

Événements volcaniques crétacés dans le Pacifique ouest et origine du bassin de Nauru, (campagne Mesopac)

Croûte océanique
Jurassique
Volcanisme intra-plaque
Événements volcaniques du crétacé
Pacifique ouest

Oceanic crust
Jurassic
Intra-plate volcanism
Cretaceous volcanic events
West pacific

Véronique FROGER, Yves LANCELOT ^a

^a Laboratoire de Géologie Océanique et équipe SOHO associée au CNRS (URA 388),
Université P. et M. Curie, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05.

Reçu le 07/05/90, révisé le 30/05/90, accepté le 28/06/90

RÉSUMÉ

La partie occidentale de la plaque Pacifique où la croûte océanique est d'âge jurassique a connu une activité volcanique exceptionnelle au cours du Crétacé. Cette activité a non seulement produit de très nombreux volcans (îles, guyots, montagnes sous-marines) mais aussi d'épaisses accumulations de produits volcaniques dans le fond des bassins couvrant plusieurs millions de km² et qui s'expriment sous la forme de séries massives composées de turbidites volcanoclastiques ou d'intrusions et de coulées basaltiques. La campagne Mesopac du N/O Jean Charcot dans le bassin de Nauru a permis d'utiliser pour la première fois dans ces régions la sismique multitrace afin d'estimer l'épaisseur des dépôts volcaniques crétacés et de déterminer la profondeur du sommet de la croûte océanique jurassique sous-jacente.

Les résultats obtenus, couplés à ceux des forages DSDP, montrent que la profondeur anormalement faible du bassin de Nauru résulte d'un remplissage de ce bassin par des coulées et intrusions basaltiques constituant un "complexe volcanique" d'une épaisseur d'au moins 2,4 km, et non d'un bombement thermique de la lithosphère. Après calcul de la surcharge imposée par ce complexe volcanique, la profondeur du sommet de la couche 2 sous-jacente a en effet pu être estimée et replacée à une profondeur "normale" suivant les courbes classiques de subsidence de la croûte océanique.

Oceanologica Acta, 1990, volume spécial **10**, Actes du colloque Tour du Monde Jean Charcot, 2-3 mars 1989, Paris. 000-000.

ABSTRACT

Cretaceous volcanic events in the western Pacific and origin of the Nauru basin (Mesopac cruise).

The western part of the Pacific plate, where the oceanic crust is of Jurassic age, has undergone exceptional volcanic activity during the Cretaceous. It has produced numerous volcanoes (oceanic islands, guyots, seamounts) as well as very thick accumulation of volcanogenic material in the deep basins. These accumulations cover several 10⁶ km² and consist of volcanoclastic turbidites, sills and flows. The Mesopac cruise of the R/V *Jean Charcot* in the Nauru Basin obtained multichannel seismic profiles for the first time in these regions. This technique aimed at estimating the thickness of the cretaceous volcanics and locating the top of the underlying Jurassic crust.

The results, when compared with those of DSDP drill holes, demonstrate that the abnormally shallow depth of the Nauru Basin results from an accumulation of flows and sills that constitute a "volcanic complex" at least 2.4 km thick, and not from a thermal uplift of the lithosphere. After removing the load of the volcanic complex the top of layer 2 has been estimated to lie close to the expected depth for oceanic crust of middle to upper Jurassic age.

Oceanologica Acta, 1990, volume spécial **10**, Actes du colloque Tour du Monde Jean Charcot, 2-3 mars 1989, Paris. 000-000.

INTRODUCTION

La partie occidentale de l'océan Pacifique se caractérise par une multitude de reliefs : montagnes sous-marines et vastes plateaux sous-marins (fig. 1). Les bassins profonds qui apparaissent plus ou moins confusément entre ces structures ont des profondeurs très variables qui ne semblent pas à première vue témoigner systématiquement d'une subsidence "normale" de la croûte océanique. On y observe en effet de grands "bombements" comme le bassin de Nauru, ou la ride de Marcus-Wake, ou encore l'espèce de "bouclier" sur lequel reposent les montagnes sous-marines du Pacifique central ("Mid-Pac mountains")

Quatre types de structures dont l'origine volcanique a été reconnue depuis longtemps sont présents :

- de grands plateaux dits "aséismiques" ;
- de grands alignements d'édifices volcaniques ;
- des îles et "montagnes sous-marines" ou des guyots, soit isolés soit groupés ;
- de vastes épanchements magmatiques tapissant le fond de certains bassins et recouvrant la croûte océanique originelle.

Tous les grands plateaux volcaniques du Pacifique occidental sont d'âge crétacé ou plus ancien et tous semblent résulter d'une activité volcanique de dorsale (Watts *et al.*, 1980). Les grands alignements volcaniques, comme les chaînes Empereurs-Hawaii, îles de la Ligne-Tuamotu et Gambier-Marshall-Gilbert, ont été attribués par Morgan (1972) à l'activité volcanique liée au déplacement de la plaque Pacifique sur un ensemble de trois points chauds restés fixes. On a montré depuis que l'alignement Marshall-Gilbert n'était probablement pas de la même origine (Winterer, 1973 ; Lancelot, 1978) et une controverse reste ouverte en ce qui concerne l'origine de l'alignement des îles de la Ligne qui pour les uns représente une trace de point chaud (Lancelot, 1978) et pour d'autres une structure intraplaque différente (Schlanger et Premoli-Silva, 1981 ; Jackson et Schlanger, 1976). En revanche la chaîne des Carolines, alignement orienté grossièrement est-ouest entre le bassin Est-Mariannes et le plateau d'Ontong-Java, semble bien correspondre à une trace de point chaud (Keating *et al.*, 1984). Les îles océaniques, les guyots et les montagnes sous-marines, isolés ou regroupés sans alignement apparent, constituent de par leur nombre et le volume magmatique qu'ils représentent un élément essentiel de l'histoire de la plaque Pacifique. Les très nombreux

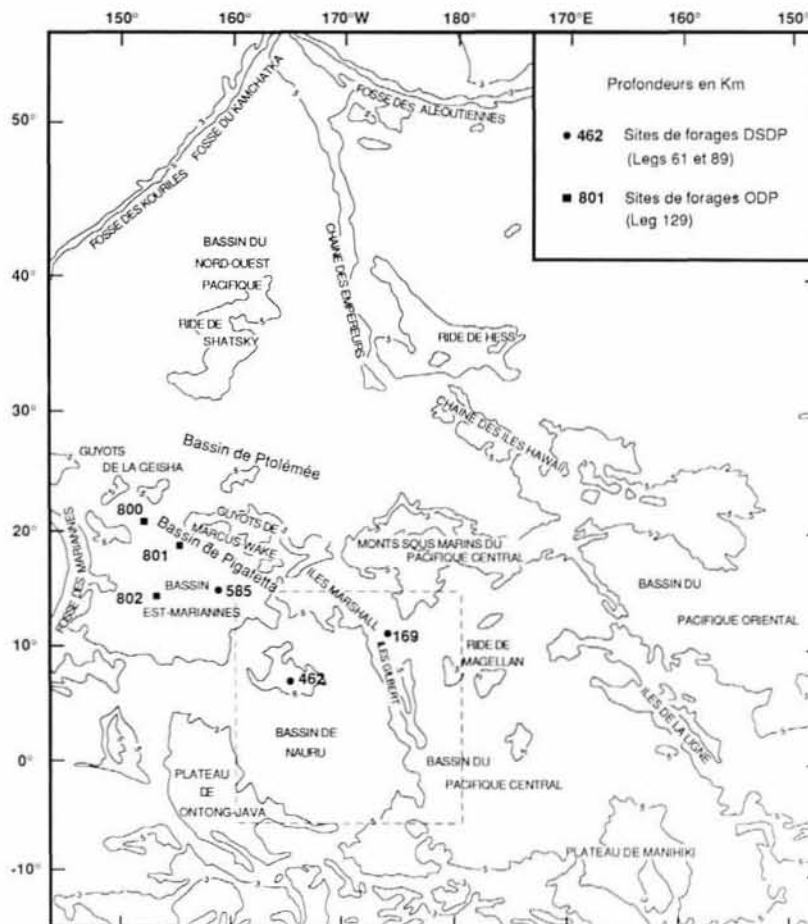


Figure 1

Bathymétrie simplifiée du Pacifique occidental avec indication des sites de forages DSDP et ODP implantés au droit de la croûte océanique supposée d'âge jurassique. Cadre en tireté : région de concentration de l'étude des profils sismiques.
Simplified bathymetry of the western Pacific, with indication of DSDP and ODP drill sites located over oceanic crust of supposed Jurassic age.

dragages qui ont permis d'échantillonner soit les roches volcaniques qui composent le substratum de ces édifices soit les sédiments ou les récifs coralliens submergés qui les recouvrent ont montré qu'ils ont pour la plupart été formés au cours du Crétacé (et généralement entre l'Aptien et le Cénomani), certains d'entre eux ayant été témoins d'un second épisode volcanique à l'Eocène (Heezen, McGregor *et al.*, 1973 ; Schlanger 1963 ; Schlanger *et al.*, 1981 ; Menard, 1984 ; Winterer *et al.*, 1989).

En ce qui concerne les bassins profonds, ce sont les études sismiques puis les forages qui ont permis de découvrir la présence de vastes épanchements volcaniques et d'intrusions d'âge crétacé inférieur à moyen. Tout d'abord la sismique réflexion monotrace a permis de montrer que le socle acoustique dans ces bassins consistait en général en un "horizon réverbérant" (Ewing *et al.*, 1968) visible dans l'ensemble du Pacifique occidental. Cet horizon qui se distingue du socle océanique classique (couche 2) par son caractère lisse et horizontal a été reconnu par les forages comme correspondant à un "complexe" volcanique intraplaque, composé tantôt de coulées extrusives, tantôt de sills, et tantôt de turbidites volcanoclastiques (Winterer, Ewing

et al., 1973 ; Larson, Schlanger *et al.*, 1981 ; Moberly, Schlanger *et al.*, 1986 ; Lancelot, Larson *et al.*, 1990). Une corrélation établie entre les résultats des forages et la couverture sismique a permis d'estimer l'extension horizontale de ce complexe volcanique à plus de 10⁶ km² (fig. 2).

Au cours de la campagne Mesopac du N/O Jean Charcot (Froger, 1989 ; Lancelot *et al.*, 1990) a été effectuée la première reconnaissance de la structure interne du complexe volcanique au moyen de la sismique multitrace dans le bassin de Nauru. Pour la première fois il a été ainsi possible d'estimer l'épaisseur minimale des couches volcaniques et de proposer une nouvelle explication pour la profondeur anormalement faible de ce bassin océanique.

LE BASSIN DE NAURU

Situé à l'Ouest du bassin du Pacifique central, le bassin de Nauru est délimité au nord par les montagnes sous-marines du Pacifique central ("Mid-Pac Mountains" des auteurs anglo-saxons), au sud par le plateau d'Ontong-

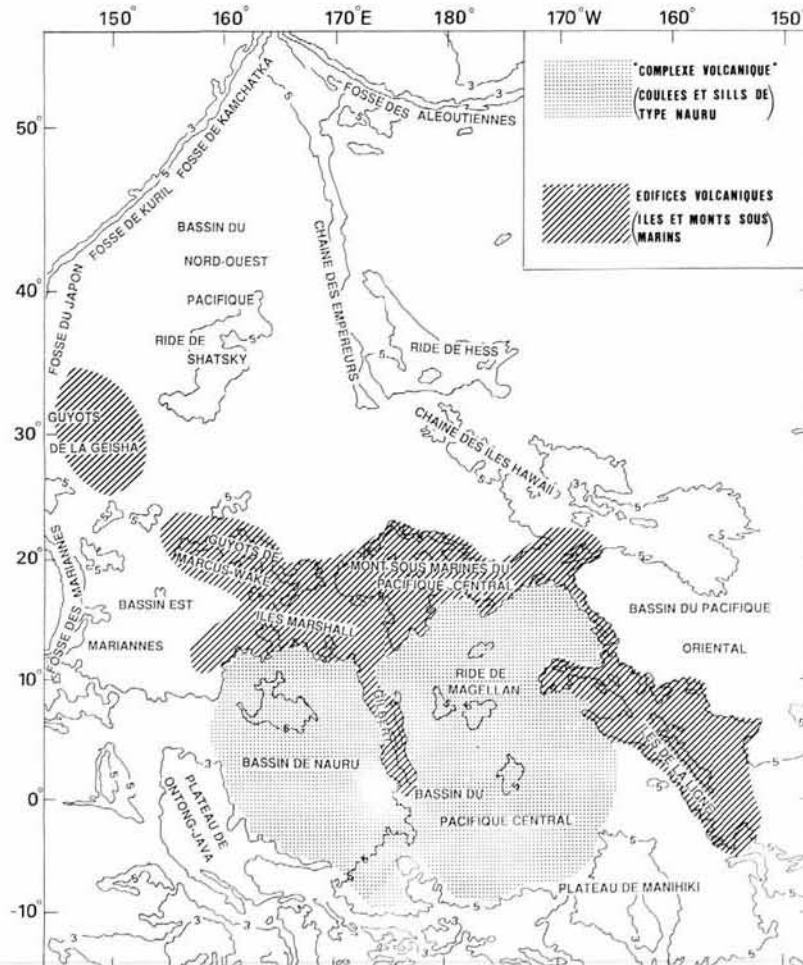


Figure 2

Extension géographique probable des manifestations des évènements volcaniques du "Crétacé moyen" dans le Pacifique occidental. D'après Froger (1989).
Suggested extension of the "mid-Cretaceous" volcanic events in the western Pacific. After Froger (1989).

Java, et à l'est par l'alignement des îles Marshall et Gilbert (fig. 3). Il est caractérisé par un fond incliné en pente douce et régulière vers le nord. La profondeur varie d'environ 5 000 mètres dans la partie sud-ouest au pied du plateau d'Ontong-Java, jusqu'à environ 5 200 mètres dans le tiers nord du bassin.

C'est au cours du Leg 61 du Deep Sea Drilling Project (DSDP) (Larson, Schlanger, *et al.*, 1981), au Site 462, qu'a été foré pour la première fois sur plus de 500 mètres d'épaisseur le complexe volcanique. Il est apparu composé de sills et coulées basaltiques, et de sédiments volcanoclastiques. Le site, équipé d'un cône de réentrée, a été foré une seconde fois lors du Leg 89 (Moberly, Schlanger, *et al.*, 1986) afin de traverser complètement les roches volcaniques du complexe et d'échantillonner la croûte originelle sous-jacente. 141 mètres supplémentaires ont été ainsi forés, portant à 1 209 mètres la profondeur totale du puits sans que la base du complexe ait pu être atteinte.

Les anomalies magnétiques cartographiées dans le bassin de Nauru appartiennent à la série des anomalies "Phoenix" (Larson et Chase, 1972). Elles sont orientées WSW-ENE et vont de l'anomalie M16 au sud jusqu'à l'anomalie M29 au nord (fig. 3). Elles sont considérées par Larson et Chase comme d'âge jurassique supérieur à crétacé inférieur. La profondeur du bassin de Nauru apparaît donc comme anormalement faible si on suppose qu'il repose sur une croûte océanique de cet âge.

Le Site 462 localisé dans la partie nord du bassin de Nauru, au droit de l'anomalie magnétique M26, fait supposer une croûte océanique d'âge oxfordien, soit environ 158 Ma (Kent et Gradstein, 1985). Les données pétrologiques (Shcheka, 1981 ; Tokuyama et Batiza, 1981), géochimiques (Saunders, 1986), paléomagnétiques (Steiner, 1981), radiochronologiques (Ozima, *et al.*, 1981 ; Takigami, 1986 ; Castillo *et al.*, 1986) et biostratigraphiques (Schaaf, 1986) ont montré que les basaltes rencontrés dans la partie inférieure de la section traversée par le forage sont d'âge valanginien à campanien et correspondent à deux types distincts et successifs d'activité volcanique : extrusion de coulées au cours du Néocomien (âge maximum 130 Ma) et intrusion de sills au cours de l'Albien (100 à 110 Ma). Les bordures du bassin de Nauru ont connu une activité volcanique qui s'est poursuivie au-delà de l'Albien : achèvement de l'édification des îles Marshall au Crétacé supérieur (Campanien), récurrence du volcanisme dans la région d'Eniwetok à l'Eocène, activité récente du point chaud des îles Carolines (île de Kusaïe : 1,2 à 2,6 Ma) (Keating *et al.*, 1984).

Le bassin de Nauru fait donc partie d'un ensemble structural caractérisé par un volcanisme intraplaque très intense exprimé à la fois par des coulées basaltiques (dans les grands fonds), par des sills et par la construction d'édifices volcaniques (îles et guyots). Ce volcanisme apparaît essentiellement d'âge crétacé "moyen". Il couvre

la période allant au moins du Valanginien au Campanien. Dans la partie profonde du bassin sills et coulées ont apparemment recouvert la croûte ancienne, datée indirectement du Jurassique supérieur par les anomalies magnétiques de la série "Phoenix".

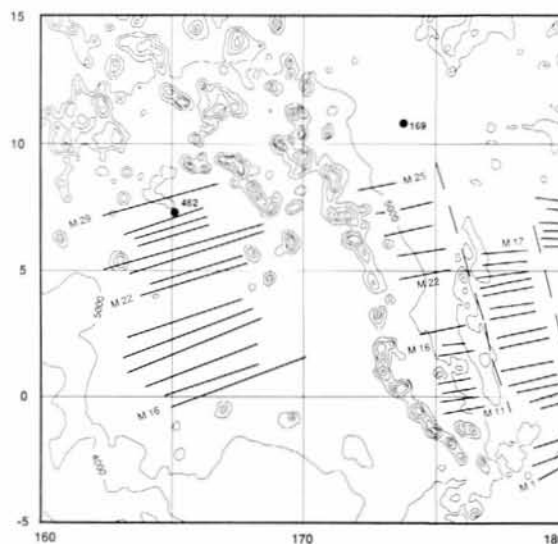


Figure 3

Carte bathymétrique "SYNBAPS" de la région Nauru-Marshall-Gilbert-Pacifique central. D'après Van Wykhouse (1978). Équidistance des courbes : 1000 m. Anomalies magnétiques de la série "Phoenix" (M1 à M29) d'après Larson et Chase (1972), Larson (1976) et Cande *et al.* (1978).

"SYNBAPS" bathymetric map of the Nauru-Marshall-Gilbert-Central Pacific area. After van Wykhouse (1978). Isobaths are 1 000 m. "Phoenix" magnetic anomalies after Larson and Chase (1972), Larson (1976) and Cande *et al.* (1978).

STRATIGRAPHIE SISMIQUE

La stratigraphie sismique du bassin de Nauru et de la partie occidentale du bassin du Pacifique central a été établie à partir de l'interprétation de la collection de profils sismiques monotracés du Lamont-Doherty Geological Observatory (LDGO), de l'Université d'Hawaii (HIG) et de la Scripps Institution of Oceanography (SIO), et des profils multitracés de la campagne Mesopac (fig. 4). La corrélation entre réflecteurs sismiques et lithologie a été établie grâce aux forages DSDP 169 et 462. Les corrélations antérieures à la campagne Mesopac (Winterer, Ewing *et al.*, 1973 ; Wiperman *et al.*, 1981) n'ont pu aborder que la stratigraphie sismique post-crétacée du bassin. Les résultats de la campagne Mesopac ont permis pour la première fois une interprétation de la structure interne du complexe volcanique. Les profils ont été obtenus à partir du N/O Jean Charcot au moyen d'une chaîne multitrace composée d'un canon Flexichoc 123 (deux canons synchronisés ont été mis en oeuvre lors du passage sur les sites de forage), d'une flûte de 24 traces et d'un laboratoire enregistreur Sercel SN 238 HR caractérisé par une bande passante de 3Hz à 62Hz, un pas

d'échantillonnage de 4ms et un filtre passe-haut à 3,8 ou 12 Hz. Les données numérisées ont ensuite été traitées sur l'ordinateur Gould de l'IPG de Strasbourg au moyen du logiciel SYSIS. Un traitement classique de base, analyse de vitesses et addition de traces, a tout d'abord été appliqué. Ensuite, afin d'améliorer le signal en profondeur, nous avons effectué une égalisation dynamique et enfin un filtrage en fréquences dont le but consistait à faire apparaître avec plus d'intensité, par contraste avec les séries sédimentaires sus-jacentes, le réflecteur marquant le toit du complexe volcanique et les réflecteurs basse fréquence plus profonds.

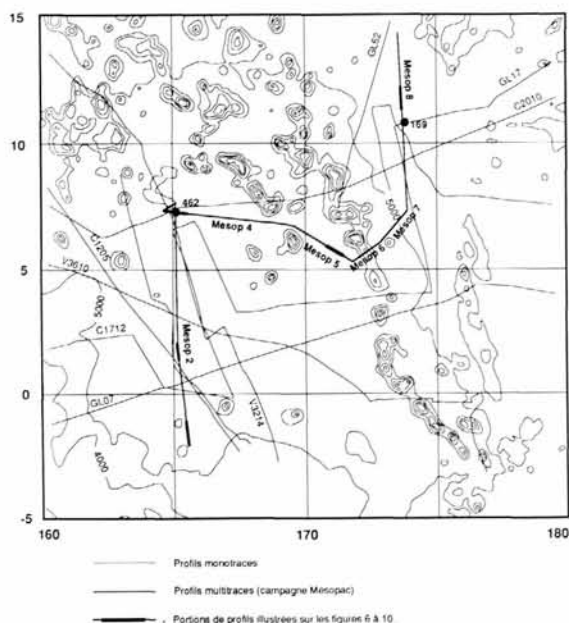


Figure 4

Plan de position de l'ensemble des profils sismiques (monotracés et multitraces) utilisés dans cette étude.
Location of seismic profiles (simple channel and multichannel) utilised in this study.

Nous avons établi dans un premier temps des corrélations entre les profils Mesopac et les forages 462 et 169 (fig. 5), ainsi qu'entre les profils Mesopac et l'ensemble des profils monotracés disponibles. Nous avons ensuite repéré sur les profils Mesopac deux horizons marqueurs nommés respectivement "chert" et "toit du complexe volcanique", identifiés précédemment par Winterer, Ewing *et al.* (1973) et Wiperman *et al.* (1981). Ensuite nous avons analysé des faciès sismiques plus profonds pour tenter une interprétation de la structure interne du complexe volcanique.

L'horizon "chert"

Les modèles cinématiques permettant de retracer les déplacements de la plaque Pacifique, qu'ils soient fondés sur l'analyse des traces de points chauds, celle des

anomalies magnétiques ou encore celle des faciès sédimentaires, montrent tous que cette plaque s'est déplacée, depuis le Crétacé inférieur, de l'hémisphère sud vers l'hémisphère nord (Morgan, 1972 ; Larson et Chase, 1972 ; Winterer, 1973 ; Lancelot et Larson, 1975 ; Lancelot, 1978). Plus récemment Lancelot, Larson *et al.* (1990) ont montré que le mouvement de cette plaque s'effectuait du nord vers le sud au cours du Jurassique supérieur et du Crétacé basal. Ces déplacements ont été marqués par des variations nettes dans la nature des dépôts pélagiques. En particulier le passage des fonds océaniques sous la zone équatoriale à haute productivité biologique est enregistré par la présence d'accumulations de silice biogène. Ces dépôts ont été transformés diagenétiquement en "chert", roches dures capables de produire un réflecteur sismique très visible sur les profils. Ce réflecteur qui résulte du passage de différentes régions du Pacifique sous l'Equateur à des âges différents est par nature diachronique (Lancelot et Larson, 1975 ; Lancelot, 1978).

Au site 462 les concentrations de silice les plus importantes sont observées à 390 m sous le fond dans des niveaux datés de l'Eocène inférieur. Cet horizon correspond sur les profils sismiques à un réflecteur important situé à 0,46 seconde (temps double), (fig. 5). Il résulte d'une augmentation importante des vitesses de propagation du son qui passent de 1,75 à 2,20 km/s. Au site 169 ce réflecteur est observé à 0,1 seconde sous le fond.

Le "toit du complexe volcanique"

Ewing *et al.* (1968), les premiers à étudier la stratigraphie sismique du Pacifique nord, ont décrit une couche profonde correspondant à la pénétration maximale des ondes sismiques et composée d'une série de forts réflecteurs parallèles. Plusieurs auteurs ont ensuite analysé cette structure particulière à laquelle on fait généralement référence dans la littérature sous les noms d'"Horizon B" (Ewing *et al.*, 1968), "couche profonde opaque" (Heezen *et al.*, 1973), "couche réverbérante" (Houtz *et al.*, 1970 ; Houtz et Ludwig, 1979). Sur l'ensemble des profils cette couche se caractérise par un ensemble de réflecteurs parallèles horizontaux et de forte amplitude, qui se distinguent nettement de la zone sus-jacente, pratiquement transparente.

L'aspect lisse et horizontal de cette couche réverbérante a conduit la plupart des auteurs à reconnaître qu'elle ne correspondait probablement pas au sommet de la croûte océanique (Ewing *et al.*, 1968). Houtz et Ludwig (1979) ont montré qu'elle correspondait soit à des couches de débris volcaniques étalés au pied des édifices volcaniques, soit à des sills ou encore à des turbidites calcaires. Les résultats des forages DSDP 462 et 169 montrent qu'elle correspond dans les bassins profonds au toit d'un complexe volcanique crétacé.

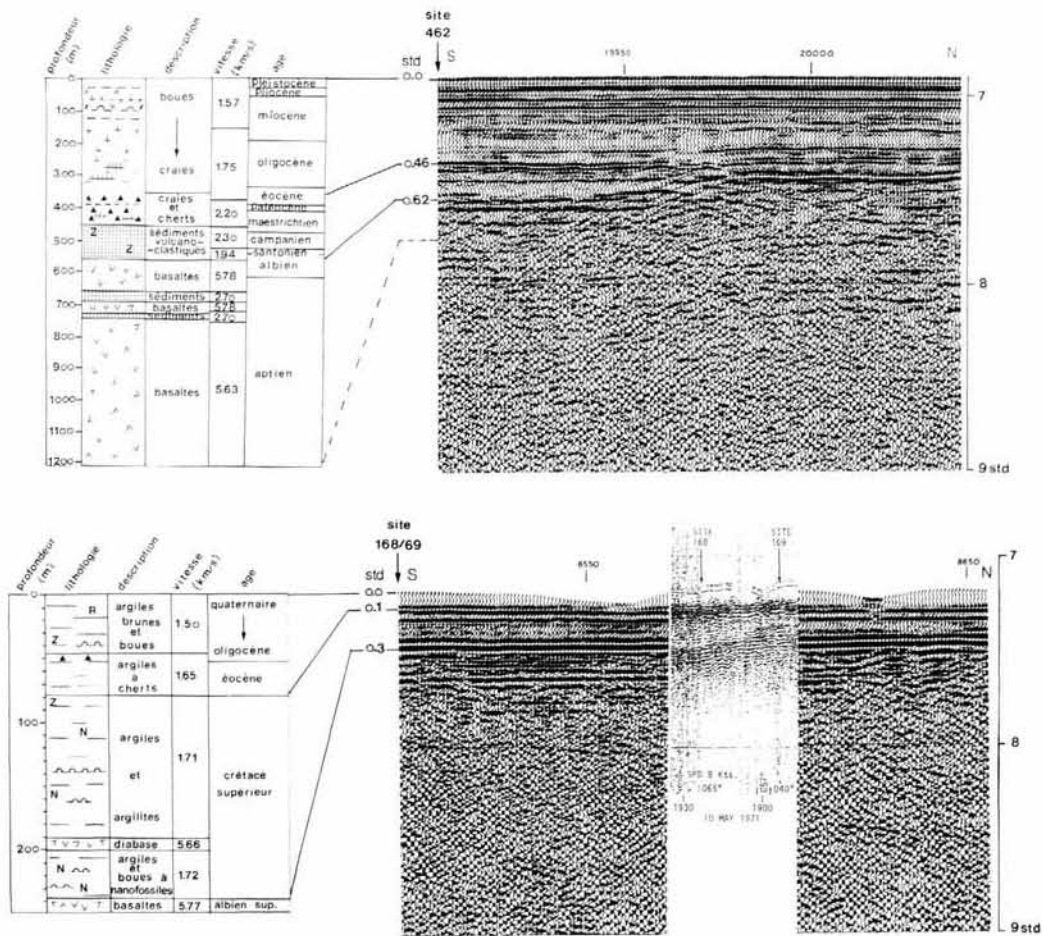


Figure 5

Corrélation entre les profils sismiques Mesopac et les résultats des forages DSDP 462 (en haut) et 168/169 (en bas).
 Correlation between Mesopac seismic profiles and drilling results from DSDP Sites 462 (upper) and 168/169 (lower).

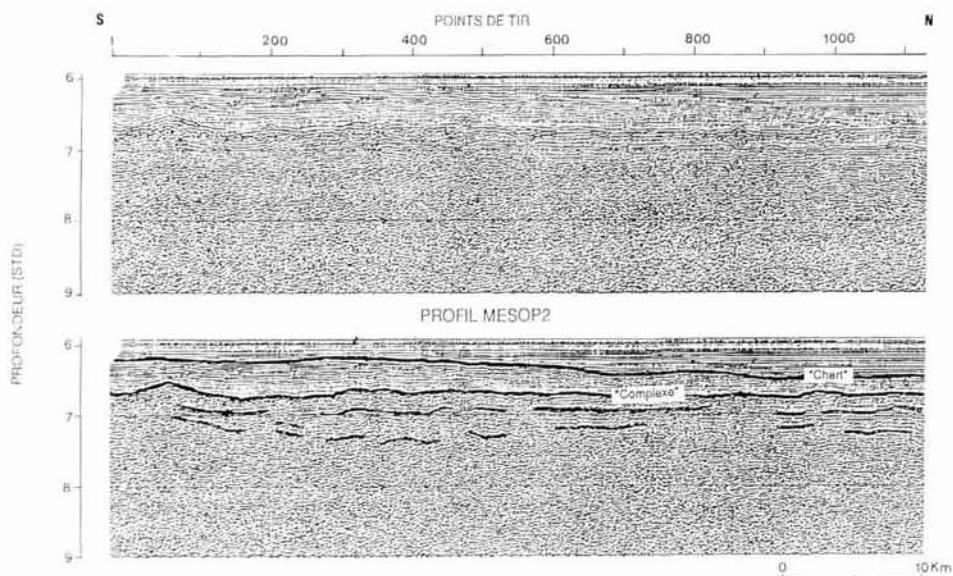


Figure 6

Exemple de profil sismique enregistré dans la partie sud du bassin de Nauru (profil MESOP 2). L'horizon "chert" correspond à une discordance, reconnue régionalement comme d'âge Eocène moyen. Le toit du "complexe volcanique" devient de plus en plus accidenté vers le Sud, laissant supposer que la limite entre croûte océanique normale et épanchements volcaniques crétacés pourrait se trouver au voisinage de cette région.
 Seismic profile from the southern part of the Nauru basin (profile MESOP 2). The "chert" horizon corresponds with an unconformity, regionally recognized as of middle Eocene age. The top of the volcanic complex becomes rougher toward the South, suggesting that the limit between normal oceanic crust and the Cretaceous volcanic flows may be located in this region.

Réflecteurs profonds

La sismique multitrace nous a permis d'observer des réflecteurs profonds situés au-dessous des couches les plus anciennes atteintes par le forage au Site 462. Ces réflecteurs correspondent donc probablement à des couches d'âge valanginien ou plus ancien.

Le caractère de ces réflecteurs varie d'une région à l'autre à l'intérieur du bassin de Nauru. Dans la partie sud (fig. 6) on observe sous la couche réverbérante plusieurs réflecteurs de forte amplitude intercalés dans des niveaux transparents à faiblement stratifiés. Ces réflecteurs de basse fréquence, peu continus, pourraient correspondre à des alternances de niveaux volcanogéniques et de sédiments pélagiques. Ces alternances s'étendraient donc bien au-delà des 750 mètres traversés par le forage au Site 462.

Il pourrait s'agir de l'enregistrement d'une succession d'évènements volcaniques exprimés sous forme de coulées ou de sills basaltiques séparés par des intercalations de sédiments volcanoclastiques. Il est difficile d'observer en détail la nature des réflecteurs au-delà d'environ 8 s à cause de la présence de multiples internes.

Plus au Nord, au voisinage du Site 462, les réflecteurs sont mal individualisés et le toit du complexe volcanique présente une structure interne chaotique où cette succession d'évènements n'est plus visible bien que des réflecteurs de basse fréquence, discontinus et d'amplitude moyenne, soient visibles jusqu'à environ 8,5 s sur les profils Mesop 2 et Mesop 4 (fig. 7 et 8).

Vers l'Est, sur le profil Mesop 4 (fig. 8), on observe à nouveau une série de réflecteurs profonds moyennement continus et de forte amplitude jusqu'à environ 8 s. Sur le profil Mesop 5 (fig. 9) on observe sous la couche réverbérante une séquence quasi transparente surmontant une série de réflecteurs de forte amplitude situés entre 7,3 et 7,9 secondes. En se rapprochant de la chaîne des îles Marshall le faciès sismique de l'épaisse séquence située entre la couche réverbérante (à 7,3 s) et les réflecteurs profonds (situés au-delà de 8,1 s) devient chaotique, reflétant probablement les apports volcano-détritiques en provenance de cette chaîne. Le plongement progressif en direction de l'Est des réflecteurs les plus profonds résulte probablement de la surcharge imposée à la croûte océanique par les îles et guyots de la chaîne des Marshall.

Au-delà de la chaîne des Marshall, dans le bassin du Pacifique Central, le faciès sismique est semblable à celui de la partie nord du bassin de Nauru bien que sensiblement plus "condensé". L'horizon "chert" se confond souvent avec le toit du complexe volcanique. Là encore on observe des réflecteurs profonds, de forte amplitude, sous la "couche réverbérante" (profil Mesop 8, fig. 10).

Estimation de l'épaisseur des dépôts post-jurassiques (carte isochrone)

Ludwig et Houtz (1979) ont établi une carte d'épaisseur des sédiments à partir des profils sismiques monotraces de qualité très variable (fig. 11). Cette carte correspond en fait essentiellement aux dépôts reposant sur la

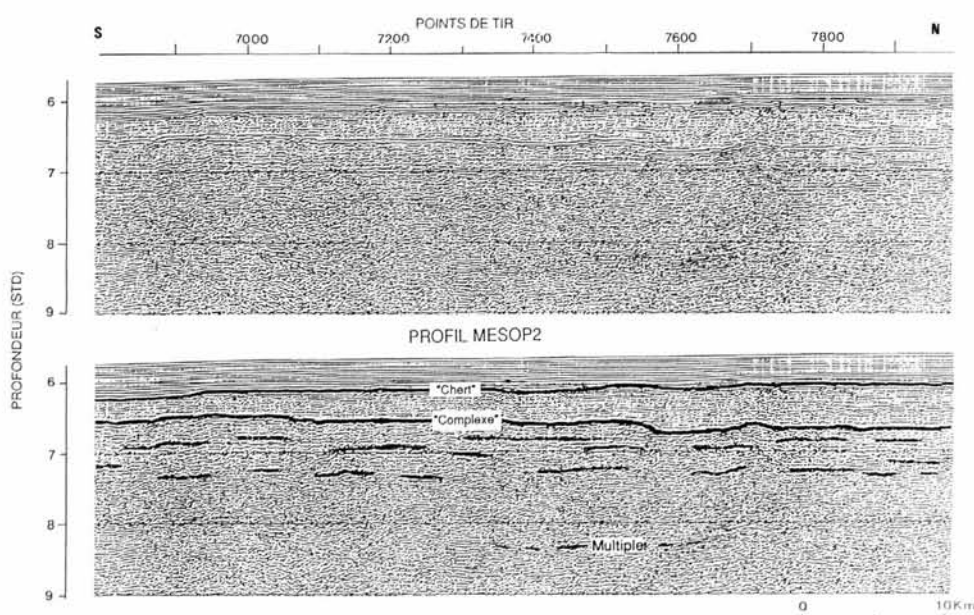


Figure 7

Exemple de profil sismique enregistré dans la partie nord du bassin de Nauru (MESOP 2). On note sous le toit du "complexe volcanique" une zone plus ou moins transparente correspondant probablement à d'importantes intercalations de sédiments au sein des dépôts volcanogènes.
Seismic profile from the northern region of the Nauru basin (MESOP 2). A relatively transparent zone beneath the top of the volcanic complex may correspond with an intercalation of sediment layers within the volcanogenic deposits.

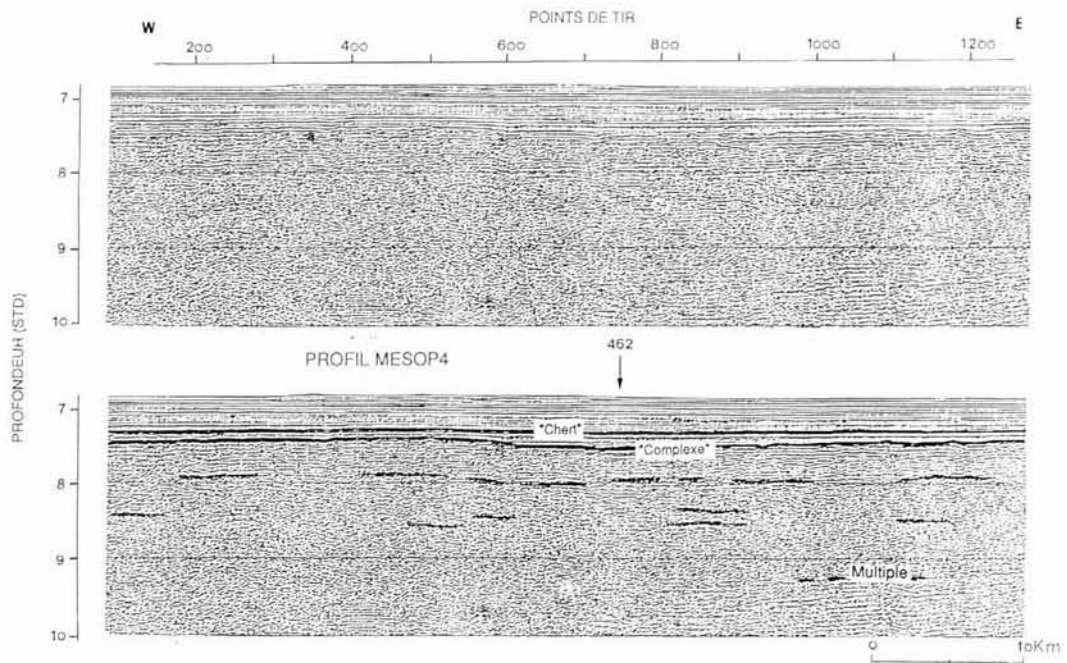


Figure 8

Profil sismique enregistré au voisinage du site DSDP 462 (MESOP 4). Des réflecteurs profonds à l'intérieur du "complexe volcanique" sont visibles jusqu'à plus de 8,5 s.
Seismic profile in the vicinity of DSDP Site 462 (MESOP 4). Deep reflectors within the volcanic complex can be seen down to 8.5 s.

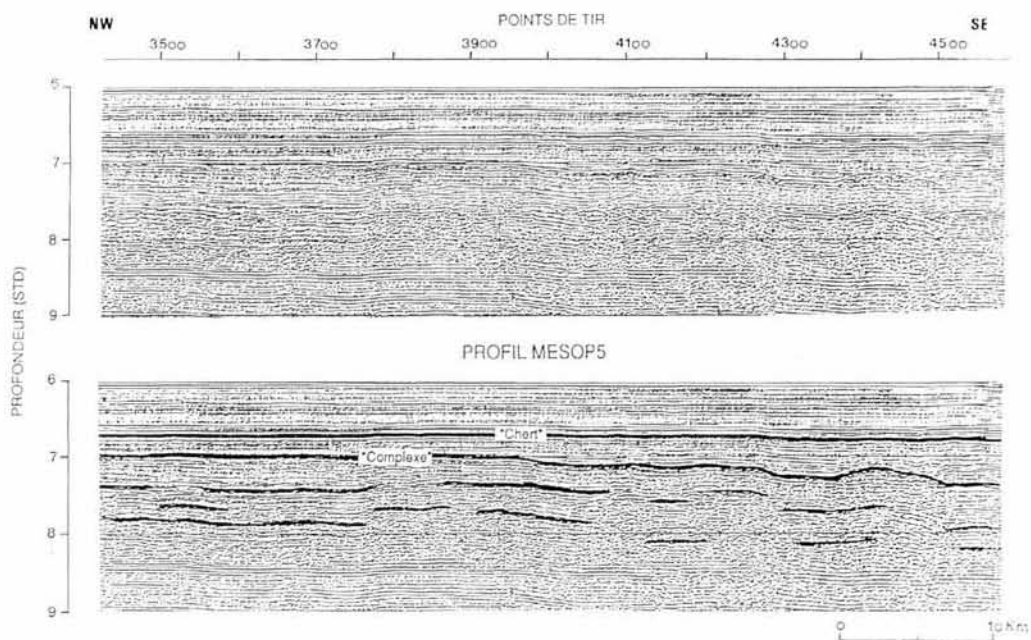


Figure 9

Exemple de profil sismique enregistré au voisinage de la chaîne des îles Marshall (MESOP 5). On note un épaississement sensible de l'ensemble des séries correspondant probablement aux apports détritiques (volcanogènes puis carbonatés) liés à la surrection de cette chaîne.
Seismic profile from the vicinity of the Marshall islands (MESOP 5). The general thickening of all the layers probably corresponds with detrital material (volcanogenic and calcareous) deposited during the construction of these islands.

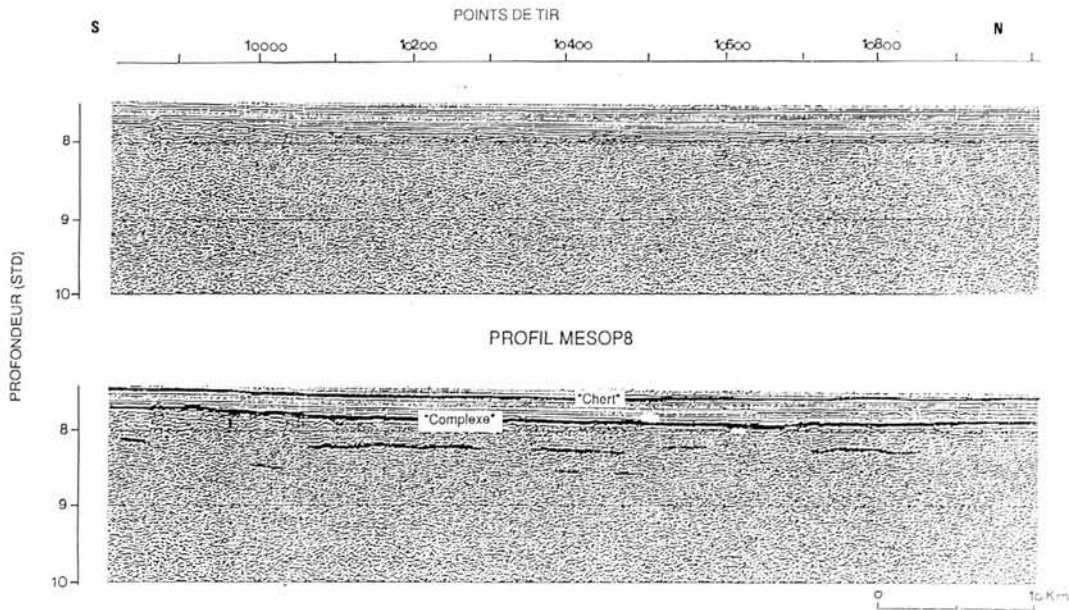


Figure 10

Exemple de profil sismique enregistré dans le bassin du Pacifique central (MESOP 8). On constate un amincissement sensible de la couverture sédimentaire "post-complexe" par rapport au bassin de Nauru. En revanche les réflecteurs visibles à l'intérieur du "complexe volcanique" jusqu'à près de 8 s sont très comparables à ceux observés dans le bassin de Nauru.

Seismic profile from the Central Pacific basin (MESOP 8). The post-complex sediment layers are much thinner than in the Nauru basin. However the deep reflectors visible within the volcanic complex down to 8 s are very much comparable to those observed in the Nauru basin.

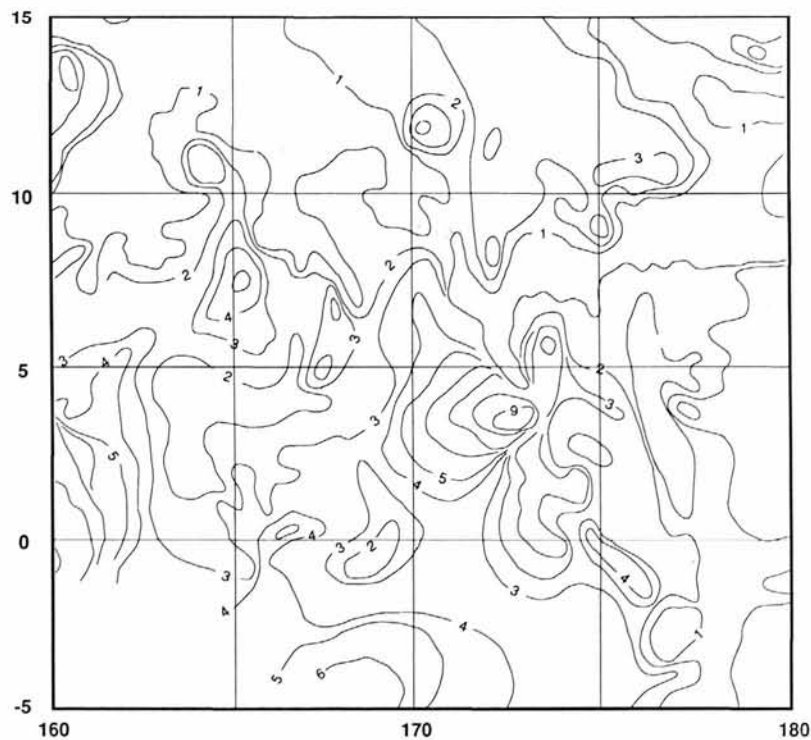


Figure 11

Carte d'épaisseur des sédiments dans le bassin de Nauru, d'après Ludwig et Houtz (1979). (Épaisseur x 100 m).
*Sediment thickness in the Nauru basin. Modified from Ludwig and Houtz (1979).
 Isopachs x 100 m.*

"couche réverbérante" et ne tient pas compte de son épaisseur. Shipley *et al.* (1983) ont d'ailleurs montré que cette épaisseur ne pouvait pas être déterminée à partir des profils de sismique réflexion monotraces. Renkin (1986) et Renkin et Sclater (1988) ont ainsi utilisé pour leur étude de la relation âge-profondeur de la croûte dans le Pacifique nord la carte isopaque des sédiments "post-complexe" en négligeant l'effet de la charge imposée par les accumulations volcaniques. Les données de la campagne Mesopac nous ont permis d'estimer une épaisseur minimum pour l'ensemble des dépôts reposant sur la croûte océanique et d'établir ainsi une nouvelle carte isopaque.

A partir des résultats des forages DSDP sur lesquels nous avons calé les profils Mesopac nous avons corrélié entre eux les profils LDGO, HIG et SIO afin d'obtenir une vue tridimensionnelle du bassin. Visible sur la totalité des profils multitraces le réflecteur marquant le toit du complexe volcanique a été également identifié sur l'ensemble des profils monotraces. Nous l'avons utilisé comme surface de référence.

La carte isochrone (en secondes temps double) des sédiments "post-complexe" a été établie en mesurant l'épaisseur de la couche sédimentaire correspondante et en reportant les valeurs numériques obtenues sur une

grille de latitudes et longitudes à raison d'une valeur tous les quarts de degré. Nous avons ensuite estimé l'épaisseur minimale du complexe volcanique à partir de la position des réflecteurs les plus profonds. La croûte océanique jurassique, impossible à repérer sur nos profils, est très certainement située au-delà des derniers réflecteurs observés. L'épaisseur totale estimée du complexe volcanique, qui varie de 0,8 s au niveau du Site 462 à plus de 1,2 s sur les bordures du bassin de Nauru, reste une estimation par défaut. Nous avons choisi une moyenne de 0,8 s pour l'ensemble du bassin de Nauru. La carte a été tracée automatiquement par ordinateur après que cette valeur ait été ajoutée systématiquement aux valeurs obtenues précédemment (fig. 12). Nous avons ainsi établi une carte qui donne une estimation raisonnable de l'épaisseur des dépôts recouvrant la croûte océanique pour l'ensemble de la région. Celle-ci varie d'environ 1,2 s au niveau du Site 462 jusqu'à plus de 2,2 s sur la bordure occidentale de la chaîne des îles Marshall.

A partir de ces valeurs et d'une estimation des vitesses de propagation des ondes sismiques, il est maintenant possible de déterminer l'épaisseur minimale des dépôts en mètres et d'étudier l'effet de cette charge sur la croûte océanique sous-jacente.

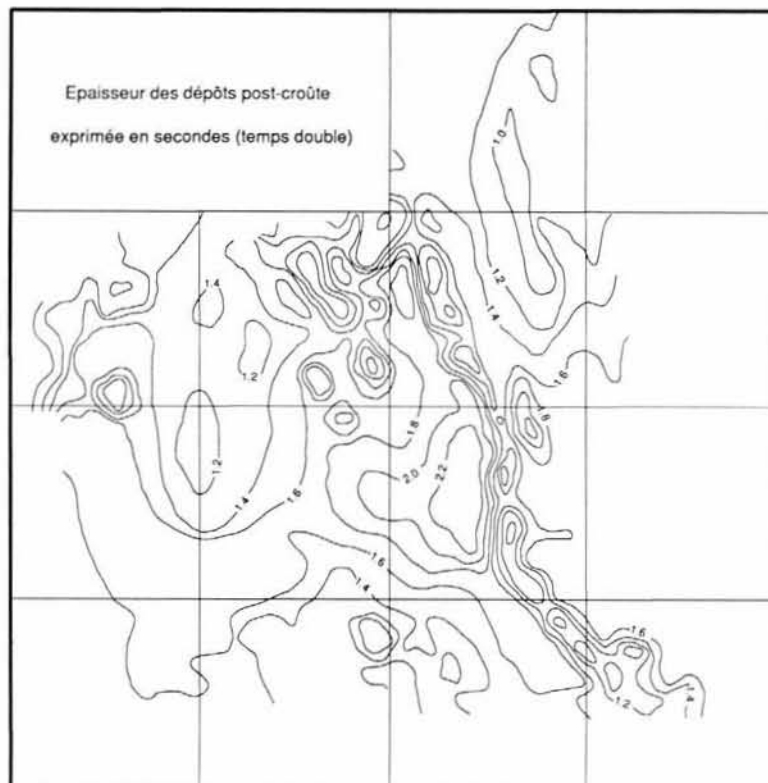


Figure 12

Carte isochrone d'épaisseur minimale de la couverture "sédimentaire" établie en ajoutant à l'épaisseur des sédiments "post-complexe", mesurée sur l'ensemble des profils disponibles, l'épaisseur moyenne du complexe estimée à partir des réflexions les plus profondes observées (à environ 0,8 s).

Minimum thickness of the sediment layer (in sec-two way travel time) obtained by adding the average thickness of the volcanic complex estimated from the position of the deepest reflectors (at about 0.8 s) to the post-complex sediment thickness measured on both single channel and multichannel profiles.

POSITION ESTIMÉE DE LA CROÛTE OCÉANIQUE JURASSIQUE DANS LE BASSIN DE NAURU

La détermination rigoureuse de l'épaisseur des dépôts recouvrant la croûte océanique dans cette région reste impossible tant que le sommet de cette croûte demeure invisible sur les profils sismiques. Toutefois les données de la réfraction permettent d'une part de passer des coupe-temps aux mesures d'épaisseurs réelles, et d'autre part de tenter, en analysant les propriétés acoustiques (vitesses) des niveaux les plus profonds, de déterminer l'épaisseur totale de l'ensemble croûte océanique-complexe volcanique intraplaque.

L'analyse des vitesses a été conduite à partir des enregistrements de sismique réfraction réalisés au moyen de sismomètres fond de mer ("Ocean Bottom Seismometers" ou OBS) par Wiperman *et al.* (1981), à bord du N/O Kana Keoki et par la méthode des "bouées perdues" ("sonobuoys") mise en oeuvre au cours d'une campagne complémentaire du N/O Thomas Washington à laquelle nous avons participé en 1988 (campagne Oldpac 2-Roundabout Leg 12).

Les résultats obtenus montrent que sur tous les enregistrements le toit du complexe volcanique se repère facilement par une augmentation brusque des vitesses des ondes P qui passent de 3,5 km/s à des valeurs variant de 5 à 6 km/s suivant les profils (fig. 13).

Au-dessous de ce niveau, situé à environ 800 mètres sous le fond, les vitesses montrent une répartition qui diffère de celle de la croûte océanique classique et dont l'interprétation n'est pas sans problèmes. On observe deux intervalles distincts. L'un s'étendant d'environ 0,8 jusqu'à environ 3,5 km sous le fond correspond à des vitesses de l'ordre de 5,5 km/s (sauf pour l'un des quatre profils où la vitesse reste inférieure à 5 km/s). Le second, au-dessous, s'étend de 3,5 à environ 6 km (5,8 à 6,5 km) sous le fond. Il est caractérisé par des vitesses de l'ordre de 6,2 à 6,5 km/s avec toutefois un des profils montrant des valeurs ne dépassant pas 5,6 km/s jusqu'à une profondeur de 4,75 km. Plus bas les valeurs dépassent 7 km/s jusqu'à un niveau situé à plus de 8 km de profondeur où les vitesses dépassent 8 km/s et qui correspond probablement au Moho.

La difficulté d'interprétation provient des vitesses caractérisant l'intervalle situé entre 1 et 6 km sous le fond et du problème posé par l'identification de la limite entre la couche 2 et la couche 3.

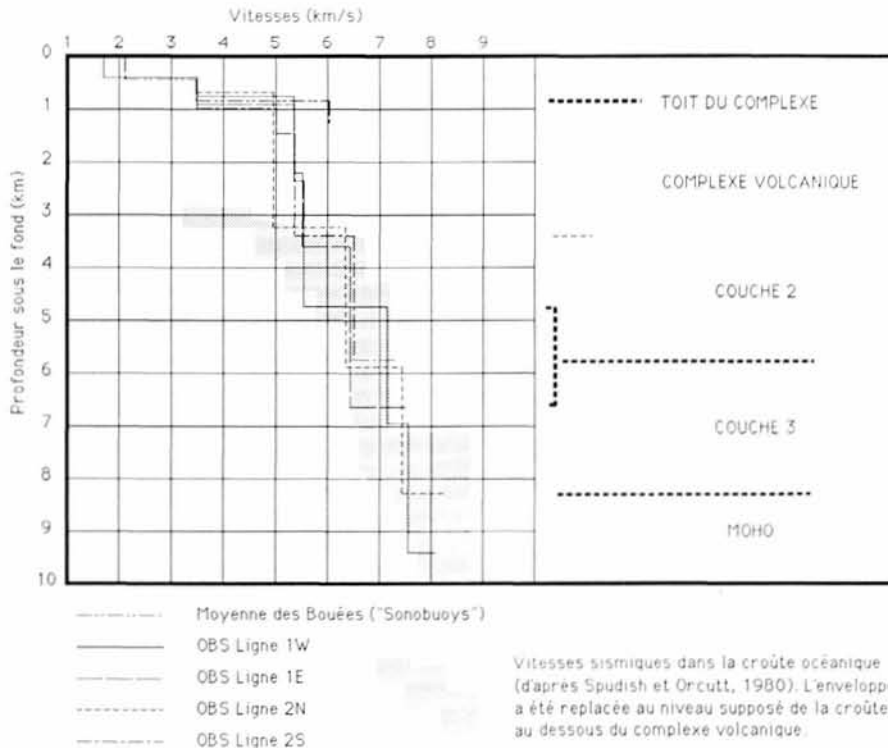


Figure 13

Représentation graphique des résultats des tirs de sismique réfraction (OBS et "bouées perdues") réalisés au voisinage du Site DSDP 462 dans le bassin de Nauru (résultats des tirs OBS d'après Wiperman *et al.*, 1981). Comparaison des résultats obtenus avec le modèle de vitesses de Spudish et Orcutt (1980) pour une croûte océanique "normale".
Graphic representation of the seismic refraction results (OBS and sonobuoys) in the vicinity of DSDP site 462 in the Nauru basin (OBS results after Wiperman *et al.*, 1981). Comparison of these results with the model of Spudish and Orcutt (1980) representing average velocity distribution in a "normal" oceanic crust.

Dans une première interprétation cette limite pourrait correspondre au passage de vitesses comprises entre 4,9 et 5,6 km/s à des vitesses comprises entre 6,2 et 6,5 km/s ce qui placerait la limite couche 2-couche 3 aux environs de 3,5 km sous le fond.

Dans une deuxième interprétation la limite correspondrait au passage de vitesses de l'ordre de 6,2 à 6,5 km/s à des vitesses de 7,2 à 7,5 km/s. Elle serait donc située à une profondeur variant de 4,8 à environ 6,5 km sous le fond. Nous pensons que cette interprétation est la plus plausible pour les raisons suivantes :

- Des vitesses de 6,2 à 6,5 km/s pour la couche 3 ne peuvent en toute rigueur être exclues mais elles se situent dans des valeurs nettement inférieures aux moyennes couramment admises et résumées dans le tableau 1 (d'après Munsch, 1987).

- Le modèle sismique de la croûte océanique de Spudish et Orcutt (1980) montre (fig. 13) que la couche 2 est caractérisée par des vitesses relativement faibles et s'étalant de 3,2 à 5 km/s pour la couche 2A, de 4,6 à 6,8 km/s pour la couche 2B, et de 5,2 à 7,1 km/s pour la couche 2C. Le passage à la couche 3 est marqué par une augmentation sensible de la moyenne des vitesses et une plus faible dispersion des valeurs (d'environ 6,5 km/s à environ 7,2 km/s). Si on plaçait la limite couche 2-couche 3 dans le bassin de Nauru à 3,5 km sous le fond on devrait admettre pour la couche 3 des vitesses allant de 5,5 à 6,5 km/s, alors que si l'on place cette limite au niveau où apparaissent des valeurs supérieures à 7 km/s (s'étalant alors de 6,4 à 7,2 km/s) on obtient un modèle plus conforme à celui de Spudish et Orcutt (1980). La figure 13 montre que les vitesses sismiques obtenues par Wiperman *et al.* (1981) s'inscrivent assez bien dans l'enveloppe des vitesses du modèle de Spudish et Orcutt (1980) si l'on replace le sommet de la croûte océanique aux environs de 3 à 3,5 km sous le fond, ce qui correspondrait à une épaisseur de 2,2 à 2,7 km pour le complexe volcanique.

- Si la première hypothèse était correcte et donc si la transition entre couche 2 et couche 3 se trouvait à 3,5 km

sous le fond cela impliquerait, en admettant une épaisseur classique de 2 km pour la couche 2 (White, 1984), que le sommet de la couche 2 soit à environ 1,5 km sous le fond. Or à ce niveau, s'il existe bien une discontinuité de vitesses sur un seul des quatre profils réfraction de Wiperman *et al.* (1981) (passage de 5 à 5,5 km/s environ), elle reste de faible amplitude. De plus on observe sur les profils de sismique réflexion multitrace des réflecteurs plats et parallèles nettement au-dessous de ce niveau. Ceux-ci devraient donc correspondre à des couches situées à l'intérieur même de la croûte océanique jurassique (extrusive) si l'on acceptait cette hypothèse, ce qui s'oppose aux images classiquement obtenues dans la couche 2.

- Wiperman *et al.* (1981) ont mentionné la présence d'une couche à faible vitesse aux environs de 1,6 à 2,0 km sous le fond (4,4 km/s environ). Celle-ci semble indiquer des intercalations de basaltes et de sédiments plus aisément comparables aux couches superficielles du complexe volcanique qu'à des roches situées à l'intérieur même de la croûte océanique.

Dans l'ensemble il apparaît donc probable que la limite entre couche 2 et couche 3 puisse être située au niveau où les vitesses atteignent ou dépassent 7 km/s, c'est-à-dire à une profondeur pouvant aller de 4,75 à 6,5 km suivant les profils réfraction analysés. Il est donc possible que le toit de la croûte océanique jurassique corresponde au passage des vitesses de l'ordre de 5,5 à des vitesses de l'ordre de 6,5 km/s. Il ne serait pas anormal de trouver des vitesses de cet ordre pour le sommet de la croûte océanique jurassique enfouie sous plus de 2 km de dépôts volcaniques plus récents, en raison d'une cimentation diagénétique probable de toutes les fractures présentes dans cette croûte.

Dans nos calculs de l'épaisseur des dépôts post-croûte nous n'avons tenu compte que d'une valeur minimale correspondant au niveau de l'apparition des premières vitesses dépassant 7 km/s (profil 1 W de Wiperman *et al.*, 1981) à 4,75 km sous le fond. L'épaisseur réelle du complexe volcanique que nous avons calculée pourrait donc être sensiblement supérieure.

Tableau 1

Exemples de structures sismiques proposées pour la croûte océanique (synthèse d'après Munsch, 1987).
Seismic structures examples proposed for the oceanic crust (after Munsch, 1987).

Auteurs		couche 2		couche 3		manteau
		vitesse (km/s)	épaisseur (km)	vitesse (km/s)	épaisseur (km)	
Fowler	(1976)	2.5 - 6.0	3.0	6.0 - 7.0	4.5	7.5
Getrust <i>et al.</i>	(1982)	2.0 - 6.5	2.0	6.5 - 7.3	4.5	8.0
Purdy <i>et al.</i>	(1982)	2.2 - 6.5	2.5	6.5 - 7.2	3.5	8.0
Bratt et Purdy	(1984)	2.1 - 6.9	1.3 - 2.7	6.9 - 7.5	4.0	
McClain <i>et al.</i>	(1985)	3.5 - 6.5	2.5	6.5 - 7.5	3.0	8.0
Purdy et Detrick	(1986)	3.5 - 6.0	2.0 - 2.5	6.8 - 7.0	2.5 - 4.0	8.0

SURCHARGE SÉDIMENTAIRE ET PROFONDEUR DE LA CROÛTE OCÉANIQUE

En admettant pour le complexe volcanique une épaisseur minimale d'environ 2,4 km, il serait possible de calculer directement la profondeur qu'aurait le toit de la croûte océanique, sans la surcharge des dépôts sédimentaires et volcaniques qui la recouvrent, si l'on connaissait la densité exacte de l'ensemble de ces dépôts. En l'absence de telles données nous avons utilisé, reprenant les travaux de Renkin et Sclater (1988), la relation empirique linéaire entre la correction "sédimentaire" à appliquer et l'épaisseur des dépôts, établie par Crough (1983) à partir des résultats de six forages du DSDP dans l'Atlantique sud (fig. 14).

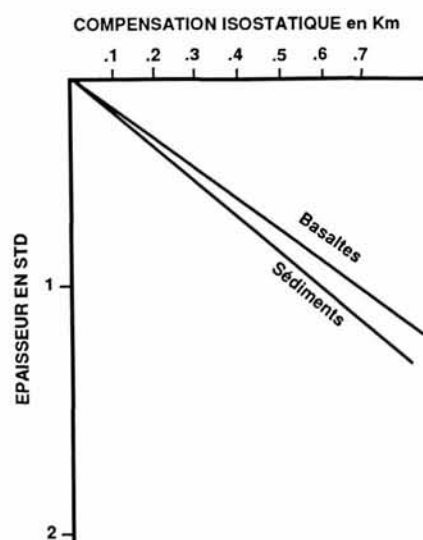


Figure 14

Relation entre la compensation isostatique et l'épaisseur des sédiments (exprimée en secondes temps-double). La droite correspondant aux sédiments a été établie par Crough (1983) à partir de 6 sites de forage DSDP dans l'Atlantique sud, sa pente est égale à $600 \pm 50 \text{ m s}^{-1}$. La droite correspondant aux basaltes a été calculée pour une vitesse de 6 km s^{-1} mesurée sur les échantillons du Site 462 (Moberly, Schlanger *et al.*, 1985). Sa pente est de 690 km s^{-1} .

*Relationship between isostatic compensation and sediment thickness expressed in seconds of two-way travel time. The sediment line, constructed from six DSDP sites in the South Atlantic, has a slope of $600 \pm 50 \text{ m/s}$ (Crough, 1983). The basalt line, based on a velocity of 6 km/s measured on samples from Site 462, has a slope of 690 m/s (Moberly, Schlanger *et al.*, 1985).*

En appliquant les corrections calculées par ces auteurs pour les sédiments et les basaltes du Pacifique nord nous avons considéré que le complexe volcanique devait avoir une densité intermédiaire entre celle des sédiments (Crough, 1983) et celles des basaltes du Site 462 (Moberly, Schlanger *et al.*, 1986). Nous avons appliqué aux épaisseurs sédimentaires (exprimées en secondes-temps double) de la carte numérisée une correction minimale correspondant à l'effet d'une surcharge purement sédimentaire en utilisant la pente de la droite

"sédiments" de la figure 14 (soit 600 m/s). En ajoutant cette correction aux données bathymétriques de la carte SYNBAPS (Van Wykhouse, 1978) nous avons obtenu une carte de profondeur du sommet de la croûte océanique corrigée de la surcharge sédimentaire (intervalle des courbes 500 m) sur la base de moyennes établies pour chaque demi-degré de latitude et longitude (fig. 15). On constate que dans la partie centrale du bassin de Nauru (quart inférieur gauche de la figure) cet horizon se situerait ainsi à des profondeurs supérieures à 5 500 m. Ponctuellement la profondeur calculée au Site 462 atteint 6 040 m. Les calculs antérieurs effectués par Larson et Schlanger (1981) au même site, en ne prenant en compte que les 504 m forés dans le complexe volcanique, donnaient une profondeur du sommet de la croûte océanique à 5 582 m. Nous allons voir que nos calculs fondés sur une estimation de la surcharge sédimentaire de 2 400 m nous permettent ainsi de replacer le socle à une profondeur s'approchant de la profondeur théorique prévue par les courbes de subsidence thermique.

Les relations âge-profondeur de la croûte océanique dans le Pacifique nord ont fait l'objet de nombreux travaux dont l'extension géographique était souvent limitée (Sclater et Francheteau, 1970 ; Sclater *et al.*, 1971 ; Davies et Lister, 1974 ; Menard et Dorman, 1977 ; Parsons et Sclater, 1977 ; Schroeder, 1984). Les premières données synthétiques, complètes pour l'ensemble du Pacifique nord, ont été fournies par Renkin (1986) et Renkin et Sclater (1988) à partir des données bathymétriques numérisées SYNBAPS (Van Wykhouse, 1978), de la carte d'épaisseur des sédiments de Ludwig et Houtz (1979) et des données magnétiques récentes (Cande *et al.*, 1986) compilées de manière à fournir une carte isochrone relativement précise. Renkin (1986) a produit un contourage statistique des profondeurs observées en fonction de l'âge, l'a comparé aux courbes calculées à partir des modèles théoriques (fig. 16) et a montré que les données observées s'approchaient généralement de la courbe correspondant au modèle dit de "plaque rigide" (Parsons et Sclater, 1977) bien que cette dernière soit située systématiquement au-dessous des contours obtenus pour les âges supérieurs à 100 Ma. La position du Site 462 corrigée d'après nos données a été reportée sur le diagramme de Renkin (1986). On constate qu'elle est très voisine de la courbe du modèle de Parsons et Sclater (1977).

Nous avons comparé nos nouvelles données à celles de Renkin (1986) en déterminant la "profondeur résiduelle" du socle océanique dans le bassin de Nauru. Cette valeur correspond à la différence entre la profondeur donnée par le modèle de "plaque rigide" et celle estimée d'après nos mesures.

Le résultat est présenté sur la figure 17. On constate que la profondeur résiduelle dans le bassin de Nauru est inférieure à 500 m. Elle n'est que de quelques dizaines de mètres, ponctuellement, au Site 462. Les anomalies

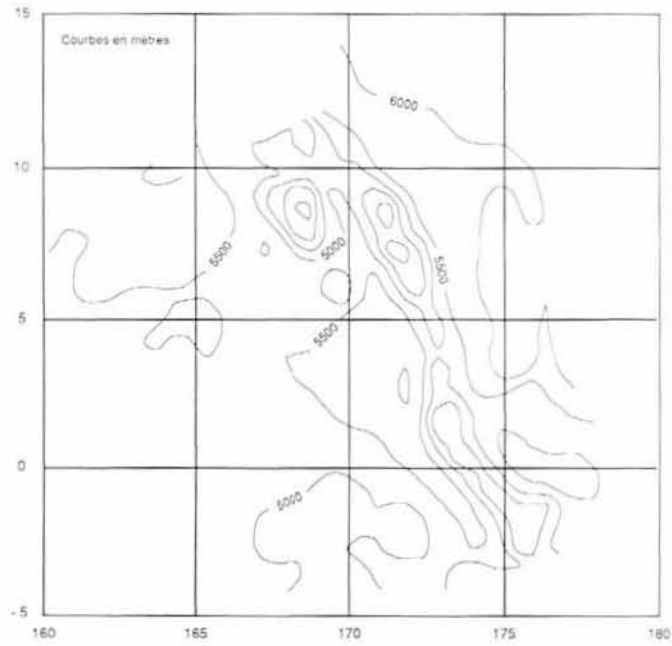


Figure 15

Profondeur du toit de la croûte océanique dans le bassin de Nauru, corrigée de l'effet de la surcharge cumulée des sédiments et du complexe volcanique.
 Depth of the top of the oceanic crust in the Nauru basin estimated after correcting for the effect of the cumulated load of both the volcanic complex and the overlying sediments (depth in metres from the sea surface).

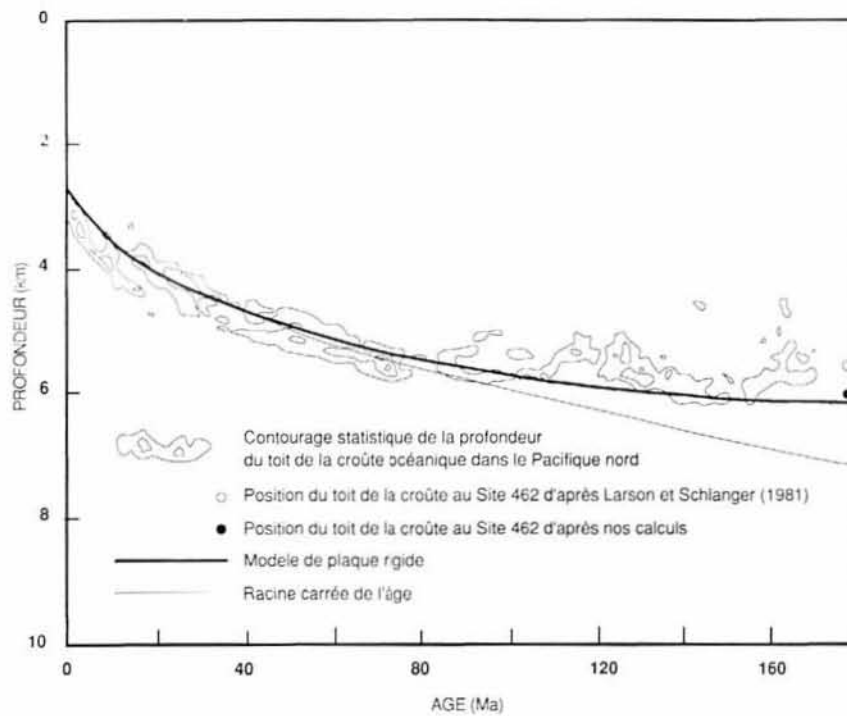


Figure 16

Profondeur de la croûte océanique en fonction de l'âge dans le Pacifique nord (Renkin, 1986). La profondeur calculée pour le sommet de la croûte océanique au Site 462 a été reportée sur la partie droite du diagramme.
 Depth versus age for the oceanic crust of the North Pacific (after Renkin, 1986). Depth calculated for the top of the oceanic crust at Site 462 is indicated on the right hand side of the diagramme.

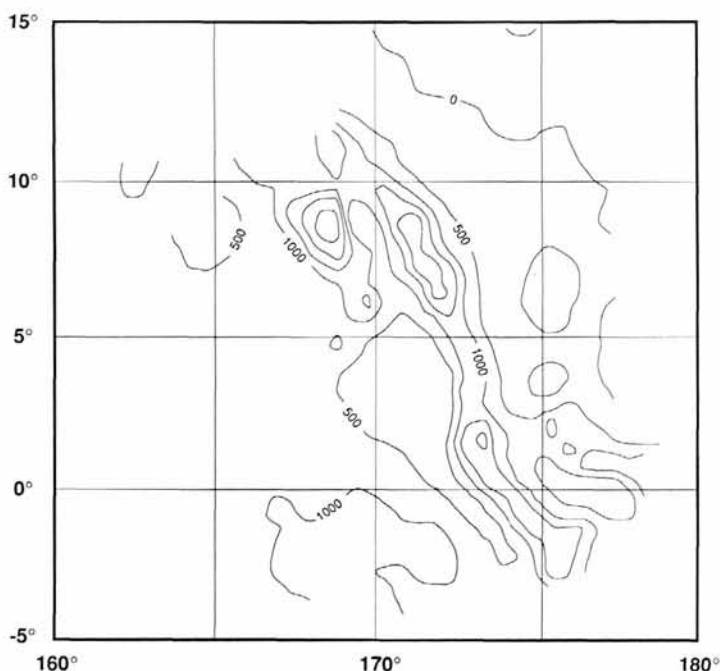


Figure 17

Carte de la "profondeur résiduelle" du socle océanique dans le bassin de Nauru (courbes en m).
 "Residual depth" (in metres) of the oceanic crust in the Nauru basin.

positives importantes observées au voisinage de la chaîne des îles Marshall s'expliquent par la forte surcharge de ces édifices volcaniques.

L'ANOMALIE DE PROFONDEUR DU BASSIN DE NAURU ET LES EFFETS DU VOLCANISME DANS LES RÉGIONS VOISINES

Menard (1964) avait, le premier, tenté d'expliquer l'anomalie de profondeur de certaines régions du Pacifique occidental par la formation au cours du Mésozoïque d'un vaste bombement du manteau (la "ride de Darwin") accompagnée d'un épisode de volcanisme intraplaque exceptionnel. Ce bombement d'origine thermique expliquerait d'après cet auteur la profondeur anormalement faible de certains bassins au regard de leur âge supposé jurassique ou crétacé inférieur. Reprenant ce concept, Schlanger et Premoli-Silva (1981) postulaient que le développement des récifs formés au cours du Crétacé supérieur sur les édifices volcaniques des îles de la Ligne et des Marshall était lié à un soulèvement produit par l'activité volcanique généralisée de ces régions au cours du Crétacé inférieur et supérieur. L'explication proposée par ces auteurs impliquait un soulèvement de la lithosphère lié à un bombement thermique provoqué par un amincissement crustal au moment du passage de la plaque Pacifique au droit d'une anomalie thermique positive du manteau suivant le modèle de Detrick et Crough (1978). Le soulèvement de l'ensemble du bassin de Nauru se serait produit entre 115 et 70 millions d'années.

Nos données confirment que l'anomalie de profondeur du bassin de Nauru résulte effectivement de l'activité volcanique intraplaque "anormale" qui s'est produite au Crétacé. Mais au lieu d'un bombement thermique lié à un hypothétique amincissement crustal, nous pouvons expliquer cette anomalie de profondeur par un simple remplissage du bassin par une accumulation de coulées et d'intrusions volcaniques.

Le problème de la situation exacte du sommet de la croûte océanique jurassique dans le bassin de Nauru reste posé. Toutefois les calculs de la position supposée de ce niveau à partir du calcul de la surcharge sédimentaire semblent indiquer qu'il ne saurait être situé beaucoup plus bas que les réflecteurs les plus profonds observés sur les profils de sismique réflexion. Il est probable que le faible contraste d'impédance entre les basaltes du sommet de la croûte océanique et les basaltes intraplaques sus-jacents empêche d'observer un réflecteur net à ce niveau. La présence d'une discontinuité dans les vitesses sismiques observées sur les profils de réfraction dans la région du Site 462 aux environs de 3,5 km sous le fond pourrait toutefois correspondre à cet horizon.

Si le bassin de Nauru apparaît donc comme une région "anormale" en raison de sa faible profondeur, qu'en est-il des autres bassins affectés par les événements volcaniques intraplaques du Crétacé ?

Le bassin Est-Mariannes pose un problème intéressant. Il est apparemment de profondeur "normale" et jusqu'à la campagne de forages du Leg ODP 129 on n'y avait pas mis en évidence de façon certaine des coulées profondes intraplaques ou des intrusions. L'activité volcanique

crétacée ne semblait donc s'être exprimée que par la construction d'édifices volcaniques imposants accompagnés du dépôt d'épaisses séries volcanoclastiques dans les parties profondes du bassin. C'est ainsi que les profils de sismique réflexion multitrace nous ont permis de constater que le site de forage DSDP 585, où des séries épaisses de dépôts volcanosédimentaires ont empêché d'atteindre la croûte jurassique, était localisé au niveau d'une sorte de graben probablement lié à une ancienne faille transformante. Dans le reste du bassin les profils montrent souvent un socle acoustique assez plat et lisse, mais les données de sismique réfraction semblent indiquer la présence de la croûte océanique jurassique à moins de 0,1 seconde temps double sous ce socle qui est donc en général interprété comme le toit d'une série volcanoclastique ou d'intrusions de faible épaisseur. Or nous avons observé au voisinage du Site de forage ODP 802 (Lancelot, Larson *et al.*, 1990) une région où le socle acoustique, situé à 8,40 s sous la surface de la mer, présente toutes les caractéristiques de la croûte océanique extrusive. Le forage a montré qu'il s'agissait bien de basaltes extrusifs mais les premiers dépôts sédimentaires qui les recouvrent sont d'âge albien (Lancelot, Larson *et al.*, 1990). Il faut donc admettre d'une part que des coulées basaltiques d'origine intraplaque nettement postérieure à la mise en place de la croûte océanique ont pu là aussi être mises en place à des distances considérables (plus de 300 km) de tout édifice volcanique, et d'autre part que la croûte océanique jurassique est particulièrement profonde dans le bassin Est-Mariannes. Elle est en effet ici nécessairement située sensiblement plus bas que la croûte océanique jurassique rencontrée dans le forage ODP 800 dans le bassin de Pigafetta.

Enfin, plus loin vers le nord, entre les bassins de Pigafetta et de Ptolémée où la croûte océanique a été

atteinte par forage et est d'âge jurassique moyen et crétacé inférieur respectivement, la ride de Marcus-Wake présente des caractéristiques assez comparables à celles du bassin de Nauru. Ce vaste bombement topographique qui porte des monts sous-marins et des guyots pourrait être lui aussi le résultat d'intrusions (et peut-être aussi d'extrusions) intraplaques massives au Crétacé, contemporaines de celles du bassin de Nauru. Quoi qu'il en soit aucune explication simple de ce type de volcanisme intraplaque profond, capable de provoquer des accumulations de coulées et de sills sur plusieurs kilomètres d'épaisseur et couvrant plusieurs 10^6 km², ne peut être pour l'instant proposée. Seule l'hypothèse d'un volcanisme intense lié à des propagations de fissures se relayant rapidement au niveau de zones de faiblesse de la lithosphère et à l'occasion d'un épisode d'activité du manteau exceptionnelle semble pouvoir être avancée. Aucune autre série d'évènements volcaniques de cette amplitude n'est connue dans le monde. Il s'agit d'un phénomène dont les conséquences sur l'environnement global ont pu être très marquées. Accroissement global du CO₂ dans le système océan-atmosphère et dépôts massifs de matière organique dans l'Océan Mondial à cette époque sont peut-être la conséquence directe ou indirecte de ces évènements exceptionnels.

Remerciements

Nous remercions les membres de l'équipe scientifique de la mission Mesopac pour leur coopération au cours de la campagne, et tout particulièrement l'équipe de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg chargée de la mise en oeuvre de la sismique sous la direction de D. Boulanger.

REFERENCES

- Cande S.C., R. Larson, J.-L. LaBrecque (1978). Magnetic lineations in the Pacific Jurassic quiet zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **41**, 434-440.
- Cande S.C., R.L. Larson, W.C. Pitman, X. Golovchenko, J.-F. Dewey, W.F. Haxby, J.-L. LaBrecque (1986). Magnetic lineation map of the world. Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, New York. Carte non publiée.
- Castillo P., R. Batiza, R.J. Stern (1986). Petrology and geochemistry of Nauru Basin igneous complex: large-volume, off-ridge eruptions of MORB-like basalt during the Cretaceous. In: Moberly R., Schlanger S.O. *et al.*, *Init. Repts. DSDP*, **89**, Washington (U.S. Govt. Printing Office) : 555-576.
- Crough T.S. (1983). The correction for sediment loading on the sea floor. *J. Geophys. Res.*, **88**, 6444-6454.
- Davies E.E., C.R.B. Lister (1974). Fundamentals of ridge crest topography. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **21**, 405-413.
- Detrick R.S., T.S. Crough (1978). Island subsidence, hotspots and lithospheric thinning. *J. Geophys. Res.*, **83**, 1236-1244.
- Ewing J., M. Ewing, T. Aitken, W.J. Ludwig (1968). North Pacific sediment layers measured by seismic profiling. In: Knopoff L., Drake C., Hart P. Eds., *The crust and upper mantle of the Pacific area.*, **12**, Washington D.C. A.G.U., 147-173.
- Froger V. (1989). Recherches sur l'origine et l'évolution des bassins mésozoïques du Pacifique centre ouest. Thèse de Doctorat, Univ. Paris VI, 16 novembre 1989, 231 pp.
- Heezen B.C., I.D. McGregor, *et al.* (1973). *Init. Repts. DSDP*, **20**, Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- Houtz R.E., J. Ewing, P. Buhl (1970). Seismic data from sonobuoy stations in the northern and equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.*, **75**, 5093-5111.
- Houtz R., W.J. Ludwig (1979). Distribution of reverberant subbottom layers in the southwest Pacific Basin. *J. Geophys. Res.*, **84**, 3497-3504.
- Jackson E.D., S.O. Schlanger (1976). Regional syntheses, Line islands chain, Tuamotu island chain, and Manihiki plateau, central Pacific Ocean. In: Schlanger S.O., Jackson E.D., *et al.*, *Init. Repts. DSDP*, **33**, Washington (U.S. Govt. Printing office), 915-927.
- Keating B.H., D.P. Matthey, C.E. Helsley, J.J. Naughton, A. Epp, Lazarewicz, D. Schwank (1984). Evidence for a hot spot origin of the Caroline islands. *J. Geophys. Res.*, **89**, B12, 9937-9948.
- Kent D.V., F.M. Gradstein (1985). A cretaceous and Jurassic geochronology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, 1419-1427.
- Lancelot Y. (1978). Evolution sédimentaire et tectonique de la plaque Pacifique., série N., LVII, Mém. N° 134, Paris *Mém. Soc. Géol. de France*, 40 pp.
- Lancelot Y., V. Froger, J.-L. Cheminée, H. Galisson, R.L. Larson, A. Mauffret, S.O. Schlanger, J.G. Sclater (1990). La campagne Mesopac (Bassin de Nauru, Pacifique Centre-Ouest). *Oceanol. Acta*, sp. 10,
- Lancelot Y., R.L. Larson (1975). Sedimentary and tectonic evolution

- of the Northwestern Pacific. In: Larson R.L., Moberly R. *et al.*, *Init. Repts. DSDP*, 32, Washington (U.S. Govt Printing Office), 925-940.
- Lancelot Y., R.L. Larson, et al.** (1990). Jurassic crust and sediments recovered from the Pacific Plate (Ocean Drilling Program, Leg 129). *Nature*, 345, 112.
- Larson R.L.** (1976). Late Jurassic and Early Cretaceous evolution of the Western Central Pacific Ocean. *J. Geomag. Geoelect.*, 28, 219-236.
- Larson R.L., C.G. Chase** (1972). Late Mesozoic evolution of the western Pacific Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 3627-3644.
- Larson R.L., S.O. Schlanger, et al.** (1981). *Init. Repts. DSDP*, 61, Washington (U.S. Govt Printing Office), 885 pp.
- Ludwig W.J., R.E. Houtz** (1979). Isopach map of sediments in the Pacific Ocean Basin. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Tulsa; Oklahoma.
- Menard H.W.** (1964). Marine geology of the Pacific: New York (McGraw Hill Book Co.).
- Menard H.W.** (1984). Origin of guyots: from the beagle to seabeam. *J. Geophys. Res.*, 89, 11117-11123.
- Menard H.W., Dorman L.M.** (1977). Dependence of depth anomalies upon latitude and plate motion. *J. Geophys. Res.*, 82, 5329-5335.
- Moberly R., S.O. Schlanger et al.** (1986). *Init. Repts. DSDP*, 89, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 678 pp.
- Morgan W.J.** (1972). Deep mantle convection plumes and plate motions. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 56, 203-213.
- Munsch M.** (1987). Etude géophysique détaillée du point triple de Rodriguez et de la zone axiale des trois dorsales associées (Océan Indien). Thèse de Doctorat de L'université Louis Pasteur (IPG), Strasbourg, 232 pp.
- Ozima M., K.Saito, Y.Takigami** (1981). 40Ar-39Ar geochronological studies on rocks drilled at Holes 462 and 462A, Deep Sea Drilling Project Leg 61. In: Larson R.L., Schlanger S.O. *et al.*, *Init. Repts. DSDP*, 61, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 701-703.
- Parsons B., J.G. Sclater** (1977). An analysis of the variation of the ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.*, 82, 803-827.
- Renkin M.L.** (1986). Age, depth and residual depth anomalies in the north Pacific: Implications for thermal models of the lithosphere and upper mantle. M.A. Thesis, University of Texas at Austin.
- Renkin M.L., J.G. Sclater** (1988). Depth and age in the North Pacific. *J. Geophys. Res.*, 93, B4, 2919-2935.
- Saunders A.D.** (1986). Geochemistry of basalts from the Nauru Basin, Deep Sea Drilling Project Legs 61 and 89: Implications for the origin of oceanic flood basalts. In: Moberly R., Schlanger S.O. *et al.*, *Init. Repts. DSDP*, 89, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 499-517.
- Schaaf A.** (1986). Radiolaria from Deep Sea Drilling Project Leg 89. In: Moberly R., Schlanger S.O. *et al.*, *Init. Repts. DSDP*, 89, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 321-326.
- Schlanger S.O.** (1963). Subsurface geology of Eniwetok atoll. U.S. Geological Survey Professional Paper, 260-BB, 901-1066.
- Schlanger S.O., H.C. Jenkyns, I. Premoli-Silva** (1981). Volcanism and vertical tectonics in the Pacific basin related to the global Cretaceous transgression. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52, 435-449.
- Schlanger S.O., I. Premoli-Silva** (1981). Tectonic, volcanic and paleogeographic implications of redeposited reef faunas of Late Cretaceous and Tertiary age from the Nauru Basin and the Line Islands. In: Larson R.L., Schlanger S.O. *et al.*, *Init. Repts. DSDP*, 61, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 817-827.
- Schroeder W.** (1984). The empirical age depth relation and depth anomalies in the Pacific Ocean Basin. *J. Geophys. Res.*, 89, 9873-9883.
- Sclater J.G., R.N. Anderson, M.L. Bell** (1971). Elevation of ridges and evolution of the Central Eastern Pacific. *J. Geophys. Res.*, 77, 7888-7915.
- Sclater J.G., J. Francheteau** (1970). The implication of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 20, 509-542.
- Shcheka S.** (1981). Igneous rocks of Deep Sea Drilling Project Leg 61, Nauru Basin. In: Larson R.L., Schlanger S.O. *et al.*, *Init. Repts. DSDP*, 61, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 633-646.
- Shipley T.H., J.M. Whitman, F.K. Duennbier, L.D. Petersen** (1983). Seismic stratigraphy and sedimentation history of the east Mariana Basin, western Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64, 257-275.
- Spudis P., J. Orcutt** (1980). A new look at the seismic velocity structure of the oceanographic crust. *Rev. Geophys. Space Physics*, 18, 627-645.
- Steiner M.B.** (1981). Paleomagnetism of the Cretaceous section, Site 462. In: Larson R.L., Schlanger S.O. *et al.*, *Init. Repts. DSDP*, 61, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 711-716.
- Takigami Y., S. Amari, M. Ozima, R. Moberly** (1986). 40Ar/39Ar geochronological studies of basalts from Hole 462A, Nauru Basin, Deep Sea Drilling Project Leg 89. In: Moberly R., Schlanger S.O. *et al.*, *Init. Repts. DSDP*, 89, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 519-521.
- Tokuyama H., R. Batiza** (1981). Chemical composition of igneous rocks and origin of the sill and pillow-basalt complex of Nauru Basin, Southwest Pacific. In: Larson R.L., Schlanger S.O. *et al.*, *Init. Repts. DSDP*, 61, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 673-688.
- Van Wykhous R.** (1978). SYNBAAPS (Synthetic Bathymetric Profiling Systems). Technical report TR-233, naval oceanographic office, Washington D.C.
- Watts A.B., J.H. Bodine, N.M. Ribe** (1980). Observation of flexure and geological evolution of the Pacific ocean basin. *Nature*, 283, 532-537.
- White R.S.** (1984). Atlantic oceanic crust: seismic structure of a slow spreading ridge. In: Gass I.G., Lippard S.J., and Shelton A.W. Eds., Ophiolites and Oceanic lithosphere. *Spec. pub. geol. soc.* London, 13. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 101-111.
- Winterer E.L.** (1973). Sedimentary facies and plate tectonics of equatorial Pacific. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 57, 265-282.
- Winterer E.L., J.I. Ewing et al.** (1973). *Init. Repts. DSDP*, 17, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 930 pp.
- Winterer E.L., J.H. Natland, M. McNutt, W. Sager** (1989). Cretaceous guyots in the Northwest Pacific. Proposal JOIDES n° 203/E.
- Wiperman L.K., R.L. Larson, D.M. Hussong** (1981). The geological and geophysical setting near Site 462. In: Larson R.L., Schlanger S.O. *et al.*, *Init. Repts. DSDP*, 61, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 763-770.

