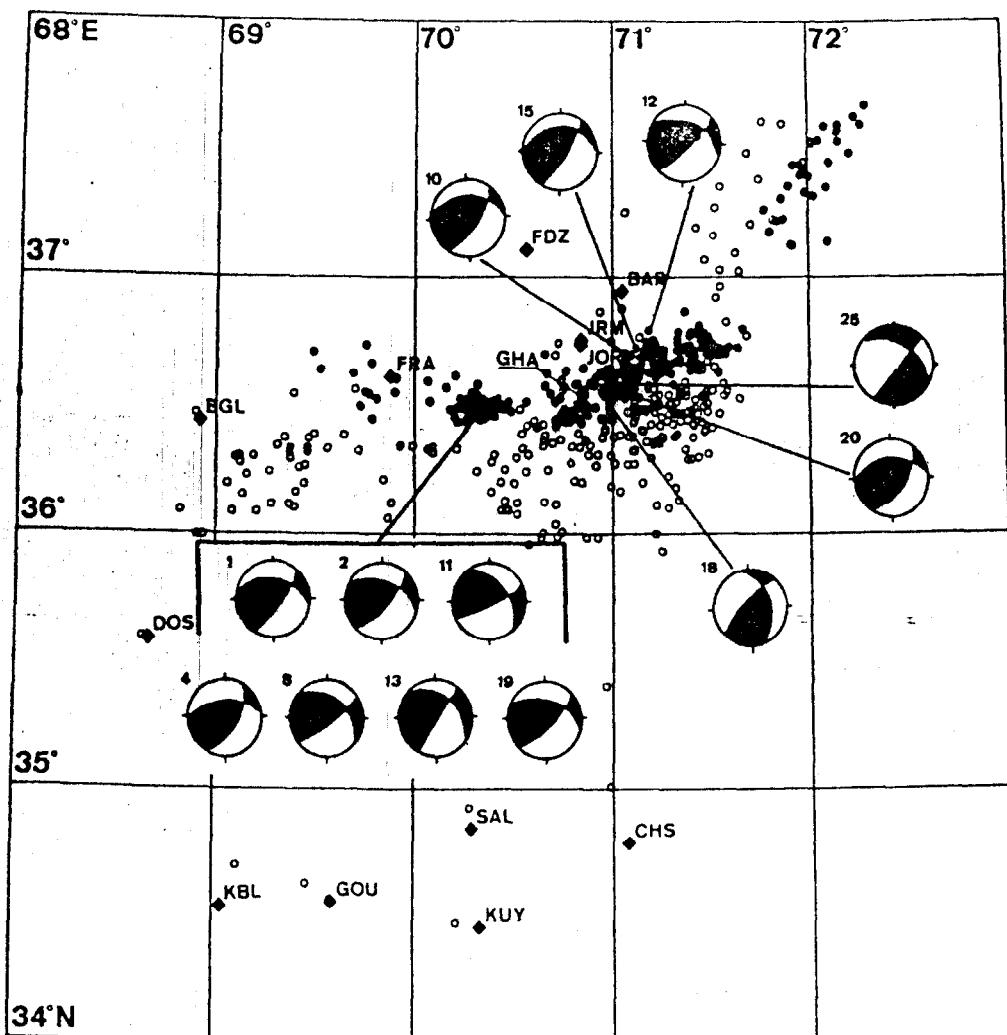


Fig. 12. Fault plane solutions using local data for events deeper than 170 km. Symbols as in Figure 11.

evidence exists that supports this direction of subduction, but the details of the emplacement are difficult to resolve. The surficial projection of the zone intersects the surface just south of the Panjer fault, making it a likely candidate for a suture zone. Ophiolites have been identified both on the Panjer and at least as far as 300 km to the south of the Panjer [Cassaigneau, 1979; Gansser, 1977; Stöcklin, 1977]. These latter ophiolites are bordered on the west by the Chaman fault, which apparently terminates at its intersection with the Herat fault in the Panjer valley. Such a geometry is suggestive of a system analogous to a trench-transform system. The Chaman fault has been active at least since some time in the Tertiary, and although the data are not conclusive, there may have been as much as 300–500 km of left lateral displacement along it [Auden, 1974; de Lapparent, 1973; Wellman, 1966]. A hypothetical extension of the fault past its termination aligns approximately with the western edge of the intermediate depth seismicity.

These observations, however, do not prove that subduction took place at the Panjer fault. The ophiolites south of the Panjer were apparently emplaced in the late Cretaceous or

early Tertiary [Cassaigneau, 1979; Gansser, 1977; Mattauer et al., 1978], which is too early to be associated with the final closure of a basin whose lithosphere now contains the Hindu Kush seismicity. Moreover, the ophiolites in the Panjer valley are of uncertain age and not well studied.

A second possibility for the suture zone is the Kunar fault and its extension east into the Hazara region north of the Kohistan Himalaya. From the geology of the region further north, Tahirkeli et al. [1977] suggested that an interarc basin was subducted at the Kunar fault after the collision with India. The projection of the seismic zone is approximately parallel to the trend of the Kunar fault but would imply that thrusting occurred on a plane dipping at about 20° between 0- and 70-km depth. Fault plane solutions of large events in the Himalaya are consistent with such a dip [e.g., Molnar et al., 1977], but a study of microearthquakes near the Kunar fault does not reveal a simple fault dipping northward [Prevot et al., 1980]. Again, this evidence is inadequate to prove that the lithosphere in which the Hindu Kush earthquakes occur was subducted here.

In any event, subduction beneath the Hindu Kush from the south seems likely, even if the suture zone cannot as yet be recognized with certainty.

Although the possibility of oppositely subducting lithosphere has been proposed before from other studies of seismicity, differences in the data resulted in different interpretations. In the teleseismic study of Billington et al. [1977], such a scenario was partially dismissed because the results implied that the two zones would somehow become contiguous after the collision. The microearthquake results, however, show a considerable gap between the regions. Therefore even though the simultaneous subduction of lithosphere in different directions within a relatively small area may seem unusual, the gap between them indicates that some spatial independence between the neighboring basins could have existed.

The earthquake locations also suggest that the sutures associated with subduction of the two basins lie on opposite sides of the Pamir-Hindu Kush orogenic belt. Since this belt formed in the late Paleozoic or early Mesozoic and therefore predates subduction, there must have been two oceanic basins separated by the Pamir-Hindu Kush belt regardless of the direction of subduction. On the basis of these

observations we suggest that the subduction of two oceanic basins in opposite directions beneath the Hindu Kush and Pamir is both plausible and likely.

Subduction of isolated basins probably has been quite common in the tectonic evolution of orogenic belts. As Arabia and Africa continue to converge with Eurasia, isolated basins such as those beneath the Black Sea and Caspian Sea probably will eventually be subducted. They could well be future analogues for the kind of subduction beneath the Hindu Kush and Pamir. For a brief time they will give rise to intermediate and possibly deep earthquakes in isolated areas far from the main suture zones, where thousands of kilometers of oceanic lithosphere were subducted. Clearly, the existence in the past of such basins and their subsequent subduction will cause complexity that will make the unraveling of geologic history of orogenic belts much more complicated than standard two-dimensional cartoons imply.

Summary

Owing to the high activity of the Hindu Kush seismic zone the microearthquake investigations of 1976 and 1977 recorded a substantial number of earthquakes. From a series of tests designed

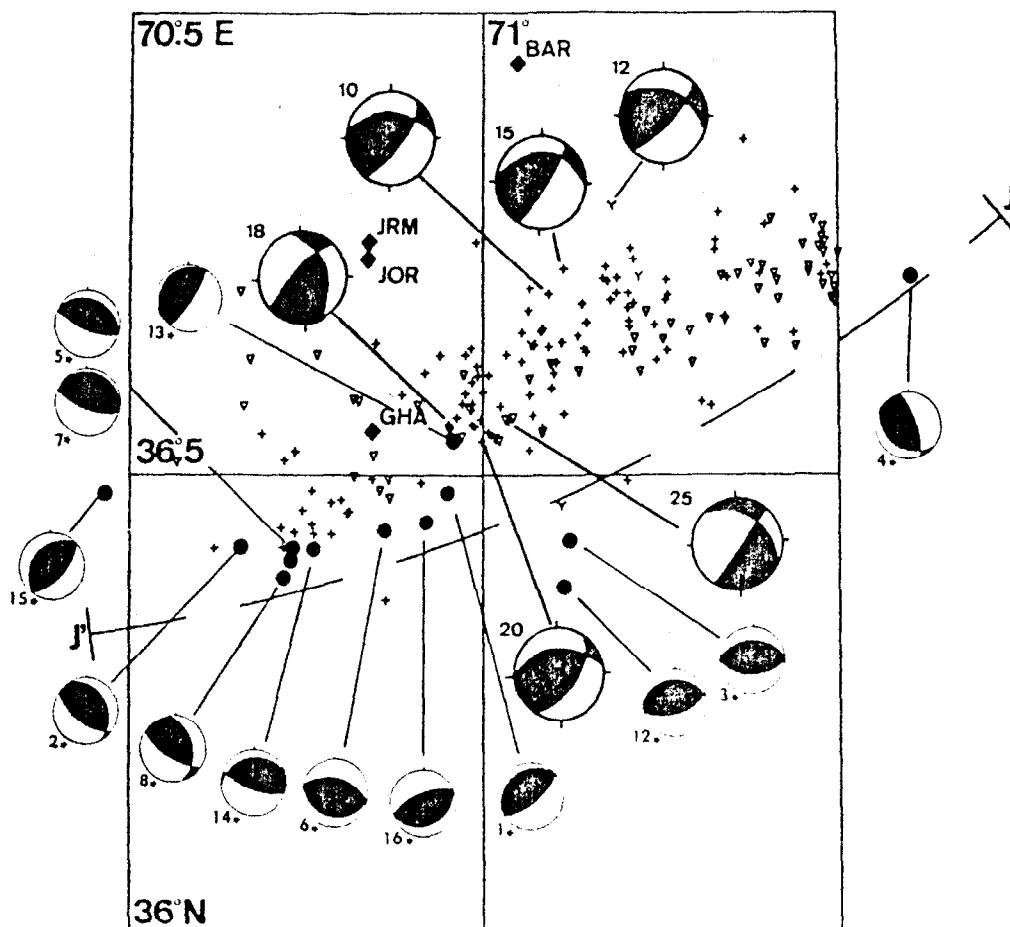


Fig. 13. Fault plane solutions using WSSN data for events deeper than 170 km. Solutions for locally recorded events occurring in the area are plotted as well. The line J'J is a section of H'H used to plot the solutions in a lateral projection parallel to the zone. Symbols as in Figure 11.

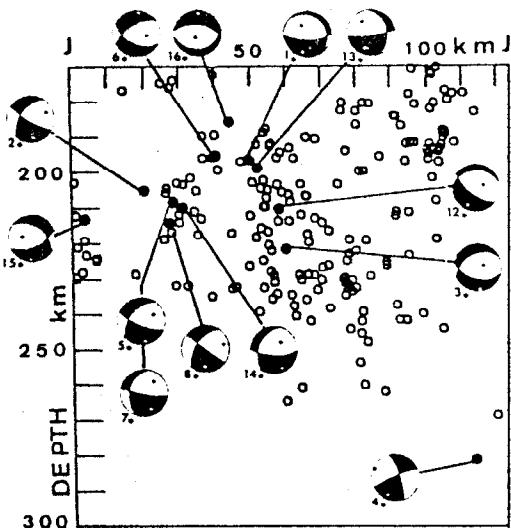


Fig. 14. Back hemisphere projections of fault plane solutions using WWSSN data onto a lateral section parallel to the zone. Location of the J'J section is given in Figure 13.

to evaluate different sources of uncertainty, quality criteria were developed for estimating the precision of the location of these events. From the 1200 events for which locations could be obtained, application of the criteria allowed us to cull out 600 well-located events, with uncertainties in epicenter of about 5 km and in depth of 10 km. These 600 events were used to define the seismic zone in some detail. While the definition of a seismic zone with data from a temporary network carries the stigma of inadequate sampling, many of the features revealed by the 1977 study are reflected in the microearthquake studies of 1976 and 1967-68 [Roecker et al., 1980] and in the teleseismic results of Billington et al. [1977] and Santo [1969]. In fact, the large number of earthquakes in the 1977 study accentuated many features such as a bend in the zone at shallower depths and aseismic gaps, which went largely unnoticed in previous studies.

We find that the crust from 0- to 70-km depth is essentially aseismic. Below the crust the seismic zone in the upper mantle is separated into three regions by two prominent aseismic gaps. A 70-km gap separates a southward dipping region beneath the Pamir from a northward dipping one beneath the Hindu Kush. A gap in seismicity beneath the Hindu Kush further separates seismic regions deeper and shallower than about 170 km from one another. The deeper region is characterized as a narrow (15-20 km) vertically dipping zone, while the shallower region is broad and dips at progressively steeper angles from west to east. The differences in dip and breadth of these regions makes the long-term role of the aseismic gaps as boundaries viable.

Fault plane solutions for the ocean events, determined with both local and WWSSN data, reveal T axes generally lying in the plane of seismicity and P axes generally perpendicular to the plane, which is similar to solutions in island arcs. In contrast to island arcs the T

axes are not always parallel to the dip of the zone, and there seems to be substantial variation in their orientation. Much of this variation occurs on opposite sides of a resolvable gap in activity of about 15-km width in the deeper region at about 70.6°E . To the west of this gap, T axes plunge to the west. On the other side of the gap, T axes plunge to the east and, further east, become progressively more westward plunging. In the western end of the deeper seismic zone, activity seems to be confined to a tube which dips to the west, and the T axes west of the 70.7°E gap are roughly parallel with this trend.

In contrast to the smooth variation of the solutions for deeper events, the fault plane solutions for shallower events show a great deal of scatter. A larger data set than is presently available may perhaps resolve a pattern in these solutions, but no consistent behavior is evident in the 1977 solutions.

On the basis of the essentially narrow and planar definition at the seismic zone to depths of 300 km, we infer that subduction of oceanic lithosphere has taken place beneath the Hindu Kush. Some bounds on parameters associated with this subduction can be made by considering the extent of the seismic zone and its relation to the tectonic environment. From the isolated nature of the seismic zone, from the occurrence of earthquakes at depths of 300 km, and from the absence of volcanic rocks above the zone it is likely that subduction occurred over a short duration and did not begin much before 20 m.y. ago. Subduction may actually be occurring today through a relatively weak lower crust. A recent history of subduction places an upper bound on the rate of subduction of about 43 mm/yr, while the depth of activity restricts this rate to be at least about 20 mm/yr. We infer that the oceanic lithosphere was probably greater than 70 m.y. old when subducted and therefore relatively thick. A comparison of the dips of the shallower and deeper zones suggests that the gaps between them near 170-km depth actually may represent a discontinuity in the lithosphere, and the change in dip of the shallower zone is most likely a result of the penetration of the Indian subcontinent into Eurasia.

By correlating the trend of the seismic zone with surficial geology we draw some inferences regarding the tectonic evolution of the region. Although the scenario given is not exclusive, we think that the available evidence is most easily accommodated by subduction of two separate basins in opposite directions. A projection of the seismic zone to the surface reveals some possible candidates for Hindu Kush - Pamir suture zones. North of the Pamir the seismic projection lies south of the Darvaz-Karakul thrust fault, which separates the thick Cenozoic marine deposits of the Tadjik depression in the west and north from Paleozoic deposits to the south and east. South of the Hindu Kush the projection lies just south of the Panjer fault, but the role of this fault as a suture is uncertain. Another candidate for Hindu Kush suture is the Kunar fault and its extension to the east, north of the Kohistan alaya, since it may have at one time been

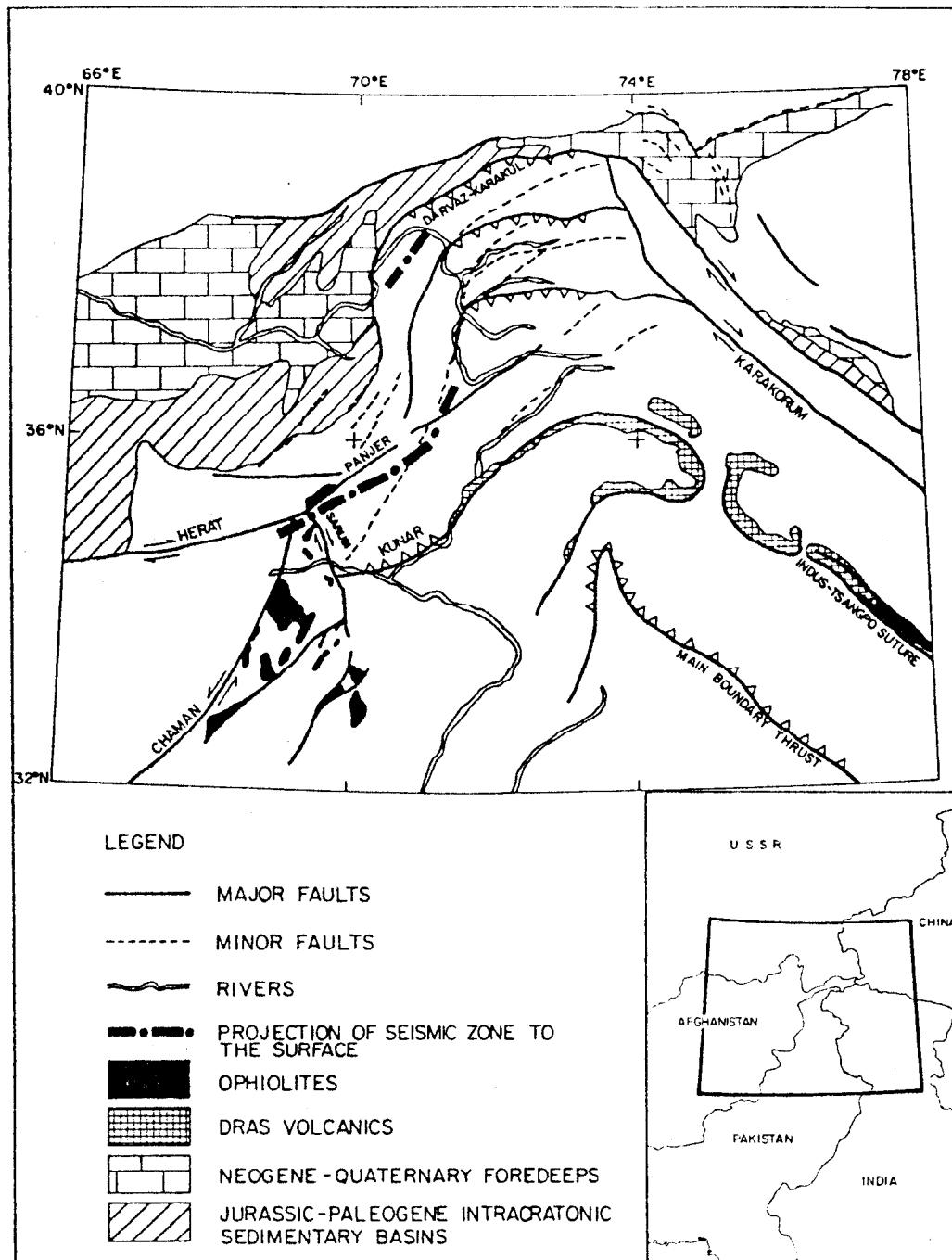


Figure 15. Map of major tectonic features of the Pamir-Hindu Kush region and their relation to a projection of the seismic zone to the surface. The projection of the zone was made by fitting a line to the trend of the shallower side of the zone above 170 km. Faults and geologic features are taken from maps compiled by Desio [1975], Gansser [1977], Peive et al. [1964], and Stöcklin [1977].

associated with subduction of a marginal basin [Burke et al., 1977; Tahirkeli et al., 1977].

While the unraveling of the history of the Pamir-Hindu Kush is rather complicated, we suggest that the geology and seismicity in this area may actually be a prototype of a type of complexity that will exist after basins such as those beneath the Black and Caspian seas are subducted and that has probably been common in collision zones.

Acknowledgements. We thank J. P. Carbonnel for assistance in both logistics and technical matters. We were ably assisted in the field by J. Frechet, M. Frogneux, X. Goula, M. Grosenbaugh, L. Jones, J. King, J. Maurer, R. Prevot, G. Suarez, and B. Tucker and Afghan engineers Kandari, Osman, Rabi, and Sharif. We appreciated the assistance and hospitality of J. Summers of the Afghan American Educational Commission and R. E. Gibson, H. Hafiz, A. S.

Saleem, and others of Kabul University. We thank Woodward Clyde Consultants and, in particular, W. Savage and D. Tocher for loaning us two Sprengnether instruments for the work in 1977. We thank D. Gubbins for assisting us in preparing the test made with a laterally heterogeneous structure. We also benefitted from discussion and encouragement from K. H. Jacob, V. I. Khalturin, A. A. Lukk, M. Mattauer, I. L. Nersesov, G. Perrier, F. Proust, T. G. Rautian, L. Seeber, O. V. Soboleva, and P. Tapponnier. We thank Kabul University for copies of seismograms from the station in Kabul, the Applied Seismology Group of the Lincoln Laboratory and Lamont-Doherty Geological Observatory for the use of the WSSN data and facilities, Lamont also for the use of data from the Tarbella Array, and the Institute of Physics of the Earth of the Academy of Sciences of the USSR for allowing us to examine records from Soviet stations in Tadjikistan. Finally we thank two anonymous referees for constructive criticism. This research was supported primarily by contract ATP No. 35-06 of INAG (Grenoble) and NSF grants EAR76-13367AO1 and EAR78-13673 (MIT). The MIT group's part, however, was made possible by an H. O. Wood award from the Carnegie Institution in Washington and by an Alfred P. Sloan Fellowship.

References

- Armbruster, J., L. Seeber, and K. H. Jacob, The northwestern termination of the Himalayan mountain front: Active tectonics from micro-earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **83**, 269-282, 1978.
- Auden, J. B., Afghanistan-West Pakistan, Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts: Data for Orogenic Studies; Alpine-Himalayan Orogens, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **4**, 365-378, 1974.
- Billington, S., B. L. Isacks, and M. Barazangi, Spatial distribution and focal mechanisms of mantle earthquakes in the Hindu-Kush-Pamir region: A contorted Benioff zone, *Geology*, **5**, 699-704, 1977.
- Buland, R., The mechanics of locating earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **66**, 173-188, 1976.
- Burke, K., J. F. Dewey, and W. S. F. Kidd, World distribution of sutures: The sites of former oceans, *Tectonophysics*, **40**, 69-99, 1977.
- Burtman, V. S., A. V. Peive, and S. V. Ruzhentsev, Main lateral faults of Tien Shan and Pamir, in *Faults and Horizontal Movements of the Earth's Crust* (in Russian), Academy of Sciences of the USSR, Institute of Geology, pp. 152-172, 1963.
- Cassaigneau, C., Contribution à l'étude des suture Inde-Eurasie; la zone de suture de Khost dans le Sud-Est de l'Afghanistan l'abduction Paleogene et la tectonic tertiaire, these de Docteur de 3 ème cycle, Univ. des Sci. et Tech. du Languedoc, Montpellier, France, 1979.
- Chatelain, J. L., S. Roecker, D. Hatzfeld, P. Molnar, and G. Perrier, Etude seismologique en Afghanistan, Premiers resultats, *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, **5**, 260-262, 1977.
- Cross, T. A., and R. H. Pilger, Constraints on absolute plate motions and plate interaction inferred from Cenozoic igneous activity in the western United States, *Amer. J. Sci.*, 1978.
- de Lapparent, A. F., Esquisse géologique de l'Afghanistan, *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, **14**, (2), 327-344, 1972.
- Desio, H. (ed.), *Italian Expeditions to the Karakorum (K2) and Hindu Kush*, vol. 3, *Geology of Central Badakhshan (Northeast Afghanistan) and Surrounding Countries*, 628 pp., E. J. Brill, Leiden, Netherlands, 1975.
- Dewey, J. F., and J. M. Bird, Mountain belts and the new global tectonics, *J. Geophys. Res.*, **75**, (14), 2625-2647, 1970.
- Finko, Ye. A., and V. B. Enman, Present surface movements in the Surkhob fault zone (in Russian), *Geotectonika*, **5**, 117-125, 1971.
- Gansser, A., *Geology of the Himalayas*, 289 pp., Interscience, New York, 1964.
- Gansser, A., The Indian Ocean and the Himalayas A geological interpretation, *Elogae Geol. Helv.*, **59**, 831-848, 1966.
- Gansser, A., The great suture zone between Himalaya and Tibet - A preliminary account, in *Himalaya: Sciences de la Terre*, pp. 209-212, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 1977.
- Isacks, B. L., and M. Barazangi, Geometry of Benioff zones: Lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere Island Arcs, Deep-Sea Trenches, and Back-Arc Basins, Maurice Ewing Ser., Vol. 1, edited by M. Talwani and W. C. Pitman, III, pp. 99-114, AGU, Washington, DC, 1977.
- Isacks, B. L., and P. Molnar, Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **9**, 103-174, 1971.
- James, D. E., I. S. Sacks, E. Lazo L., and P. Araricio G., On locating local earthquakes using small networks, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **59**, 1201-1212, 1969.
- Johnson, T., and P. Molnar, Focal mechanisms and plate tectonics of the southwest Pacific, *J. Geophys. Res.*, **77**, 1433-1438, 1972.
- Khalturin, V. V., T. G. Rautian, and P. Molnar, The spectral content of Pamir-Hindu Kush intermediate depth earthquakes, evidence for a high Q zone in the upper mantle, *J. Geophys. Res.*, **82**, 2931-2943, 1977.
- Konopaltsev, I. M., Crustal movements in the Garm area, from the 1948-1970 measurements (in Russian), *Geotectonika*, **5**, 111-116, 1971.
- Krestnikov, V. V., and I. L. Nersesov, Relations of the deep structure of the Pamirs and Tien Shan to their tectonics, *Tectonophysics*, **1**, 183-191, 1964.
- Kuchai, V. K., and V. G. Trifonov, Young sinistral shearing along the Darvaz-Karakul fault zone, (in Russian), *Geotectonika*, **3**, 91-105, 1977.
- Lee, W. H. K., and J. C. Lahr, HYPO71 (revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, *Open File Rep.*, **75-311**, U. S. Geol. Surv., Reston, VA, 1975.
- Lukk, A. A., and I. L. Nersesov, The deep Pamir-Hindu Kush earthquakes, in *Earthquakes in the USSR in 1966* (in Russian), pp. 118-136, Nauka, Moscow, 1970.
- Malamud, A. S., Several regularities of the spatial distribution of the Pamir-Hindu Kush

- deep focus earthquakes (in Russian), Izv. Akad. Nauk Tadzh. SSR Otd. Fiz. Matematicheskih Geol. Khim. Nauk, 4, 70-73, 1973.
- Mattauer, M., F. Proust, P. Tapponnier, and C. Cassaigneau, Ophiolites, obductions et tectonique global dans l'Est de l'Afghanistan, C. R. Acad. Sci., 287, 983-985, 1978.
- Minster, J. B., and T. H. Jordan, Present day plate motions, J. Geophys. Res., 83, 5331-5354, 1978.
- Minster, J. B., T. H. Jordan, P. Molnar, and E. Haines, Numerical modeling of instantaneous plate tectonics, Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 36, 547-576, 1974.
- Molnar, P., and K. Burke, Penrose conference report: Erik Norin Penrose Conference on Tibet, Geology, 5, 461-463, 1977.
- Molnar, P., W. P. Chen, T. J. Fitch, P. Tapponnier, W. E. K. Warsi, and F. T. Wu, Structure and tectonics of the Himalaya: A brief summary of relevant geophysical observations, Colloques Internationaux du C.N.R.S., No. 268, Ecologie et Géologie de l'Himalaya, 269-293, 1977.
- Molnar, P., and P. Tapponnier, Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision, Science, 189, 419-426, 1975.
- Molnar, P., D. Freedman, and J. S. F. Shih, Lengths of intermediate and deep seismic zones and temperatures in downgoing slabs of lithosphere, Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 56, 41-54, 1979.
- Nersesov, I. L., T. V. Latynina, T. V. Guseva, N. Zharinev, and A. A. Khobotko, On the deformation of the earth's crust in the Surkhob fault zone (in Russian), Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth, 12, 26-37, 1976.
- Norin, E., The relation between the Tibetan platform and the Tarim Basin, Submitted to Geol. Soc. Amer. Bull., 1979.
- Nowroozi, A. A., Seismo-tectonics of the Persian plateau, eastern Turkey, Caucasus, and Hindu Kush regions, Bull. Seismol. Soc. Amer., 61, 317-321, 1971.
- Nowroozi, A. A., Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan, and Afghanistan and plate tectonics of the Middle East, Bull. Seismol. Soc. Amer., 62, 823-850, 1972.
- Parsons, B., and J. Sclater, An analysis of ocean floor bathymetry and heat flow with age, J. Geophys. Res., 82, 803-827, 1977.
- Peive, A. V., V. S. Burtman, S. V. Ruzhentsev, and A. I. Suvorov, Tectonics of the Pamir-Himalayan sector of Asia, in Report of the Twenty Second Session, India, International Geological Congress, part XI, Himalayan and Alpine Orogeny, pp. 441-464, International Geological Congress, New Delhi, 1964.
- Powell, C. McA., and P. J. Conaghan, Plate tectonics and the Himalayas, Earth Planet. Sci. Lett., 20, 1-12, 1973.
- Prevot, R., D. Hatzfeld, S. W. Roecker, and P. Molnar, Shallow earthquakes and active tectonics in eastern Afghanistan, J. Geophys. Res., 85, this issue, 1980.
- Ritsema, A. R., The fault plane solutions of earthquakes of the Hindu Kush Centre, Tectonophysics, 3, 147-163, 1966.
- Roecker, S. W., O. V. Soboleva, D. Hatzfeld, J. L. Chatelain, and P. Molnar, Seismicity and fault plane solutions of intermediate depth earthquakes in the Pamir-Hindu Kush region, J. Geophys. Res., 85, this issue, 1980.
- Ruzhentsev, S. V., Transcurrent faults in the southeastern Pamir, in Faults and Horizontal Movements of the Earth's Crust (in Russian), pp. 115-127, Academy of Sciences of the USSR, Institute of Geology, Moscow, 1963.
- Santo, T., Regional study on the characteristic seismicity of the world, I, Hindu Kush region, Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ., 47, 1035-1049, 1969.
- Shirokova, E. I., Determination of the stresses effective in the foci of the Hindu Kush earthquakes (in Russian), Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geofiz., 12, 1739-1745, 1959.
- Snyder, W. S., W. R. Dickinson, and M. L. Silberman, Tectonic implications of space-time patterns of Cenozoic magmatism in the western United States, Earth Planet. Sci. Lett., 32, 91-106, 1976.
- Soboleva, O. V., Special features of the directions of the principal stress axes in the foci of Hindu Kush earthquakes (in Russian), Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth, 1, 71-78, 1968a.
- Soboleva, O. V., Effect of the asymmetry of the focal radiation upon the distribution of the displacements around the epicenter of a deep earthquake (in Russian), Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth, 10, 45-56, 1968b.
- Soboleva, O. V., Method for unambiguous determination of the fault plane in the source using the Hindu-Kush zone as an example, (in Russian), Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth, 1, 50-59, 1972.
- Stevens, A. E., S-wave focal mechanism studies of the Hindu Kush Earthquake of 6 July 1962, Can. J. Earth Sci., 3, 367-384, 1966.
- Stöcklin, J., Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia, in Livre à la Mémoire de Albert F. de Lapparent, pp. 333-353, Société Géologique de France, Paris, 1977.
- Tahirkeli, R. A. K., M. Mattauer, F. Proust, and P. Tapponnier, Données nouvelles sur la suture Inde-Eurasie au Pakistan, in Himalaya; Sciences de la Terre, pp. 209-212, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 1977.
- Vinnik, L. P., and A. A. Lukk, Velocity inhomogeneities of the upper mantle of Central Asia (in Russian), Dok. Akad. Sci. USSR, 213, 580-583, 1973.
- Vinnik, L. P., and A. A. Lukk, Lateral inhomogeneities in the upper mantle under the Pamir-Hindu Kush (in Russian), Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth, 1, 9-22, 1974.
- Vinnik, L. P., A. A. Lukk, and I. L. Nersesov, Nature of the intermediate seismic zone in the mantle of Pamir-Hindu Kush, Tectonophysics, 36, T9-T14, 1977.
- Wellman, H. N., Active wrench faults of Iran, Afghanistan, and Pakistan, Geol. Rundschau, 55, 716-735, 1966.
- Zakharov, S. A., On the characteristic features of the geotectonics of the Tadjik depression, in Geotectonics and Seismo-tectonics of Tadjikistan (in Russian), pp. 3-19, Denish, USSR, 1969.

(Received April 23, 1979;
revised November 1, 1979;
accepted November 7, 1979.)

interpretations in terms of subduction of oceanic lithosphere. Much of the work was done at Applied Seismology Group in Lincoln Laboratories. We thank them for making their facilities available and for their help. We also thank V. I. Khalturin, R. North, G. Perrier, T. G. Rautian, and B. E. Tucker for help at various stages in this work and two anonymous referees for constructive criticism of the manuscript. This work was supported by NSF grants EAR76-13367 and EAR78-13673, by contract ATP No. 35-06, 35-25, and 35-58 of INAG from the Centre National de la Recherches de France, by an H. O. Wood Award, and by an Alfred P. Sloan Fellowship.

References

- Billington, S., B. L. Isacks, and M. Barazangi, Spatial distribution and focal mechanisms of mantle earthquakes in the Hindu-Kush-Pamir region: A contorted Benioff zone, *Geology*, **5**, 699-704, 1977.
- Chatelain, J. L., S. Roecker, D. Hatzfeld, and P. Molnar, Microearthquake seismicity and fault plane solution in the Hindu Kush region and their tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, **85**, this issue, 1980.
- Chatelain, J. C., S. Roecker, D. Hatzfeld, P. Molnar, and G. Perrier, Etude seismologique en Afghanistan, Premiers resultats, *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, **5**, 260-262, 1977.
- Isacks, B., and P. Molnar, Mantle earthquake mechanisms and the sinking of the lithosphere, *Nature*, **223**, 1121-1124, 1969.
- Isacks, B., and P. Molnar, Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **9**, 103-174, 1971.
- Isacks, B., J. Oliver, L. R. Sykes, Seismology and the new global tectonics, *J. Geophys. Res.*, **73**, 5855-5899, 1968.
- Isacks, B., L. R. Sykes, and J. Oliver, Focal mechanisms of deep and shallow earthquakes in the Tonga Kermadec region and tectonics of island arcs, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **80**, 1443-1470, 1969.
- Khalturin, V. I., T. G. Rautian, and P. Molnar, The spectral content of Pamir-Hindu-Kush intermediate depth earthquakes, evidence for a high Q zone in the upper mantle, *J. Geophys. Res.*, **82**, 2931-2943, 1977.
- Lee, W. H. K., and J. C. Lahr, HYPO71 (revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes, Open File Rep. 75-311, U. S. Geol. Surv., Reston, VA, 1975.
- Lukk, A. A., and I. L. Nersesov, The deep Pamir Hindu-Kush earthquakes (in Russian), in *Earthquakes in the USSR in 1966*, pp. 118-136, Nauka, Moscow, 1970.
- Malamud, A. C., Several regularities of the spatial distribution of Pamir Hindu-Kush deep focus earthquakes, *Izv. Akad. Nauk Tadzh. SSR Otd. Fiz. Matematicheskikh Geol. Khim. Nauk*, **9**, 70-73, 1973.
- Molnar, P., T. J. Fitch, and F. T. Wu, Fault plane solutions of shallow earthquakes and contemporary tectonics in Asia, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 101-112, 1973.
- Molnar, P., T. G. Rautian, and V. I. Khalturin, Influence of the propagation path of waves and local registration of CHISS-spectra of local earthquakes of the Garm region, in *Soviet-American Work on Earthquake Prediction*, (in Russian), pp. 159-170, Donish, Dushanbe, Moscow, 1976.
- Nowroozi, A. A., Seismotectonics of the Persian plateau, eastern Turkey, Caucasus and Hindu-Kush regions, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **61**, 317-321, 1971.
- Nowroozi, A. A., Focal mechanisms of earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan, and Afghanistan and plate tectonics of the Middle East, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **62**, 833-850, 1972.
- Prevot, R., D. Hatzfeld, S. W. Roecker, and P. Molnar, Shallow earthquakes and active tectonics in eastern Afghanistan, *J. Geophys. Res.*, **85**, this issue, 1980.
- Soboleva, O. V., Special features of the directions of the principal stress axes in the foci of Hindu-Kush earthquakes, *Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth*, **1**, 71-78, 1968a.
- Soboleva, O. V., Effect of the asymmetry of the focal radiation upon the distribution of the displacements around the epicenter of a deep earthquake, *Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth*, **10**, 45-56, 1968b.
- Soboleva, O. V., Method for unambiguous determination of the fault plane in the source using the Hindu-Kush zone as an example, *Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth*, **1**, 50-59, 1972.
- Ulomov, V. I., *Dynamics of the Earth's Crust and Prediction of Earthquakes* (in Russian), 214 pp., Fan, Tashkent, USSR, 1974.
- Vinnik, L. P., and A. A. Lukk, Velocity inhomogeneities of the upper mantle of Central Asia (in Russian), *Dokl. Akad. Sci. USSR*, **213**, 580-583, 1973.
- Vinnik, L. P., and A. A. Lukk, Lateral inhomogeneities in the upper mantle under the Pamir Hindu Kush, *Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth*, **1**, 9-22, 1974.
- Vinnik, L. P., A. A. Lukk, and I. L. Nersesov, Nature of the intermediate seismic zone in the mantle of the Pamir-Hindu-Kush, *Tectonophysics*, **38**, 9-14, 1977.

(Received April 23, 1979;
revised November 1, 1979;
accepted November 6, 1979.)

SEISMICITY AND FAULT PLANE SOLUTIONS OF INTERMEDIATE DEPTH EARTHQUAKES IN THE PAMIR-HINDU KUSH REGION

S. W. Roecker,¹ O. V. Soboleva,² I. L. Nersesov,³ A. A. Lukk,³
D. Hatzfeld,⁴ J. L. Chatelain,⁴ and P. Molnar¹

Abstract. Relocations of earthquakes, recorded by a local network of stations in Afghanistan and Tadzhikistan in 1966 and 1967, indicate a narrow seismic zone (width ≤ 30 km) dipping steeply into the mantle to a depth of 300 km beneath the Pamir and Hindu Kush ranges. Very low seismicity was observed at depths less than about 70 km, the approximate depth of the Moho. Clear gaps in activity exist also within the zone of intermediate depth seismicity. One gap, about 50 km wide near 37°N and at depths greater than 100 km, separates a steeply northward dipping zone to the southwest from a steeply southeastward dipping zone to the northeast. This gap probably marks either a tear in the downgoing slab or a gap between two oppositely dipping slabs. Fault plane solutions, determined by Soboleva for events between 1960 and 1967, generally show steeply plunging T axes approximately within the planar seismic zone. They therefore are grossly similar to those at island arcs where no deep earthquakes occur and presumably result from gravitational body forces acting on a relatively dense slab of lithosphere. At the same time there is a very large variation in the fault plane solutions, much larger than is common at island arcs.

Introduction

Although it does not have an island arc structure, the Pamir-Hindu Kush region is the source of very high intermediate depth seismicity. This region is one of the most active sources of earthquakes felt within the USSR, even though most of it lies outside of the USSR, in Afghanistan. Accordingly, Soviet seismologists have devoted considerable attention to its study. An extensive network of stations has been operated in Tadzhikistan for 20 years by the Tadzhik Institute of Seismo-Resistant Construction and Seismology (TISSS) of the Academy of Sciences of the Tadzhik SSR and by the Institute of Physics of the Earth (IFZ) of the Academy of Sciences of the USSR (in Moscow). Moreover, in 1966 and 1967 a special network was installed in Afghanistan and along the Soviet-Afghan boundary by the IFZ to study the seismicity and structure of this region. The data in

1966 and 1967 allowed the most precise determinations of hypocenter that were possible at that time [Lukk and Nersesov, 1970]. These hypocenters defined an approximately planar zone that dips steeply into upper mantle and extends in an east-west direction for nearly 700 km. With careful analytical and graphical techniques, but without the aid of high-speed computers, Lukk and Nersesov [1970] simultaneously determined a velocity structure for the crust and upper mantle and located the earthquakes. In the present paper we extend their study and present relocations of these same events using a computer.

The data obtained with this network were also used to infer a high-velocity zone surrounding the seismic zone [Vinnik and Lukk, 1973, 1974; Vinnik et al., 1977], and subsequent studies suggested a corresponding high Q zone [Khalturin et al., 1977; Molnar et al., 1976]. These studies and others [Billington et al., 1977; Chatelain et al., 1977, 1980; Malamud, 1973; Nowroozi, 1971, 1972] suggested a variety of possible configurations of slabs of oceanic or continental lithosphere that had been subducted in the region.

In addition, the longer-term recording in Tadzhikistan has allowed the determination of numerous fault plane solutions of earthquakes with magnitudes ranging from about 4 3/4 to 7 [Soboleva, 1968a,b, 1972]. Because of the close proximity of many stations, much smaller events were studied than was ordinarily possible with data from the World-Wide Standardized Seismograph Network (WWSSN) alone. Soboleva [1968a] discussed the orientations of the P, T, and B axes and their relationships to the seismic zone, but her interpretation preceded the recognition of plate tectonics and more modern ideas about such relationships [Isacks et al., 1968, 1969; Isacks and Molnar, 1969, 1971]. Moreover, locations of these events which occurred between 1960 and 1967 were sufficiently imprecise to reveal systematic relationships between solution and location, such as those observed by Chatelain et al. [1980]. In the present paper we use either Nowroozi's 1971 relocations of the events or hypocentral determinations given by the International Seismological Center (ISC) to relate the solutions to the seismic zone defined by the well-located earthquakes determined here for smaller events in 1966 and 1967. We then discuss the results in light of the ideas given by Isacks et al. [1968, 1969] and Isacks and Molnar [1969, 1971]. (Nersesov and Lukk take no responsibility for the interpretation given in that discussion.)

Seismicity

Three-component short-period seismograph stations, equipped with Soviet SSS seismometers,

¹Department of Earth and Planetary Sciences, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts 02139.

²Tadzhik Institute of Seismo-Resistant Construction and Seismology, Tadzhik Academy of Sciences, Dushanbe, Tadzhik SSSR, USSR.

³Institute of Physics of the Earth, Academy of Sciences of the USSR, Moscow, USSR.

⁴Laboratoire de Géophysique Interne, Institut de Recherches Interdisciplinaires de Géologie et de Mécanique, B.P. 53, 38041 Grenoble, France.

were operated at locations shown in Figure 1 (and at other sites not used in this study). These instruments have a flat frequency response for displacement between about 5 and 30 Hz. Recording speeds were typically 120 mm/min, and signals were usually impulsive. Consequently, P wave arrival times could be determined with uncertainties less than a few tenths of a second, and S waves arrival times could be identified with somewhat larger uncertainties, about 1 s. These times were measured by A. A. Lukk and I. L. Nersesov. When possible, the data were supplemented by published arrival times from stations at Warsak Dam, Pakistan (WRK), and Kabul, Afghanistan (KBL).

We relocated the earthquakes recorded by this network in 1966 and 1967 using the computer program HYPO71, written by Lee and Lahr [1975], assuming a modification of the velocity structure determined by Lukk and Nersesov [1970]. A more complete discussion of the velocity structure,

of the location procedure, and of the various uncertainties is given in the companion paper [Chatelain et al., 1980]. Much of the analysis given in that study deals with networks with some stations in approximately the same places as Soviet stations were in 1966 and 1967. Therefore the precision of the locations is probably comparable. The Soviet network, however, is concentrated to the north of the seismic zone, and the temporary networks employed by Chatelain et al. [1980] in 1976 and 1977 were largely south of the zone. We found a systematic northward displacement (of about 10 km) of the seismic zone using the Soviet data compared with the data from 1976 and 1977, and we infer that pronounced lateral variation in velocity in the region may be the cause of systematic differences between the locations of events. Nevertheless, the uncertainties in the relative locations of events (their precision) are likely to be approximately the same for either

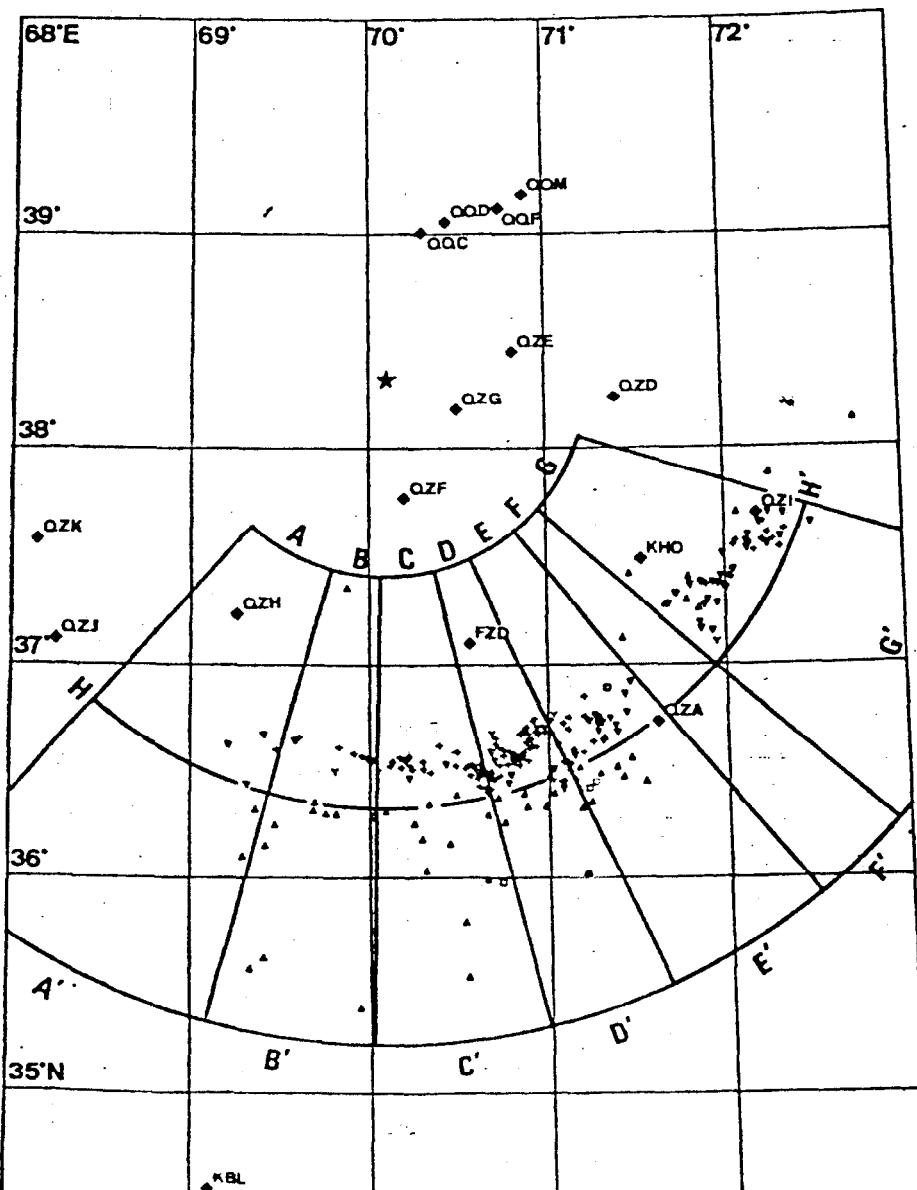


Fig. 1. Map of region showing position of stations (solid diamonds) and epicenter of earthquakes at various depths: solid triangles, 50-100 km; open triangles, 100-150 km; inverted triangles, 150-200 km; pluses, 200-250 km; and Y's, 250-300 km.

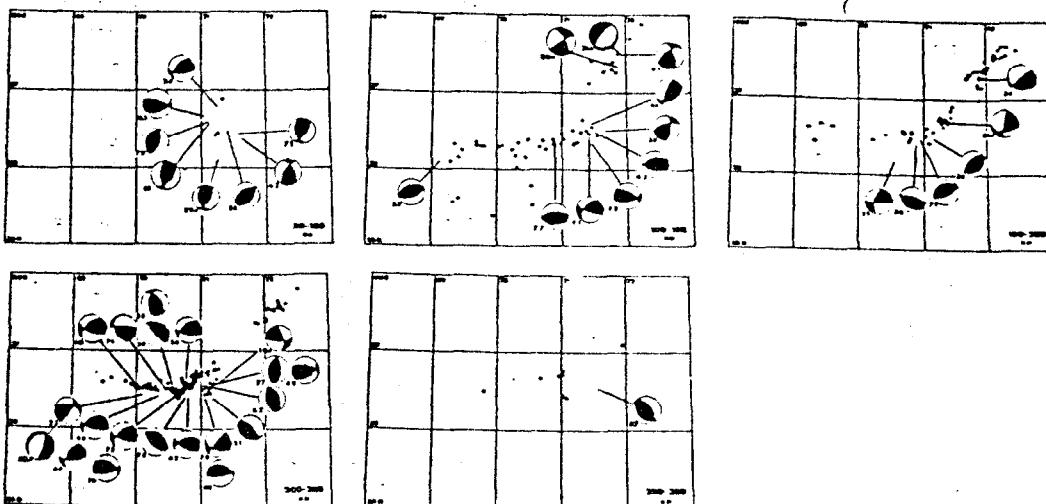


Fig. 2. Maps of 1966-1967 epicenters of events in different depth ranges and fault plane solutions in abbreviated balloon format. Lower hemisphere diagrams are shown with quadrants with compressional first motions in black, and locations of earthquakes with fault plane solutions are from Nowroozi [1971] or the ISC. Numbers correspond to events in Table 1 and Appendix A.

configuration of stations. For the majority of the events we estimate that uncertainties in the precision of the depths and hypocenters are about 10 km and that there could also be systematic errors of the same amount.

All locations with Rms residuals less than 0.7 sec [Chatelain et al., 1980] are plotted in Figure 1 and are listed in Table A1.¹ Maps for separate depth ranges are given in Figure 2, and cross sections are shown in Figure 3. This arrangement of plots is the same as in Chatelain et al. [1980], and the general features of the seismicity are similar. As noted in other studies, the seismic zone dips steeply (Figure 3) and is oriented approximately east-west (Figures 1 and 2) [Billington et al., 1977; Chatelain et al., 1977; Lukk and Nersesov, 1970; Malamud, 1973; Nowroozi, 1971]. West of approximately 71°E the zone trends east-west, but to the east it trends more nearly northeast-southwest. As the data from the studies referenced above show, at depths greater than about 150 km, the east-west zone dips steeply to the north, and the northeast-southwest zone dips steeply to the southeast (Figure 3).

Because of the greater number of more precisely determined hypocenters than for the previous studies, there are also some features that were less clearly resolved in most of these earlier studies. At shallower depths (70-150 km), both zones appear to dip at shallower angles than at greater depths (Figure 3), a result also obtained by Billington et al. [1977]. At the same time there is a very low level of seismicity at depths shallower than about 70 km (Figure 3). This is not a consequence of inaccurate locations but reflects much lower seismicity in the crust than in the underlying mantle.

¹Appendix is available with entire article on microfiche. Order from the American Geophysical Union, 2000 Florida Ave., N. W., Washington, DC 20009. Document J80-003; \$01.00. Payment must accompany order.

The seismic zone is not a continuous planar zone with uniformly distributed seismicity but instead contains pronounced gaps in activity and tight clusters of concentrated activity. One gap, near 37°N, is clear at all depths (Figure 2 and section FF' in Figure 3). This gap, approximately 50 km wide, seems to separate the zones that dip north and southeast (Figures 1 and 3), and it is tempting to suggest that the slab of lithosphere in which the earthquakes presumably occur is discontinuous there. This gap in activity is also clear in the data discussed by Chatelain et al. [1980].

A less well-defined gap in the western part of the zone between depths of about 150 and 180 km separates regions of shallower and deeper activity (profiles BB', CC', and HH' in Figure 3). Although there may not be enough events to convincingly demonstrate its existence here, this gap is particularly clear in the data described by Chatelain et al. [1980]. There is a suggestion also of a narrow gap in activity between 200 and 250 km at about 70.5°E (Figure 2 and profile HH' in Figure 3) which is very clear in the data from 1977 [Chatelain et al., 1980, Figure 5].

Along most of the zone and below about 150-km depth the width of the zone is about 30 km, a result similar to that of Billington et al. [1977] but much narrower than the data from most previous studies suggest [e.g., Lukk and Nersesov, 1970; Malamud, 1973; Nowroozi, 1971]. Given the uncertainties in the locations, the width could be narrower in most regions, except possibly near 71°E, and at depths greater than 200 km. There the zone seems to divide into two separate zones separated by a gap in activity about 20 km wide (Figure 2 and profile DD' in Figure 3). Events in both clusters were located with the same stations, and our estimation of the errors in locations suggests that this separation is real. Nevertheless, with a more favorable station distribution the southern branch is not apparent in the data of Chatelain et al. [1980].

Because most of the gaps and clusters in the

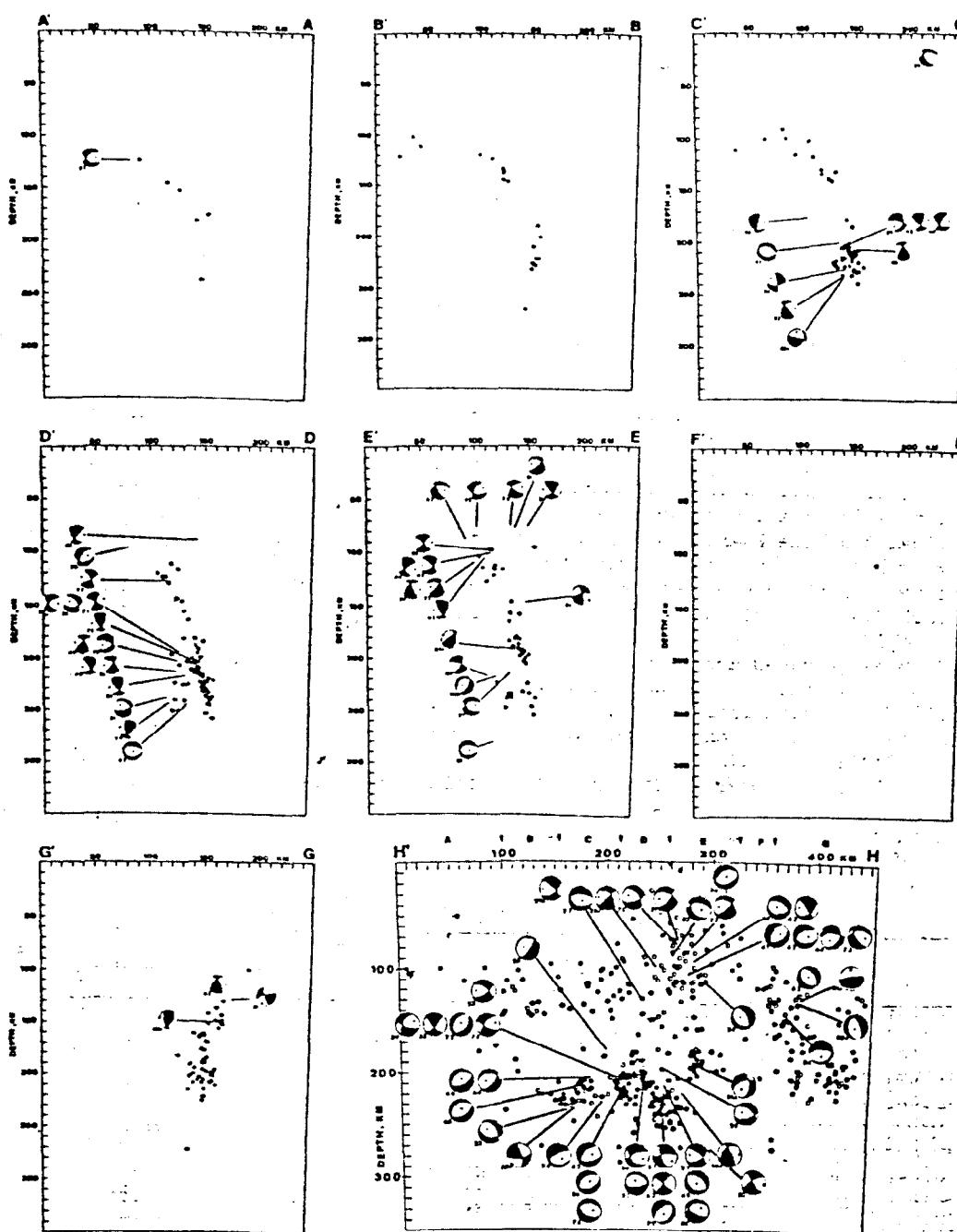


Fig. 3. Cross section of seismicity perpendicular to seismic zone (A'A to G'G) and parallel to zone (H'H) and fault plane solutions (see Figure 1). Back hemisphere of fault plane solutions shown. Solid symbols for earthquakes which met the quality constraint in Chatelain et al. [1980], and open symbols for those with most mean square residuals less than 0.7 s.

seismicity in 1966 and 1967 are evident in the data obtained in 1976 and 1977 [Chatelain et al., 1980], we do not consider them to be artifacts of short time periods of recording. At the same time the data are clearly inadequate to show that these features are representative of much longer periods of time. A close correlation of peculiarities in fault plane solutions with hypocentral positions [Chatelain et al., 1980], however, suggests that these clusters and gaps reflect variations in the state of stress and therefore may be representative of the seismicity for longer time periods than considered here.

Fault Plane Solutions

Since most of the data used to determine the fault plane solutions were radiated into the upper hemisphere of the focal sphere, upper hemisphere diagrams for all of the solutions are given in Appendix A. Pertinent parameters are listed in Table 1. To facilitate comparison with data in other studies, however, lower hemispheres given in abbreviated balloon format in Figure 2 for earthquakes at different depths, and back hemispheres are given in Figure 3 in the cross sections. These solutions were determined by Soboleva [1968a,b, 1972, new unpublished data,

1979], and among those discussed in her papers, these include only the ones to which she assigned the highest quality factor. They include essentially all events between 1960 and 1967 for which it was possible to determine a solution with Soviet data. The locations of these earthquakes were taken from Nowroozi's [1971] tabulation for events occurring in 1960-1963 and from the ISC listings for the more recent events. We assume that the uncertainty in the locations of some of these may be 10 km, but for most it is probably 20 km.

Probably the most obvious generality reflected in these data is that the T axes are nearly vertical in most cases, a result noted by Soboleva [1968a, 1972] and observed with solutions determined with other data [e.g., Billington et al., 1977; Chatelain et al., 1980; Isacks and Molnar, 1971; Nowroozi, 1972]. Among Soboleva's better constrained solutions, those used here, the T axis is in all but two cases more nearly vertical than the P axis.

Perhaps the most notable feature in Figure 2 is the wide variety of fault plane solutions. This contrasts markedly with island arc structures, where fault plane solutions of intermediate and of deep earthquakes are usually very similar to one another within the arc and in the same depth range [Isacks and Molnar, 1971]. Solutions for events 71, 78, 80, and 82 were obtained both from Soviet recordings, most of which were radiated into the upper hemisphere of the focal sphere (Appendix A), and from data of the WWSSN, which were radiated into the lower hemisphere [Chatelain et al., 1980, Table 1,

Appendix A]. In general, the parameters differ by less than 10° and always less than 15° , their approximate uncertainty. This suggests that locally heterogeneous velocity structures do not cause the large observed variation in the solutions and that there is a real variation in the orientation of the fault planes.

Variation in fault plane solutions was noted for the larger events ($M \geq 5.5$) in the Hindu Kush region, but much of this variation is systematic [Chatelain et al., 1980]. Near $70.6^\circ E$ most of the P axes trend northeast-southwest, becoming more nearly north-south near $70.8^\circ E$ and approximately northwest-southeast farther east near $71.0^\circ E$ (Figure 2). Although many of the solutions presented here fit this general pattern, particularly the larger events, there is still a very large scatter. Although the solutions presented here are not as well constrained as those determined with the WWSSN, the variation in the observed first motions of the P waves requires large differences among the solutions (see Appendix A). We think that the variability within localized regions may not be real but is simply a consequence of large errors in the locations of the events. Chatelain et al. [1980] found very large differences in fault plane solutions of earthquakes only 20-30 km apart. Therefore errors in locations of this amount, which are difficult to eliminate, could introduce an apparently random scatter of solutions, whereas in fact there is a simple regional variation.

The fault plane solutions for the shallower events (70-150 km) include large components of

Table 1. FAULT PLANE SOLUTIONS

#	DATE	ORIGIN TIME	LAT (°N)	LONG (°E)	DEPTH (KM)	P AXIS		T AXIS		S AXIS		POLE OF FIRST NOODAL PLANE		POLE OF SECOND NOODAL PLANE	
						AZ	PL	AZ	PL	AZ	PL	AZ	PL	AZ	PL
23	60/01/9	07:24	36.43°	70.10°	234	150	15	260	50	49	36	300	20	190	40
25	60/02/8	18:54	36.19°	70.55°	175	143	10	46	33	247	55	100	30	0	15
27	60/02/19	10:36	36.56°	71.11°	211	95	5	195	80	4	10	260	40	105	45
28	60/02/23	02:09	36.51°	71.11°	194	310	5	135	80	40	1	130	40	320	50
30	61/03/20	03:30	36.78°	71.26°	75	335	0	65	60	245	10	130	35	0	40
10461/04/26	05:23	36.56°	71.30°	218	40	0	310	40	130	50	0	25	260	30	
36	61/06/19	17:04	36.47°	70.88°	197	30	20	170	70	295	12	200	25	50	60
30461/07/20	00:40	38.40°	72.40°	120	15	61.	126	12	223	24	98	50	326	31	
31461/08/17	13:48	37.50°	71.70°	113	105°	60	315	26	220	15	344	68	124	18	
32461/08/18	07:56	38.70°	72.70°	110	142	2	234	79	52	10	154	46	311	42	
38	61/08/21	07:00	36.49°	71.68°	108	130	0	220	45	40	45	275	30	165	30
39	61/09/6	13:35	36.52°	70.61°	204	225	30	45	60	135	0	45	15	225	75
41	62/01/5	04:27	36.46°	71.39°	104	166	9	67	40	266	48	125	35	20	20
42	62/01/8	22:25	36.41°	70.77°	212	182	6	84	54	276	35	150	40	30	30
43	62/02/27	05:40	36.53°	71.45°	101	155	0	90	75	265	15	160	40	10	40
44	62/03/28	00:51	36.58°	71.47°	102	307	22	78	59	208	21	110	20	340	60
48	62/07/6	23:05	36.46°	70.35°	208	172	14	59	58	270	29	140	50	15	25
49	62/08/3	18:02	36.52°	71.10°	203	340	5	245	60	73	30	315	40	185	35
51	62/10/9	15:59	36.41°	71.19°	238	40	25	235	65	133	6	25	65	225	20
53	63/01/12	06:20	36.09°	69.09°	122	155	0	345	85	245	1	330	45	160	50
55	63/02/17	05:38	36.46°	70.55°	201	255	0	160	65	345	25	100	40	230	40
56	63/02/18	14:25	36.46°	70.78°	218	165	5	70	55	258	35	140	40	15	35
58	63/03/7	21:49	36.47°	71.41°	96	135	0	235	80	45	10	300	40	145	45
28A63/06/1	10:49	36.12°	71.24°	96	100	5	355	63	193	26	300	35	70	45	
29A63/06/11	03:25	37.11°	70.07°	24	295	5	185	70	27	19	280	50	130	35	
62	63/07/10	02:12	36.37°	71.60°	87	275	5	180	55	9	35	125	30	240	40
63	63/08/13	07:03	36.55°	71.04°	245	255	10	80	85	344	1	75	40	255	60
64	63/09/29	10:39	36.46°	70.33°	205	145	0	55	54	235	16	115	35	355	15
65	63/10/14	21:12	37.46°	71.88°	113	107	0	197	43	17	47	145	30	250	30
66	63/12/28	01:40	36.55°	70.12°	209	170	8	68	53	266	15	136	42	19	27
70	64/01/13	15:19	36.58°	71.18°	76	110	15	270	75	19	5	280	30	120	60
71	64/01/28	14:09	36.48°	70.95°	197	150	20	335	70	241	2	150	65	330	25
72	64/02/18	17:08	36.47°	70.70°	202	162	9	69	40	264	44	130	40	15	25
72A64/03/23	08:18	38.25°	73.63°	125	355	41	345	18	138	44	290	43	14	15	
73	64/05/16	08:18	36.16°	71.43°	110	9	6	271	56	103	33	340	40	215	30
74	64/05/17	11:45	36.49°	70.47°	226	22	26	149	51	278	27	180	15	70	60
75	64/09/28	06:51	36.42°	71.51°	77	105	10	0	65	200	24	305	35	90	45
76	64/11/27	11:03	36.40°	70.73°	211	181	5	283	65	92	24	140	15	205	45
77	64/12/24	01:08	36.35°	70.85°	127	350	15	180	75	81	2	350	60	170	10
78	65/03/14	15:53	36.42°	70.73°	205	220	15	40	75	130	0	220	60	40	30
80A65/04/10	21:21	37.33°	71.87°	129	290	16	195	18	58	65	244	23	152	2	
81A65/07/20	07:43	36.72°	71.32°	191	308	30	62	15	188	40	1	48	94	4	
79	65/11/16	01:03	36.41°	71.11°	242	141	19	89	43	233	41	130	15	25	45
82A65/05/30	11:28	36.42°	70.09°	214	268	58	116	28	20	14	149	68	284	15	
80	66/06/6	07:46	36.43°	71.12°	214	178	18	322	58	96	13	358	25	290	60
81	66/07/07	19:00	36.58°	71.14°	79	286	8	30	59	192	34	90	31	318	43
82	67/01/25	01:50	36.71°	71.60°	281	44	11	265	76	119	7	36	55	234	33
83	67/02/11	08:03	36.66°	71.05°	88	2	9	249	62	96	25	262	30	334	48
84	67/12/28	20:15	37.28°	71.92°	147	330	35	121	54	238	12	138	11	13	76

thrust faulting, therefore with steeply dipping T axes, and with P axes oriented approximately northwest-southeast (Figure 2). The dip of the seismic zone is not well defined in this depth range (Figure 3) but seems to increase with depth. It is possible that for some of these events one of the nodal planes is parallel to the seismic zone (event 53 in AA'; event 77 in DD'; events 38, 41, 43, 44, 58, and 73 in EE'; and event 65 in GG' of Figure 3). In such a case the slip during earthquake might represent displacement along a fault parallel to the seismic zone [Vinnik and Lukk, 1973, 1974; Vinnik et al., 1977]. Such a phenomenon is unusual for earthquakes at these depths, but perhaps in Asia the plates are thicker than at island arcs [e.g., Vinnik et al., 1977]. These earthquakes would then result from relative plate motion, not internal deformation of the downgoing slab as at island arcs [Isacks and Molnar, 1971].

The approximately horizontal northwest-southeast P axes for these events (Figures 2 and 3) are similar to those of shallower, crustal events further south [Prevot et al., 1980]. At the same time the solutions in Figure 2 are sufficiently different that the slip vectors definitely differ from one another. Therefore only some, if any, of these events between 70 and 150 km could reflect slip of one plate past another. They might reflect more diffuse deformation resulting from northwest-southeast compressive stress due to the India-Eurasia collision.

Alternatively, the nearly vertical T axes for the deeper of these events (near 150-km depth) could indicate internal deformation of the downgoing slab, as is typical of intermediate depth events at island arcs. The uncertainties in the locations of these events and in the configuration of the seismic zone do not allow this to be resolved.

Summary

A study of earthquakes occurring in 1966 and 1967 in the Pamir-Hindu Kush region and recorded by a relatively dense network of local stations reveals several unusual patterns in the seismicity. Seismicity in the crust is very low so that the intermediate depth zone does not continue to the earth's surface along any clear zone. Two possible explanations are either that convergence between India and Eurasia continues, with deformation in the crust occurring aseismically, or that convergence is absorbed farther north (or south), with the intermediate depth earthquakes occurring in a slab of lithosphere hanging in the mantle. These two explanations are not mutually exclusive.

To a first approximation the seismicity is confined to a narrow (width <30 km) planar zone that dips steeply into the mantle. The data suggest a pronounced gap near 37°N that separates a steeply north dipping zone in the west from a steeply southeast dipping zone in the northeast. This gap in activity could represent a discontinuity in the downgoing slab of lithosphere or even a gap between two lithospheric slabs [see Chatelain et al., 1980]. There is a suggestion of a decrease in the dip

of the zones at shallower depths (~100 km), but because of the lack of continuity of seismicity to the surface, it is difficult to trace either inferred zone to a place at the earth's surface, where subduction of the slab would have occurred. The dips of the seismic zone suggest a southerly source of the western zone and a northerly source for the eastern zone, an idea expressed by others from the faulting and geologic structure along the northern margin of the Pamir [Khalturin et al., 1977; Malamud, 1973; Molnar et al., 1973; Ulomov, 1974; Vinnik and Lukk, 1973, 1974; Vinnik et al., 1977]. This interpretation is certainly not required by the data, and Billington et al. [1977] give other possible scenarios.

The gap in activity at 37° is not the only gap, and clusters of activity also occur. Since these gaps and clusters are evident in data obtained during short periods of recording 10 years later, we think that they are representative of the seismicity for at least tens of years. Perhaps they have persisted hundreds or thousands of years [Chatelain et al., 1980].

We used fault plane solutions of earthquakes in 1960-1967, determined by Soboleva [1968a, 1972], but assumed the locations given in Nowroozi [1971] and ISC. The T axes, in general, plunge at steep angles and lie approximately within the plane of the seismic zone. Thus they conform to the gross pattern for intermediate depth events at island arcs where there are no deep events or where there is a gap in seismicity between intermediate and deep events [Isacks and Molnar, 1969, 1971]. Therefore most of them presumably result from stress in a downgoing (or hanging) slab of lithosphere. The important parameters would be the orientation of the P, T, and B axes, not the nodal planes or slip vectors. The downdipping T axes imply that gravitational body forces tend to pull the slab down [Isacks and Molnar, 1969, 1971].

The only exception to this pattern might be for events at shallower depths (70-150 km), where the seismic zones seem to dip less steeply. Solutions for some but not all of these events show that one plane could be parallel to the seismic zone. If the plane of seismicity marks a fault, then the displacement might represent slip of one plate with respect to another. The data do not require this interpretation, however.

Fault plane solutions of deeper events (180-230 km) also show considerable variability. Although the regional variation in solutions discussed by Chatelain et al. [1980] describes much of the variation in the data presented here, the scatter is still very large. We suspect that the scatter is only apparent and is due to errors in the locations.

Acknowledgments. I. Nersesov and A. Lukk carried out the analysis of the travel times and determined preliminary locations. O. Soboleva determined the fault plane solutions. S. Roecker, D. Hatzfeld, and J. Chatelain redetermined the locations and carried out the analysis of the fault plane solutions in light of the seismicity. S. Roecker, D. Hatzfeld, and P. Molnar assembled the manuscript; they, O. Soboleva, and J. Chatelain made the