

NOTICE EXPLICATIVE

N° 97

J. RECY

J. DUPONT

LE SUD-OUEST DU PACIFIQUE : DONNÉES STRUCTURALES

Carte à 1 : 12 000 000 à l'équateur



OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER



PARIS 1982

NOTICE EXPLICATIVE

N° 97

**LE SUD-OUEST DU PACIFIQUE :
DONNÉES STRUCTURALES**

Carte à 1 : 12 000 000 à l'équateur

**J. RECY
J. DUPONT**

**avec la collaboration des membres de l'équipe
de Géologie-Géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa**

**ORSTOM
PARIS
1982**

© ORSTOM 1982
ISBN 2-7099-0622-8

REMERCIEMENTS

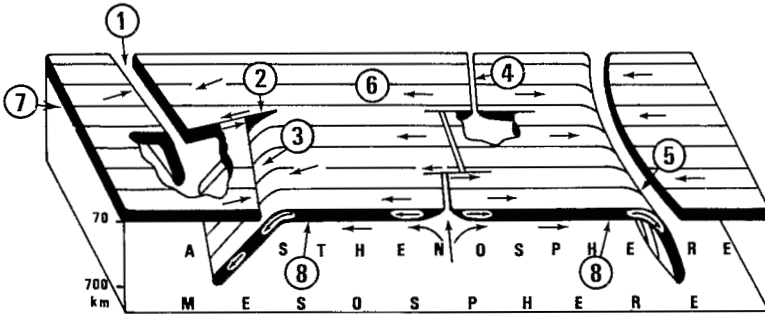
Les auteurs remercient la Direction Générale de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer de leur avoir accordé l'autorisation de publier, dans la série Notice Explicative des Editions de l'ORSTOM, cette carte et sa notice déjà publiées dans l'Atlas de la Nouvelle-Calédonie et Dépendances (Planche 5) aux Editions de l'ORSTOM (1981). Ils remercient aussi très vivement Richard H. HERZER du New Zealand Geological Survey qui a bien voulu relire et corriger la version anglaise de cette notice.

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	1
I. - LES LIMITES DE PLAQUES ACTUELLES (zones actives)	3
II. - LES LIMITES DE PLAQUES ANCIENNES (zones inactives)	14
III. - AUTRES STRUCTURES	20
CONCLUSION	24
ORIENTATION BIBLIOGRAPHIQUE	25

INTRODUCTION

La formation des océans et la dérive des continents ont été depuis une quinzaine d'années expliquées par la théorie dite de la tectonique des plaques ou tectonique globale. Suivant cette théorie les zones d'expansion ou dorsales constituent les lieux privilégiés où le magma profond s'épanche à la surface, générant ainsi une croûte de type océanique qui migre lentement de chaque côté de la partie axiale de la dorsale généralement soulignée par un rift. Les laves émises subissent l'influence du champ magnétique terrestre et l'aimantation rémanente qui persiste après leur solidification est fonction de la direction et de la polarité du champ magnétique terrestre de l'époque au point considéré. La succession des inversions de polarité du champ magnétique se traduit par une série de bandes de champ inverse parallèles aux dorsales repérées par un numéro d'ordre. L'échelle chronologique de ces inversions étant connue, il est possible de calculer les vitesses d'expansion des dorsales. On considère donc que la surface du globe terrestre est constituée de plaques rigides appelées lithosphères reposant sur une couche visqueuse ou asthénosphère (fig. 1); ces plaques épaisses de 70 à 100 km, dont 10 à 50 km de croûte océanique ou continentale, migrent à partir des dorsales.



- | | |
|---|---------------------------------|
| 1 - Zone de subduction des Nouvelles-Hébrides | 5 - Zone de subduction du Chili |
| 2 - Ride de Hunter | 6 - Plaque Pacifique |
| 3 - Zone de subduction des Tonga-Kermadec | 7 - Plaque Australo-indienne |
| 4 - Dorsale d'expansion Est-Pacifique | 8 - Lithosphère |

Figure 1 - BLOC DIAGRAMME ILLUSTRANT SCHÉMATIQUEMENT LES MOUVEMENTS DES PLAQUES DANS LE SUD DU PACIFIQUE (d'après ISACKS *et al.*, 1968)

La composante des différents mouvements d'expansion conduit ainsi la plaque issue d'une dorsale à affronter la plaque adjacente initiée par une dorsale voisine. Cet affrontement se traduit par l'enfoncement de la plaque la plus dense sous la plaque la moins dense le long d'une zone de rupture du tissu lithosphérique qui constitue la limite entre les deux plaques (fig. 1). Ce phénomène, dit de subduction, est accompagné par une activité sismique importante qui affecte le bord externe de la plaque flottante et la totalité de la plaque plongeante jusqu'à une profondeur de 700 km. En milieu océanique, les zones de subduction actuelles sont soulignées par une fosse dont la profondeur varie entre 6 000 et 11 000 m et par un arc insulaire caractérisé par l'existence d'un volcanisme actif. Sur le globe, le mouvement de chacune des plaques considérées deux à deux peut être assimilé à une rotation autour d'un axe vertical. La trace de cet axe sur la sphère est appelée pôle de rotation (fig. 2).

Sur le plan morphologique, le sud-ouest du Pacifique se caractérise par une succession de rides sous-marines ceinturant le continent australien, séparées par des « bassins océaniques » dont la profondeur reste inférieure à celle des grands bassins océaniques. Sur le plan structural il s'agit d'une vaste zone de transition entre le domaine continental australien et le domaine océanique Pacifique. En termes de tectonique des plaques, les différents traits structuraux de cette zone résultent de l'évolution dans le temps et l'espace de la limite entre la plaque Pacifique et la plaque Australo-Indienne dont elle conserve les « cicatrices », plus ou moins reconnaissables en fonction de leur ancienneté.

L'objectif de cette notice est de présenter les différents dispositifs structuraux figurés sur la carte du sud-ouest du Pacifique en distinguant ceux qui résultent des mécanismes de la tectonique des plaques et ceux dont l'origine reste inexpliquée dans le cadre des théories actuellement admises.

Depuis une dizaine d'années des croisières de reconnaissance systématique dans les domaines de la recherche fondamentale et appliquée ont été effectuées dans le sud-ouest du Pacifique, resté longtemps à l'écart des grands programmes de recherche du fait de son éloignement des pays promoteurs. L'effort permanent consenti par des organismes français, principalement l'ORSTOM, associé suivant les programmes à d'autres organismes nationaux (CNEXO, IFP, sociétés pétrolières nationales) ou américains (Université de Cornell, Université du Texas, National Oceanic and Atmospheric Administration) n'apparaît pas négligeable dans le bilan de l'action scientifique de la dernière décennie dans la région considérée.

La liste des travaux scientifiques de référence ne peut être citée dans son intégralité, d'autant que les auteurs ont été amenés à choisir parmi des interprétations contradictoires celles qui semblaient les plus probables. Parmi tous les travaux à terre et en mer présentant un intérêt tant du point de vue de l'antériorité que de leurs conclusions synthétiques ou thématiques, seuls sont cités les plus didactiques sans que ce choix reflète un jugement de valeur excluant les autres.

Si les limites de plaques actuelles sont souvent clairement mises en évidence tant par une morphologie caractéristique que par les activités associées (volcanisme, sismicité) il n'en est pas de même dans le cas des limites fossiles pour lesquelles les critères de reconnaissance ne constituent souvent qu'un faisceau de présomptions.

I. - LES LIMITES DE PLAQUES ACTUELLES (ZONES ACTIVES)

A. - Les zones de subduction actives

1. - Les mouvements généraux

Dans un des modèles de tectonique globale les plus récents, établi par MINSTER et al. (1974) à partir des linéations magnétiques (lignes reliant entre elles les mêmes anomalies magnétiques observées) parallèles aux dorsales, les plaques Australo-Indienne et Pacifique se déplacent l'une par rapport à l'autre selon un mouvement convergent de rotation dont le pôle virtuel est situé à 59°8 de latitude sud et 178°0 de longitude est. Cette convergence implique la subduction d'une plaque sous l'autre mais le schéma se complique du fait que dans la partie nord du sud-ouest du Pacifique la plaque Australo-Indienne passe sous la plaque Pacifique alors que dans la partie sud-est, la plaque Pacifique s'enfonce sous la plaque Australo-Indienne (fig. 1). La liaison entre ces deux mouvements de sens inverse se ferait par l'intermédiaire d'une faille transformante le long de laquelle les plaques se déplacent en sens opposé (ISACKS et al. - 1968). Vers 10° de latitude sud, au niveau du sud des îles Salomon, la vitesse du mouvement relatif des plaques selon une direction N 80° E atteindrait 10,5 cm par an alors que vers 30° de latitude sud au niveau de l'arc des Tonga-Kermadec le mouvement s'effectuerait selon une direction franchement est-ouest à une vitesse de 7,3 cm par an (MINSTER et al. - 1974).

Du fait des caractères élastiques de la lithosphère, la subduction de la plaque plongeante engendre un bombement en amont de la fosse. Son amplitude et sa demi-longueur d'onde, fonction de l'épaisseur de la lithosphère varient respectivement de 150 à 700 m et de 200 à 600 km. L'axe de ce bombement est sensiblement parallèle à celui de la fosse. Sa présence peut être difficilement observable sur les profils bathymétriques du fait de sa faible amplitude par rapport aux irrégularités du fond. La surrection des atolls de l'archipel des Loyauté en amont de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides, celle de l'atoll de Rennell, en amont des Salomon, et celle de l'atoll de Niue en amont des Tonga ont été attribuées à l'existence de ce bombement dont elles matérialisent les effets (DUBOIS et al. - 1974, 1977, RÉCY et al. - 1977). Du fait de la migration des plaques, ces atolls ont été amenés pendant le Quaternaire dans la zone d'influence du bombement et ils ont progressivement émergé.

A proximité de la fosse, la courbure de la flexure de la lithosphère révélée par la morphologie du fond s'accroît fortement et ne correspond plus à celle impliquée par une déformation de type élastique (DUBOIS et al. - 1977). La flexure doit se conserver après l'arrêt de la subduction et la cessation des contraintes associées, tant que de nouvelles contraintes n'induisent pas sa disparition. Un tel caractère constitue dans les cas favorables un des critères de détermination de l'origine de structures reliques actuellement inactives (RÉCY et al. - 1977).

2. - La subduction de la plaque Pacifique

Aux abords de la fosse des Tonga-Kermadec, la plaque Pacifique est caractérisée par la présence d'une croûte ancienne dont l'âge estimé à partir de la relation profondeur/âge varie de 100 M. A. au nord à 120 M. A. au sud (120 à 140 M. A. d'après les résultats du forage « Deep Sea Drilling Project » 204). L'axe de la fosse peut être assimilé à un rayon du pôle de rotation virtuel des plaques Australo-Indienne et Pacifique, ce qui implique que les mouvements sont perpendiculaires à cette direction et que leur vitesse décroît vers le sud (9,5 cm/an aux Tonga, 7 cm/an vers 30° sud, 3 cm/an au nord de la Nouvelle-Zélande). La profondeur des séismes relatifs à la plaque plongeante (fig. 3) décroît du nord au sud (700 km aux Tonga, 500 km aux Kermadec, 400 km sous la partie septentrionale de l'île Nord de la Nouvelle-Zélande et 200 km sous la partie sud de cette même île), alors que le plongement s'accroît (45° en moyenne sous les Tonga, 55°-60° sous les Kermadec, 70° sous l'île Nord de la Nouvelle-Zélande). Si la vitesse de subduction a été sensiblement égale à la vitesse relative des plaques, les parties les plus profondes encore sismiquement actives de la plaque auraient commencé leur subduction il y a 10 M. A. au niveau des Tonga et 13 à 14 M. A. au niveau du nord de la Nouvelle-Zélande. Or les modèles de tectonique globale admettent généralement que la zone de subduction des Tonga-Kermadec a été continûment fonctionnelle depuis 20 M. A. et sans doute, malgré le déplacement du pôle de rotation, depuis sa création qui remonterait au moins à l'Eocène moyen (46 M. A.). Les séismes les plus profonds observés n'indiquent donc que la profondeur jusqu'à laquelle se conservent les caractéristiques de la plaque plongeante, et notamment sans doute sa rigidité ; ils ne marquent pas l'extrémité réelle de la plaque.

La digestion de la plaque plongeante dépend de son épaisseur et du temps de contact entre les deux milieux (donc de la vitesse de subduction). La profondeur de 700 km constitue en tout état de cause une limite inférieure au-delà de laquelle nulle sismicité n'est repérée. L'épaisseur de la plaque Pacifique, calculée d'après un modèle de déformation non newtonien du bombement observé à l'amont de la zone de subduction des Tonga-Kermadec, varie peu du nord au sud (102 km aux Tonga, 110 km aux Kermadec). La décroissance de la profondeur de la sismicité observée du nord au sud de la plaque plongeante est donc en relation directe avec la vitesse de subduction. Au nord de la Nouvelle-Zélande, celle-ci est telle que la plaque perd les caractéristiques qui permettent le développement d'une activité sismique vers 400 km de profondeur après un temps de transit dans l'asthénosphère supérieur à 13 ou 14 M. A. Dans l'extrême nord de la zone de subduction des Tonga, au nord de 18° de latitude sud, la profondeur de la plaque plongeante ne dépasse pas 300 km. Il s'agit donc d'une phase récente qui résulte d'une progression du phénomène de subduction le long de l'axe de la limite des plaques. Enfin, des résultats récents montrent qu'il existe en profondeur un écaillage de la plaque plongeante au niveau de la zone centrale des Tonga, où cette plaque apparaît la plus profonde.

La limite nord de la zone de subduction est marquée par une ligne de séismes superficiels soulignant l'existence d'une faille transformante. Cette limite coïncide avec l'interruption de la sismicité liée à la plaque plongeante.

L'arc insulaire des Tonga-Kermadec ne semble pas avoir connu de surrection notable dans un passé récent (200 000 ans). On peut donc considérer que cet arc est actuellement en position d'équilibre. Il s'agit certainement d'un équilibre entre les différentes contraintes donc d'un équilibre dynamique et non d'un équilibre isostatique.

L'épaisseur de la croûte sous l'arc insulaire des Tonga-Kermadec ne dépasserait pas une vingtaine de kilomètres d'après des données de sismique réflexion dont l'interprétation n'apparaît pas univoque. Le passage de l'arc insulaire à la structure continentale de l'île Nord de Nouvelle-Zélande semble un contact anormal. La partie superficielle de l'arc insulaire est constituée essentiellement de couches volcano-sédimentaires observables sur plus de 4 km d'épaisseur sur certains enregistrements de sismique réflexion.

Le volcanisme Pléistocène à actuel lié à la zone de subduction des Tonga se développe selon une ligne parallèle à la fosse et soulignée par un arc volcanique discontinu séparé de l'arc frontal par le fossé de Tofua. Cette ligne de volcanisme se poursuit jusque dans l'île Nord de Nouvelle-Zélande en milieu continental.

Le volcanisme des arcs des Tonga et des Kermadec, de type tholéitique, est représenté par des andésites et andésites basaltiques qui l'apparente à celui observé dans les Mariannes et aux Sandwich. Par contre le volcanisme de l'île Nord de la Nouvelle-Zélande présente un enrichissement très net en silice qui se traduit par l'émission de véritables rhyolites ; au niveau des éléments tracés, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ augmente significativement dans les andésites et andésites basaltiques de Nouvelle-Zélande par rapport à celles des Tonga-Kermadec, ce qui indique bien une contamination du volcanisme. Ce volcanisme de l'île Nord est donc nettement influencé par la présence de la croûte continentale. Cette zone de subduction présente un magnifique exemple du passage d'une subduction en milieu océanique, caractérisée par la présence d'arcs insulaires, à une subduction du type marge continentale active. L'activité de l'arc volcanique actuel n'aurait débuté qu'au Pléistocène supérieur ; une telle observation, qui paraît en contradiction avec la continuité du phénomène de subduction depuis une époque antérieure fera l'objet d'une tentative d'explication.

3. - La subduction de la plaque Australo-Indienne

Elle se produit le long des systèmes d'arcs des Nouvelles-Hébrides, des Salomon, de Nouvelle-Bretagne et de Nouvelle-Guinée qui sont évolués successivement.

a. Nouvelles-Hébrides

L'axe de la fosse des Nouvelles-Hébrides a été assimilé, en schématisant à l'extrême, à un rayon du pôle de rotation des plaques Pacifique et Australo-Indienne, ce qui implique que le mouvement de subduction est à peu près perpendiculaire à cet axe. La sismicité continue définit un plan de plongement dont le pendage atteint 60° et dont la profondeur, d'environ 350 km dans la partie nord de l'arc, ne dépasse pas 170 km dans l'extrême sud. On peut considérer que cette sismicité profonde marque l'extrémité de la plaque plongeante. La forte vitesse de subduction exclut qu'il s'agisse comme aux Kermadec, d'une limite de conservation des

caractères thermo-dynamiques de la plaque en fonction de son temps de contact avec l'asthénosphère. Aux Nouvelles-Hébrides, la phase de subduction actuelle est certainement une phase jeune ayant débuté il y a 3,5 M. A. environ dans la partie nord de l'arc et à une époque plus récente dans la partie sud.

Les plus anciennes roches connues de l'arc volcanique actuel lié à cette phase de subduction n'ont pas donné d'âges supérieurs à 2,5 M. A., ce qui conforte l'hypothèse de la relative jeunesse de la phase de subduction en cours. Au nord de l'île de Vaté, l'arc volcanique actuel est situé dans la partie médiane d'un arc insulaire complexe constitué par deux alignements d'îles dans lesquelles des phases volcaniques anciennes représentatives de subductions antérieures à la phase actuelle ont été observées. Au sud de l'île de Vaté, seules des déformations relatives à l'arc volcanique actuel ont été observées jusqu'ici, ce qui laisse supposer que la partie sud de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides est récente et doit être strictement liée à la phase de subduction actuelle. Les types de volcanisme observés révèlent une grande variation temporelle et spatiale; les basaltes prédominent dans la chaîne centrale des Nouvelles-Hébrides; ils appartiennent à la série tholéitique, lignée de roches volcaniques caractérisées par un enrichissement en fer au niveau des termes intermédiaires. Cette série apparaît dans les rides médio-océaniques et au niveau des arcs insulaires en début d'activité; sa présence est logique compte tenu de la jeunesse de l'arc volcanique. Les îles actuelles de l'archipel des Nouvelles-Hébrides sont pour 90 % de leur superficie le résultat de l'émersion des parties hautes de l'arc insulaire ou de la constitution d'édifices volcaniques au cours du Quaternaire. L'importance des surrections quaternaires est marquée par l'existence de terrasses coralliennes s'étageant du niveau de la mer jusqu'à une altitude qui peut atteindre 900 m sur l'île de Pentecôte; 45 % de la superficie de l'île de Santo ont émergé depuis 125 000 ans; des formations de cet âge ont subi une surrection qui peut dépasser 300 m. Les vitesses de surrection ne sont pas identiques au long de l'archipel, les plus fortes étant observées dans la région de Santo/Mallicolo. La surrection semble principalement liée aux déclenchements des séismes majeurs superficiels. Ainsi dans la région de Mallicolo le séisme d'avril 1965 a-t-il provoqué une surrection instantanée qui a atteint 1 m; aucun mouvement significatif ne semble s'être produit depuis cette date. Certains coraux massifs présentent en effet une limite nettement tranchée entre la partie morte après la surrection et celle qui a continué à vivre, sur laquelle on observe tous les anneaux de croissance annuelle formés depuis 1965 (TAYLOR, communication personnelle). La forte surrection récente et actuelle de l'arc des Nouvelles-Hébrides contraste avec la faible amplitude des mouvements récents dans l'archipel des Tonga.

b. Salomon

L'axe de la fosse matérialisant la limite entre les plaques Pacifique et Australo-Indienne fait avec le rayon relatif au pôle de rotation de ces plaques un angle d'environ 35° qui tend à atteindre 90° dans la partie sud de la fosse où celle-ci s'incurve fortement pour rejoindre la fosse des Nouvelles-Hébrides. Le déplacement de la plaque Australo-Indienne par rapport à la plaque Pacifique tout au long de cette limite peut être décomposé en deux composantes, l'une perpendiculaire à la limite et

représentant le mouvement de subduction, l'autre tangentielle et représentant la quantité du mouvement de déplacement horizontal. La vitesse de subduction est donc inférieure à la vitesse du mouvement relatif de déplacement des plaques et diminue d'autant plus que la direction de cette limite s'écarte de celle du rayon de rotation des plaques au point considéré. La profondeur de l'activité sismique relative à la plaque plongeante atteint 200 km dans les parties nord et médiane de la zone de subduction des Salomon et ne dépasse pas 100 km dans sa partie sud (PASCAL - 1979). La diminution de la longueur de la plaque plongeante ainsi révélée traduit bien la diminution vers le sud de la composante subduction du mouvement de migration relatif des deux plaques. L'activité volcanique liée à la phase de subduction en cours est d'âge quaternaire. La liaison avec la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides doit se faire par l'intermédiaire d'une faille transformante courte située à l'extrême sud des Salomon où l'axe de la fosse suit un grand cercle du pôle de rotation des deux plaques impliquées.

La zone de subduction des Salomon constitue un bel exemple de subduction oblique au cours de laquelle la plaque plongeante subit aussi un mouvement de coulissage. Dans les parties nord et médiane des Salomon, la majorité des mécanismes au foyer des séismes indique que ceux-ci sont le résultat des tensions subies par la lithosphère lors de sa descente. Peu de séismes sont induits par la composante tangentielle du mouvement de la plaque. Dans la partie sud de la zone, le nombre de séismes dont l'origine est un mouvement de glissement latéral augmente. La direction de glissement N 74° E coïncide avec celle de la limite des plaques et du plan de plongement au point considéré. L'activité volcanique quaternaire liée à la phase de subduction a constitué les îles de l'ouest de l'archipel ou s'est surimposée à certaines îles de constitution plus ancienne, telle Bougainville dont la série géologique débute à l'Oligocène. L'altitude des îles Salomon est plus forte que celle des Nouvelles-Hébrides; l'essentiel de la surrection à l'origine de ces reliefs semble d'âge quaternaire, ce qui implique une vitesse de surrection supérieure à celle observée aux Nouvelles-Hébrides.

c. Nouvelle-Bretagne

L'île de Nouvelle-Bretagne constituée de terrains tertiaires est bordée sur son flanc sud par une fosse océanique profonde. Cette région est caractérisée par une activité sismique et volcanique intense. L'axe de la fosse matérialisant la limite des plaques entre la mer de Bismarck et la mer des Salomon est sensiblement orienté suivant le grand cercle relatif au pôle de rotation des plaques Australo-Indienne et Pacifique. Le mouvement relatif des plaques devrait être coulissant. Or les foyers des séismes s'ordonnent continûment suivant un plan focal plongeant vers le nord jusqu'à une profondeur de 200 km environ. Le volcanisme quaternaire et actuel surimpose ses reliefs à ceux des formations tertiaires de Nouvelle-Bretagne ou constitue des îles situées au nord et à l'ouest de l'île principale suivant une position normale par rapport au plan sismique. Il existe donc, au niveau de la Nouvelle-Bretagne, une véritable zone de subduction dont l'existence ne peut être expliquée par le seul mouvement relatif des plaques Australo-Indienne et Pacifique. L'explication en sera donnée ultérieurement.

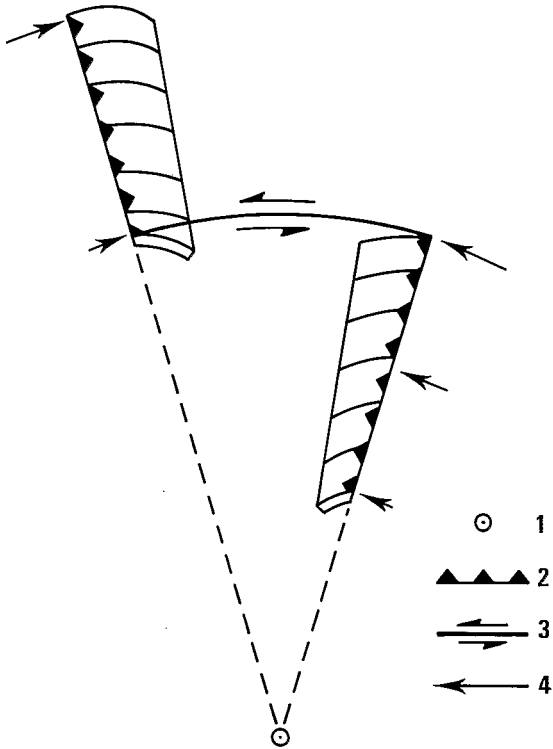
d. Nouvelle-Guinée

La limite entre les plaques Australo-Indienne et Pacifique semble se poursuivre au sein même de la grande île de Nouvelle-Guinée, mettant en contact deux zones de lithosphère continentale. A l'extrême est de l'île, la sismicité apparaît relativement bien organisée selon un plan à pendage nord qui descend jusqu'à 200 km de profondeur. Plus à l'ouest, cette sismicité apparaît plus diffuse. Le volcanisme quaternaire et actuel, à l'origine des îles volcaniques et volcans sous-marins situés au nord de la côte de Nouvelle-Guinée, conforte l'hypothèse d'un plan de subduction orienté vers le nord. L'évolution magmatique de ce volcanisme reste controversée. « Les tentatives pour classer les roches de l'arc insulaire de Papouasie-Nouvelle-Guinée dans les séries tholéitiques, calco-alcalines et shoshonitiques (série caractéristique des roches volcaniques hyper-alcalines que l'on trouve le plus souvent sur les arcs insulaires déjà anciens) n'ont pas été un succès. . . » (ARCULUS et JOHNSON - 1978). La surrection de la côte nord-est au Quaternaire est soulignée par des terrasses coralliennes surélevées mais l'amplitude du mouvement décroît rapidement vers l'ouest; cette surrection, qui a atteint 330 m depuis 120 000 ans à l'extrémité de la péninsule de Huon, ne dépasse pas 120 m, 60 km plus à l'ouest (BLOOM et al - 1974). Cette limite de plaque représente-t-elle une subduction continent-continent? Est-elle le terme ultime d'une subduction avant la collision? Le mouvement évolue-t-il vers l'ouest en mouvement transformant? Les données restent en partie contradictoires et leur interprétation sujette à caution.

4. - Liaison entre les zones de subduction des plaques Australo-Indienne et Pacifique

Dans le cadre d'un schéma simple de la tectonique des plaques, la liaison entre ces deux ensembles de subduction s'établirait par l'intermédiaire d'une faille transformante (fig. 2). La ride de Hunter souvent présentée comme une faille transformante est une structure complexe bordée sur son côté convexe par une fosse océanique et sur son côté concave par un arc volcanique matérialisé par les volcans de Hunter et Matthew, qui présentent un volcanisme calco-alcalin de type arc insulaire caractérisé. Il y a donc subduction alors même que la direction de la fosse par rapport au rayon du pôle de rotation relatif aux deux grandes plaques déterminerait un mouvement essentiellement coulissant. La zone de subduction se termine au niveau de 175° de longitude est, tandis que, sur le plan morphologique, la ride de Hunter semble se poursuivre par une chaîne complexe qui se dirige vers les îles Fidji. Sur le plan morphologique et structural, il n'existe aucune structure linéaire reliant la terminaison sud de la subduction Australo-Indienne à la terminaison nord de la subduction Pacifique. Le phénomène est donc dans la réalité plus complexe que le modèle de la fig. 2 qui ne représente qu'une approximation simplifiée à l'échelle globale de la tectonique des plaques.

Il est apparu au cours de cette description des zones de subduction du sud-ouest du Pacifique qu'un certain nombre de phénomènes observés ne coïncident pas avec ceux qui auraient dû être produits par le mouvement des plaques Australo-Indienne et Pacifique. La présence, dans la région de Nouvelle-Bretagne, d'une subduction non explicable par le mouvement relatif des plaques, la différence entre la position théorique et celle observée de la structure de liaison entre les subductions Pacifique et



- 1 - Pôle de rotation virtuel
- 2 - Zone de subduction
- 3 - Faille transformante
- 4 - Vecteur mouvement proportionnel à la vitesse de déplacement de la plaque

Figure 2 – EXEMPLE THÉORIQUE DE DEUX SUBDUCTIONS DE SENS INVERSE RELIÉES PAR UNE FAILLE TRANSFORMANTE

Australo-Indienne, la jeunesse de l'arc volcanique actif des Tonga par rapport à l'âge du début de la subduction constituent autant de faits non cohérents avec le modèle de mouvement relatif entre les deux plaques considérées. Des réajustements interviennent, traduits par la présence de zones d'expansion actives qui constituent ce qu'on a coutume d'appeler les bassins marginaux actifs. Ces zones d'expansion secondaires déterminent en fait des sous-plaques en bordure des plaques principales.

B. - Les bassins marginaux actifs

Les mécanismes à l'origine de ces expansions peuvent être du même type que ceux des grandes dorsales océaniques mais les critères de reconnaissance et de datation tels que la sismicité soulignant l'axe d'expansion et les linéations magnétiques parallèles à cet axe, n'apparaissent pas toujours clairement du fait de la complexité de la tectonique liée à l'ouverture de ces bassins et à la durée limitée de leur période d'activité.

1. - Le bassin de Lau-Havre

Le bassin marginal de Lau-Havre se présente comme un sillon étroit, s'évasant notablement dans sa partie nord, et dont la profondeur varie entre 2 000 et 3 000 m. L'anomalie magnétique la plus ancienne observée est l'anomalie 2, ce qui correspond à une ouverture initiale il y a 3,5 M. A. La présence de bassins adjacents au bassin principal laisse penser que l'ouverture initiale a dû commencer avant 3,5 M. A. Le flux de chaleur élevé mesuré dans le bassin de Lau ($2,07$ à $2,17\mu$ cal/cm²/sec suivant les moyennes) reste inférieur à celui observé sur les croûtes océaniques formées par les dorsales Est-Pacifique et Indienne ($2,82$ et $2,32\mu$ cal/cm²/sec) depuis moins de 10 M. A. Dans le fossé du Havre, le nombre de mesures n'est pas suffisant pour que les résultats soient significatifs. L'existence d'une sismicité superficielle indique que le bassin est actuellement en expansion mais cette sismicité diffuse n'en souligne pas les axes; toutefois elle apparaît plus organisée au niveau de la ride de Peggy considérée comme un axe d'expansion ou comme une faille transformante. La forme générale du bassin résulte soit d'une ouverture en sphénocasme (ou ouverture en coin), ce qui implique des vitesses d'expansion décroissant du nord au sud du bassin de Lau, soit d'une migration de l'activité d'expansion qui aurait commencé au nord et s'y serait poursuivie, alors même que la « déchirure » se serait progressivement étendue vers le sud, soit d'une combinaison des deux mécanismes précédents. Les faits connus ne permettent pas de privilégier l'une de ces hypothèses; on peut noter toutefois que la vitesse globale d'expansion depuis deux millions d'années serait de 7,6 cm/an dans le bassin de Lau au niveau de 19° sud et de 5,4 cm/an dans le fossé du Havre.

La ride de Lau-Colville qui borde à l'ouest le bassin de Lau-Havre représenterait l'ancien arc volcanique relatif à la zone de subduction Tonga-Kermadec, progressivement éloigné de la fosse par l'expansion du bassin marginal depuis l'ouverture de ce dernier au sein de l'arc insulaire des Tonga il y a probablement 5 à 6 M. A. En effet, si une activité volcanique postérieure s'est poursuivie jusqu'à une époque récente au sein de

cette ride de Lau-Colville, le volcanisme de type andésitique lié à la subduction a pratiquement cessé depuis le début de l'ouverture du bassin marginal. Ce mécanisme explique la jeunesse relative de l'arc volcanique actuel des Tonga-Kermadec qui aurait commencé à s'édifier sur le bord oriental du bassin marginal peu après le début de son ouverture, en s'installant sur la croûte océanique nouvellement créée du bassin de Lau.

2. - Le Plateau Nord-Fidjien

Ce bassin marginal a été improprement dénommé plateau sur le seul critère de sa profondeur qui ne dépasse pas 3 000 m. La croûte constituant les fonds est une croûte mince de type océanique dont l'épaisseur, hors de la couverture d'eau, varie entre 3 et 5 km. La limite inférieure de cette croûte est caractérisée par une vitesse de propagation des ondes anormalement lente (7,6 km/sec), analogue à celle rencontrée ordinairement sous les dorsales océaniques. Le flux de chaleur élevé ($2,86 \mu$ cal/cm²/sec en moyenne) est supérieur à celui enregistré sur les croûtes océaniques formées par les dorsales Est-Pacifique et Indienne depuis moins de 10 M. A. Dans la partie sud du bassin les linéations magnétiques de l'anomalie 0 à l'anomalie 3' semblent s'ordonner de chaque côté d'un axe d'expansion nord-sud; la disposition observée implique une expansion moyenne de 7 cm/an depuis 5,5 M. A. L'axe d'expansion n'est d'une façon générale pas marqué par une morphologie particulière, ce qui est peut-être la conséquence, comme sur les grandes dorsales océaniques, de la vitesse élevée d'expansion. La sismicité superficielle diffuse repérée par le réseau sismologique international ne souligne pas l'axe d'expansion. La couche sédimentaire semble par contre s'épaissir de chaque côté de l'axe, ce qui ne constitue pas, compte tenu de la disposition des terres émergées à la périphérie, un argument complémentaire déterminant. La liaison entre les terminaisons nord et sud de cet axe et les structures actives avec lesquelles il doit être connecté ne sont pas établies. Des linéations représentant peut-être les anomalies 4 à 2, ont été reconnues dans la partie nord-ouest du plateau. La disposition des anomalies reconnues ne permet pas une reconstitution exhaustive de la formation du bassin, qui a dû commencer avant 5,5 M. A. L'hypothèse la plus communément admise est que l'ouverture initiale s'est produite il y a 10 M. A. environ au sein de l'arc insulaire ancien des Nouvelles-Hébrides, à la fin d'une phase de subduction au cours de laquelle la plaque Pacifique s'enfonçait sous la plaque Australo-Indienne. La fosse du Vitiaz, relique de la fosse afférente à cette subduction, a été séparée de l'arc par l'ouverture du bassin marginal du plateau Nord-Fidjien qui aurait entraîné une rotation d'environ 30° dans le sens des aiguilles d'une montre de l'arc néo-hébridais ancien. Les ouvertures du bassin de Lau et du plateau Nord-Fidjien expliquent que la liaison entre les zones de subduction de la plaque Pacifique et de la plaque Australo-Indienne apparaisse plus complexe que ne l'impliquent les mouvements relatifs des plaques déduits de l'expansion des grandes dorsales océaniques. Le cumul des vitesses de subduction des Tonga et des Nouvelles-Hébrides au niveau de 20° de latitude sud serait d'environ 21 cm/an (DUBOIS et al. - 1977) alors que celle du mouvement relatif des plaques Australo-Indienne et Pacifique atteint 10 cm/an; la différence est la conséquence des expansions secondaires produites au niveau des bassins marginaux de Lau-Havre et du plateau Nord-Fidjien.

3. - Le bassin de Woodlark

Ce bassin, dont la profondeur n'excède pas 3 000 m, est limité au nord par la ride de Woodlark et au sud par la ride et la fosse de Pocklington. La topographie des fonds est très irrégulière et la couverture sédimentaire, notamment dans la partie orientale du bassin, fine ou inexistante, ce qui implique une formation récente. Un flux de chaleur élevé est observé dans le bassin de Woodlark et dans le bassin adjacent des Salomon, de même que sur le flanc externe des fosses de Nouvelle-Bretagne et des Salomon. La sismicité superficielle reste diffuse mais semble avoir tendance à s'ordonner dans la partie centrale du bassin de Woodlark selon une direction est-ouest.

Les anomalies magnétiques repérées dans la partie orientale du bassin pourraient correspondre à une expansion de 4,5 à 4,7 cm/an depuis 2,8 M. A., selon un vecteur approximativement nord-sud. Il est possible que cette vitesse diminue vers l'ouest, ce qui impliquerait une ouverture en sphénocasme compatible avec la disposition des structures plus anciennes limitant le bassin au nord et au sud.

L'une des conséquences du mouvement relatif des plaques Australo-Indienne et Pacifique, est la « consommation » de la partie la plus orientale du bassin et de l'axe d'expansion afférent par la zone de subduction des Salomon. D'autre part, la direction du mouvement d'expansion du bassin de Woodlark explique la présence au niveau de la Nouvelle-Bretagne d'une zone de subduction évoquée ci-dessus (I, A, 3, c), caractérisée par une lithosphère plongeante nettement définie, alors que la direction de la fosse par rapport au mouvement relatif des deux grandes plaques n'implique qu'un simple coulissage. La faible longueur de la lithosphère s'explique par l'âge relativement récent du début de l'ouverture du bassin.

4. - Les bassins de la mer de Bismarck

La mer de Bismarck est constituée de deux bassins séparés par une ride : le bassin de Manus à l'est, dont la profondeur varie entre 2 000 et 2 700 m, et le bassin de Nouvelle-Guinée à l'ouest dont la profondeur, du fait de l'importance des apports sédimentaires provenant de Nouvelle-Guinée, ne dépasse pas 2 200 m. La sismicité observée se dispose selon une ligne est-ouest qui souligne une limite active des plaques. Dans le bassin de Manus, les linéations magnétiques caractéristiques d'une expansion ont été observées de chaque côté de cette limite de plaque, depuis l'anomalie 2' jusqu'à l'anomalie actuelle. La vitesse d'expansion globale aurait été de 13,2 cm par an depuis 3,5 M. A. Les éventuelles linéations du bassin de Nouvelle-Guinée n'ont pas encore été recherchées. L'interprétation proposée des mécanismes focaux des séismes et des anomalies magnétiques observées implique l'existence de deux segments d'axes d'expansion encadrés par des segments de faille transformante senestre.

La longueur cumulée de la croûte générée par la mer de Bismarck et le bassin de Woodlark depuis le début de leur ouverture serait bien supérieure à la longueur de la plaque plongeante de la zone de subduction de Nouvelle-Bretagne dont l'existence apparaît être la conséquence exclusive de l'ouverture de ces bassins marginaux, sans relation avec le mouvement général des plaques Australo-Indienne et Pacifique (I, A, 3,c).

Le fort plongement de cette plaque exclut un mouvement de recul important vers le sud de la charnière de cette zone de subduction. Les conséquences de l'excès d'expansion des bassins marginaux de Bismarck et de Woodlark par rapport à la subduction de Nouvelle-Bretagne seraient à rechercher au nord du bassin de Bismarck.

L'existence de bassins marginaux actifs atteste que les mouvements réels, au niveau des zones de subduction du sud-ouest du Pacifique, sont différents en vitesse et en direction de ceux qui résulteraient du seul mouvement relatif entre les plaques Australo-Indienne et Pacifique. Ces ajustements conduisent même à la création de zones de subduction telle que celle de Nouvelle-Bretagne alors qu'à ce niveau la limite entre les deux grandes plaques devrait fonctionner comme une faille coulissante.

L'origine de l'ouverture de ces bassins marginaux est encore controversée. L'hypothèse que ces zones d'expansion résulteraient de l'existence de cellules de convection divergentes induites dans l'asthénosphère par le plongement de la lithosphère doit être considérée avec précaution. En effet, dans le cas de la Nouvelle-Bretagne au moins, la subduction semble être la conséquence de l'ouverture des bassins marginaux et non la cause.

Une autre hypothèse se fonde sur le déplacement de la charnière de la zone de subduction dans le sens inverse du mouvement de la plaque plongeante, du fait de la gravité qui tend à faire migrer la bordure de la plaque. Mais on comprend mal alors que les expansions s'effectuent au sein ou en arrière de l'arc et non au niveau de la limite de la plaque soulignée par la fosse. Une autre interprétation implique les variations de vitesse au niveau des grandes dorsales qui modifieraient la position des pôles de rotation des mouvements relatifs entre les plaques. La position des zones de subduction dans l'espace se modifiant difficilement, les réajustements nécessaires s'effectuent par l'ouverture de bassins marginaux (MALAHOFF et al. - in prep.).

Les faits exposés jusqu'ici montrent que la limite entre les plaques Australo-Indienne et Pacifique est une zone complexe dans laquelle des mouvements de réajustements locaux déterminent en fait une série de plaques secondaires de faible extension dont la structure et la dynamique ne sont pas encore parfaitement connues. La géodynamique des mouvements récents et actuels liés aux structures actives comporte donc encore une part d'hypothèse.

Une tentative comparable pour interpréter les mouvements du passé liés aux structures devenues inactives en l'absence des repères majeurs de la sismicité, de l'activité volcanique et d'autres indices moins significatifs, conduirait à une discussion des nombreuses hypothèses possibles qui sortirait du cadre de cette notice. C'est pourquoi la démarche adoptée pour ces structures restera principalement descriptive, l'interprétation géodynamique ne visant pas à la reconstitution globale des phénomènes.

II. - LES LIMITES DE PLAQUES ANCIENNES (ZONES INACTIVES)

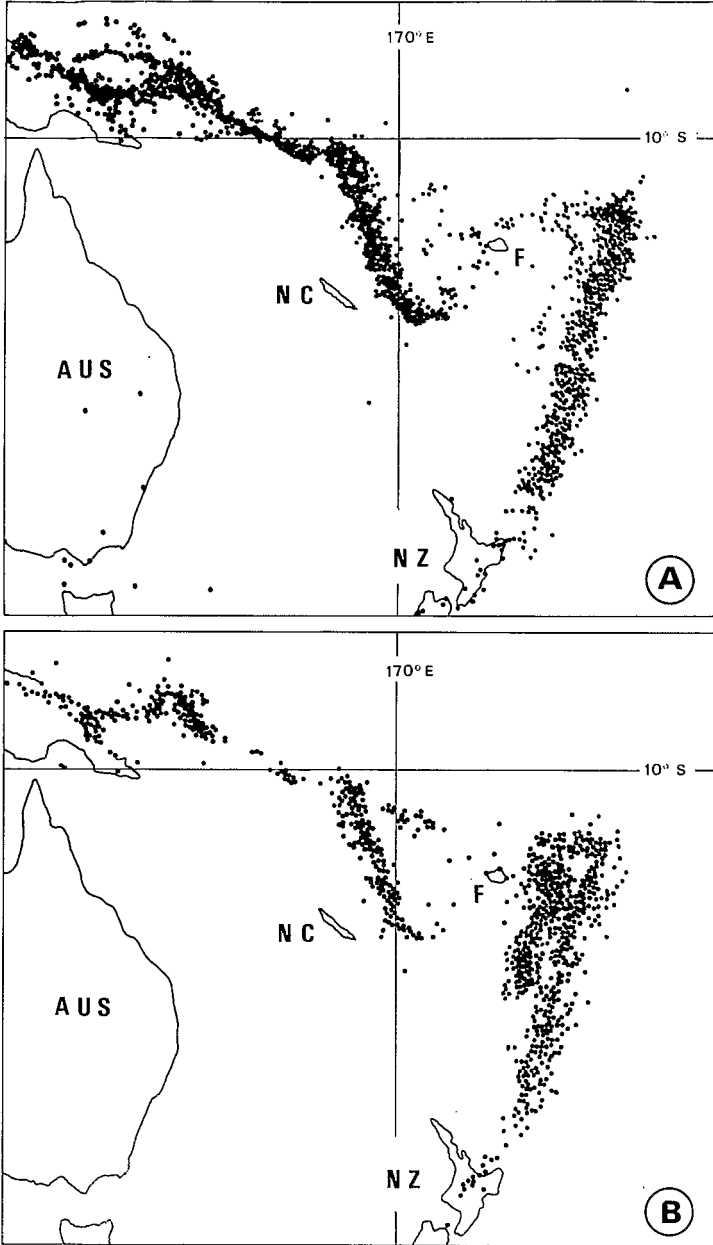
A. - Les zones de subduction fossiles

Les critères de reconnaissance des zones de subduction fossiles sont évidemment moins nets que ceux observés sur les zones actives. La sismicité et l'activité volcanique diminuent puis cessent complètement. Sur le plan de la morphologie, la fosse peut se conserver (I, A, 1) mais l'arrêt de la subduction implique la disparition des contraintes et un réajustement plus ou moins important des ensembles jusqu'à l'obtention d'un équilibre isostatique stable. L'arc insulaire est affecté d'une subsidence qui peut se traduire par son immersion totale alors que la profondeur de la fosse diminue. Les reliefs initiaux ont donc tendance, sinon à s'effacer, du moins à devenir moins accusés. Le chimisme des arcs volcaniques résiduels constitue le seul critère de reconnaissance des zones de subduction fossiles très anciennes dont la morphologie originelle a été modifiée par l'intervention de phénomènes ultérieurs.

La présence à terre de séries ophiolitiques sous forme de nappes charriées est aussi considérée comme un critère de reconnaissance de l'existence d'une ancienne limite de plaque. Ces séries, épaisses de 10 à 20 km, sont en effet formées de haut en bas de couches de basaltes, gabbros et péridotites qui sont les constituants de la lithosphère océanique. La présence de ces nappes résulte de l'obduction d'une lithosphère océanique sur une plaque voisine. Divers mécanismes ont été proposés dont la plupart impliquent des processus consécutifs à une activité de subduction. La présence de séries ophiolitiques peut donc permettre d'identifier les zones de subduction fossiles.

1. - La zone fosse du Vitiaz - Nord Salomon

La fosse Nord Salomon-Vitiaz, dont la profondeur en certains points dépasse 6 000 m, borde au nord l'archipel des Salomon et une partie du plateau Nord-Fidjien. Elle serait la trace conservée de la déformation non élastique de la lithosphère (RÉCY et al. - 1977) relative à une zone de subduction qui aurait fonctionné entre 20 et 10 M. A. au long de l'arc du même âge des Salomon et des Nouvelles-Hébrides du nord. Cette subduction de la plaque Pacifique sous la plaque Australo-Indienne aurait cessé par suite de l'arrivée, au niveau de la zone de subduction, du plateau d'Ontong Java, structure à la croûte épaisse qui aurait constitué un obstacle à la poursuite de la subduction. L'identité des formations observées sur les îles de Malaïta et la partie nord de l'île de Santa Isabel avec celles du plateau d'Ontong Java, telles qu'elles ont été reconnues par les forages DSDP 288 et 289 (hors carte), a conduit à tracer au niveau des Salomon une limite ancienne de la plaque Pacifique qui ne suit pas la fosse mais intègre ces îles à la plaque Pacifique. Elles représenteraient des reliques surélevées de l'extrémité occidentale du plateau d'Ontong Java, rebelle à la subduction.



A - Séismes de 0-100 km

B - Séismes de 100-700 km

AUS = Australie, NC = Nouvelle-Calédonie, F = Fidji, NZ = Nouvelle-Zélande

Figure 3 - SISMICITÉ DU SUD-OUEST DU PACIFIQUE (extrait de BARAZANGI et DORMAN, 1969)

Un élément important est l'existence, sous le plateau Nord-Fidjien, d'une ligne de séismes (fig. 3) de profondeur supérieure à 550 km, orientée WNW-ESE qui se poursuit de manière continue quoiqu'à une profondeur moindre, sous les Salomon ; cette ligne isolée de séismes profonds apparaît sans relation avec la sismicité liée aux subductions actuellement actives. Elle correspondrait à l'activité sismique résiduelle d'un lambeau de lithosphère détaché de la plaque Pacifique plongeante qui aurait poursuivi sa descente après l'arrêt, il y a 10 M. A., du fonctionnement de la zone de subduction Vitiaz-Salomon. Si après cet arrêt la position de la fosse Nord-Salomon par rapport à l'arc des Salomon n'a pas varié, il n'en est pas de même de la fosse du Vitiaz qui aurait été séparée de l'arc des Nouvelles-Hébrides par l'ouverture du bassin, à l'origine intra-arc, qui constitue aujourd'hui le plateau Nord-Fidjien.

2. - La zone Nouvelle-Guinée - fosse de Pocklington

Une série ophiolitique, représentée par une nappe de basaltes, gabbros et péridotites s'enracinant vers le nord-est, est observée dans la péninsule orientale de Nouvelle-Guinée ; l'âge généralement avancé pour cette mise en place est éocène (entre 55 et 38 M. A.) ; l'argument mis en avant est l'âge éocène probable du métamorphisme basse température/haute et basse pression qui affecte des sédiments déposés au Crétacé. Les schistes qui en résultent se disposent selon une ceinture continue qui borde la nappe ophiolitique. Il est admis que les roches de la série ophiolitique constituent la partie supérieure de la lithosphère. Les manifestations du métamorphisme basse température/haute pression seraient synchrones de la mise en place de la nappe. Le mode de mise en place de la nappe est généralement attribué au processus terminal d'une subduction ; la plaque située au sud n'aurait pu continuer à plonger vers le nord-est du fait de sa flottabilité et elle aurait été recouverte par la plaque océanique.

La fosse de Pocklington s'étend sur plus de 1 000 km à l'est de la péninsule de Nouvelle-Guinée ; elle présente une forme arquée ; le remplissage sédimentaire augmente progressivement vers l'ouest ; la profondeur de la fosse dépasse 5 000 m. Cette fosse s'interrompt vers l'ouest au niveau de l'archipel de la Louisiade dont les îles sont constituées essentiellement de schistes identiques à ceux observés sur la péninsule de Nouvelle-Guinée. On a émis l'hypothèse (RÉCY et al. - 1977) que la fosse de Pocklington et la ride de la Louisiade représenteraient les reliques d'une zone de subduction active jusqu'à l'Eocène ; mais la présence sur la ride de schistes affectés d'un métamorphisme basse température/haute pression implique une phase finale de tectonique de compression dont on s'explique mal qu'elle ait respecté la morphologie initiale de la fosse. Un figuré continu relie sur la carte la fosse de Pocklington au contact de la nappe ophiolitique, sans qu'il soit établi que ces structures représentent des manifestations liées à la même zone de subduction initiale.

La présence de schistes affectés d'un métamorphisme basse température/haute pression d'âge éocène probable sur la péninsule de Nouvelle-Guinée et sur une des îles qui bordent au nord la fosse de Pocklington est un argument en faveur de l'âge éocène de l'obduction dont résulte la nappe ophiolitique.

3. - La zone de Rennell

La fosse de Rennell s'étend sur 300 km seulement ; sa profondeur dépasse 5 500 m et sa dénivellée par rapport au plancher océanique situé plus à l'ouest est d'environ 2 500 m. Le flanc oriental de la fosse, abrupt, est formé par un chaînon surmonté d'atolls coralliens fonctionnels et surélevés. L'observation d'anomalies magnétiques de forte amplitude et de faible longueur d'onde atteste la présence de pointements volcaniques au sein de ce chaînon. Le flanc occidental de cette fosse présente une flexure continue qui s'amorce à 70 km de l'axe de la fosse et s'accroît à son abord : ce flanc est recouvert jusqu'au fond de la fosse par des couches sédimentaires régulièrement litées, d'épaisseur constante, parallèles au substratum, qui n'ont manifestement pas pu être déposées sur une pente. Il s'agit donc de dépôts réguliers accumulés sur un plancher océanique à l'origine horizontal, mais incliné par la suite vers la fosse de Rennell au cours de la période d'activité de la zone de subduction à laquelle elle était associée. Le remplissage sédimentaire de la fosse, dont l'épaisseur peut dépasser 1 000 m, est constitué de couches horizontales, discordantes sur la couverture sédimentaire inclinée du flanc occidental, qu'elles ont recouverte plus récemment. Ces structures représentent les reliques d'une zone de subduction fossile (RÉCY et al. - 1977) dont la période de fonctionnement reste inconnue. Une tentative de raccordement des horizons sédimentaires observés sur le flanc occidental de la fosse avec ceux du bassin de la mer du Corail recoupés par le forage DSDP 210 n'a pas permis de lever l'indétermination concernant l'âge de la subduction. Deux solutions restent plausibles : l'une implique une activité de la subduction à l'Eocène supérieur, (45 à 38 M. A.), l'autre au Miocène moyen (15 M. A.). Le faible allongement des structures conduit à poser d'autres questions : souligne-t-il la faible extension de cette zone de subduction ou résulte-t-il de la segmentation ultérieure d'une zone de subduction à l'origine plus étendue ?

4. - La zone de Nouvelle-Calédonie

L'histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie est traitée en détail dans la notice de la planche géologie (n° 9) *, aussi le problème du charriage des roches ultrabasiques sera-t-il simplement évoqué. La présence d'une nappe de péridotites enracinée vers l'est de la Nouvelle-Calédonie est interprétée comme le résultat de l'obduction, à l'Eocène supérieur, d'une plaque océanique venant du nord-est sur le bloc néo-calédonien. Les péridotites représentent donc les restes d'une série ophiolitique complète qui recouvrait l'ensemble de la Nouvelle-Calédonie et a été ensuite totalement ou partiellement érodée. Cette nappe se poursuit sur le prolongement sud immergé de la Grande Terre ou ride de Norfolk, jusqu'à 150 km au moins des témoins actuellement émergés.

Des études récentes de géophysique ont démontré la continuité entre les péridotites et la lithosphère océanique du bassin des îles Loyauté dont la croûte présente un pendage de 11° vers le nord-est probablement dû à l'origine au basculement de la lithosphère intervenu au cours de l'obduction. Le mécanisme de la mise en place, à partir d'une zone de subduction ou d'une faille coulissante à composante de convergence, reste hypothétique. Le manque de connaissances concernant certaines structures

* Planche n° 9 par J.-P. PARIS in Atlas de la Nouvelle-Calédonie et dépendances. Editions ORSTOM, 1981.

majeures telle la chaîne des Loyauté, dont l'origine reste inconnue, ne permet pas une reconstitution exhaustive des événements et des mécanismes impliqués.

5. - La ride d'Entrecasteaux

Elle est représentée dans sa partie occidentale par une structure arquée, marquée par un fossé encadré par deux lignes de crête sous-marines dont les sommets, notamment au nord, dominant parfois de plus de 1 500 m le fond du fossé. Un jeu de failles complexe modifie ensuite vers l'est cette structure relativement simple. Des dragages réalisés sur les flancs du fossé ont mis en évidence la présence de basaltes tholéitiques du type croûte océanique dont les datations par la méthode des traces de fission, ont donné des âges atteignant 56 M.A. Cette ride pourrait représenter les reliques de la terminaison nord d'une zone de subduction, active jusqu'à l'Eocène supérieur, qui se serait située au niveau de la Nouvelle-Calédonie. Elle serait donc constituée par une structure fossile du même type que la ride de Hunter qui prolonge actuellement vers le sud la zone de subduction active des Nouvelles-Hébrides. La ride d'Entrecasteaux a dû jouer principalement le rôle de faille coulissante entre deux limites majeures de plaque.

Des inconnues importantes subsistent donc à propos de l'âge du fonctionnement des zones de subduction ou des mécanismes à l'origine des obductions, même pour les structures les plus caractéristiques. L'existence d'autres zones de subduction a pu être évoquée dans des tentatives de reconstitution géodynamique où la part de l'hypothèse augmente généralement avec l'âge des structures, et qui sortent du cadre de cette notice.

B. - Les bassins marginaux fossiles

La conservation des linéations magnétiques inscrites dans les croûtes océaniques au moment de leur formation permet de dater le début et la fin des expansions qui sont à l'origine de la création des bassins marginaux fossiles. La carte présente les anomalies magnétiques identifiées à ce jour sur les principaux bassins.

1. - Le bassin de la mer de Tasman

Le bassin de la mer de Tasman, dont la profondeur dépasse 4 500 m, présente une forme triangulaire s'évasant vers le sud. L'ouverture de ce bassin entre 80 et 60 M.A. est liée à l'activité d'une dorsale d'expansion qui a séparé la structure à croûte continentale appelée ride de Lord Howe du continent australien. La dorsale fossile est marquée par une ride de direction générale NNW-SSE, dont la partie axiale coïncide avec l'anomalie magnétique 24, datée de 60 M.A., la plus récente des anomalies reconnues. Les autres anomalies magnétiques jusqu'à l'anomalie 33, datée de 81 M.A., s'ordonnent autour de cet axe d'expansion. Du nord au sud, des failles transformantes fossiles recoupent la dorsale et décalent vers l'est, les uns par rapport aux autres, les segments de dorsale ainsi définis.

L'âge des plus anciennes anomalies repérées diminue du sud au nord du bassin corrélativement avec sa largeur. La première hypothèse avancée est que la lithosphère créée aurait été consommée inégalement dans une zone de subduction bordant le continent australien dans la partie nord du bassin. L'hypothèse actuellement retenue est que l'ouverture n'a pas été synchrone dans l'ensemble du bassin et qu'elle s'est produite de plus en plus tardivement vers le nord. Après l'arrêt de l'expansion, il y a 60 M. A., et depuis l'ouverture de la dorsale Antarctique, il y a 53 M. A., la mer de Tasman est devenue partie intégrante de la plaque Australo-Indienne.

2. - Le bassin de la mer du Corail

Le bassin de la mer du Corail, profond de près de 4 000 m, s'étend entre le plateau du Queensland qui borde le continent australien et l'extrémité orientale de la Nouvelle-Guinée. Il est le résultat d'une ouverture liée à l'activité d'une dorsale qui a séparé le bloc de Nouvelle-Guinée orientale du continent australien. Les anomalies 24 et 26 et peut-être 27 ont été repérées de chaque côté de cette dorsale, ce qui permet de dater de 56 à 62 M. A. la période d'expansion dont la vitesse globale moyenne était de l'ordre de 4,8 cm/an. Cette dorsale s'allonge suivant une direction WNW-ESE; dans sa partie orientale, les anomalies sont décalées vers le sud par une faille transformante majeure. Le remplissage sédimentaire accumulé après l'arrêt de l'expansion masque les restes de la dorsale. Il faut noter que l'ouverture du bassin de la mer du Corail débute à la fin ou peu avant la fin de l'expansion de la mer de Tasman.

3. - Le bassin Sud-Fidjien

Le bassin Sud-Fidjien, dont la profondeur maximale atteint 4 500 m, a une origine plus complexe que les bassins décrits précédemment. Les anomalies 7 à 12 ont été identifiées mais elles se disposent suivant des directions qui ne coïncident pas avec un modèle de dorsale classique; l'interprétation proposée est que le bassin Sud-Fidjien est le résultat d'une expansion liée à trois segments de dorsale convergents vers un point triple (WATTS et al. - 1977). Seule la branche nord de cette dorsale a été repérée dans la morphologie du substratum du bassin; elle constitue la structure appelée ride du Bounty. Les vitesses d'expansion sont différentes sur chacun des segments et sont de l'ordre de 6,8 à 5,2 cm/an. Les anomalies observées indiquent que l'expansion, qui aurait débuté il y a 35 M. A. (anomalie 12) se serait poursuivie au moins pendant 6 M. A. (anomalie 7). Des anomalies plus anciennes, significatives d'une ouverture plus précoce, existent peut-être à la périphérie du bassin mais elles n'ont pas été identifiées. L'âge oligocène moyen des sédiments les plus anciens traversés par le forage DSDP 205 foré jusqu'au substratum basaltique à l'aplomb de l'anomalie 12 est en bon accord avec les résultats précédents.

4. - Le bassin Nord-Loyauté

Les anomalies 23 et 18 semblent exister et se disposer parallèlement les unes par rapport aux autres du nord au sud du bassin. La dorsale à l'origine de cette expansion pourrait être celle du bassin Sud-Fidjien, ce qui impliquerait une activité sur une période beaucoup

plus étendue que celle qui a été exposée précédemment, puisque ces anomalies témoignent d'une expansion ayant pris place entre 46 et 58 M. A. La proximité de la chaîne des Loyauté et de la fosse des Nouvelles-Hébrides à la latitude de 22°S interdit l'observation des anomalies intermédiaires entre celles du bassin Nord-Loyauté et celles du bassin Sud-Fidjien qui conforteraient une telle interprétation.

5. - Le fossé Sud-Rennell

Le fossé Sud-Rennell, qui atteint 5 000 m de profondeur, a été interprété comme le rift d'une dorsale dont l'activité passée est déduite des linéations magnétiques soulignant une ouverture en sphénocasme. Ces linéations ont été attribuées aux anomalies 8 et 9, ce qui impliquerait une ouverture entre 28 et 31 M. A. Si l'âge du fonctionnement de ce système reste du domaine de l'hypothèse, le fossé Sud-Rennell n'en représente pas moins une structure fossile majeure dont le rôle exact et l'âge restent à préciser.

III. - AUTRES STRUCTURES

A côté des unités qui viennent d'être évoquées, le sud-ouest du Pacifique présente différentes structures dont les origines sont complexes ou anciennes ou insuffisamment connues ou sujettes à controverse. La nomenclature adoptée pour certaines d'entre elles est donc provisoire et résulte d'une insuffisance des connaissances actuelles.

A. - Structures à affinités continentales

Les structures du type plateau continental sensu stricto ne sont bien développées qu'entre la Tasmanie et l'Australie ou au niveau de 22°S en bordure du continent australien. Par contre un certain nombre de structures immergées dont la profondeur s'échelonne entre 500 et 2 000 m sont caractérisées par des croûtes qui, quoique moins épaisses, présentent des affinités marquées avec des croûtes continentales types ; ces structures dériveraient de blocs continentaux dont la subsidence se serait accompagnée d'une digestion partielle de la croûte.

1. - Plateau du Queensland

Le plateau du Queensland prolonge le plateau continental proprement dit ; il présente une surface irrégulière dont la profondeur dépasse 1 500 m ; il est bordé à l'est par une pente continentale à fort gradient qui descend vers le bassin de la mer du Corail. Ce plateau est constitué par un bloc continental qui aurait subi depuis 40 M. A. une subsidence dont l'amplitude aurait dépassé 1 500 m ; l'épaisseur actuelle de la croûte atteint près de 30 km et apparaît inférieure à celle du plateau continental adjacent.

2. - La ride de Lord Howe

La ride de Lord Howe dont la largeur varie de 250 à 600 km et la profondeur de la crête de 500 à 1 500 m s'étend de la Nouvelle-Zélande jusqu'aux abords du plateau du Queensland. Il s'agit d'une structure à croûte épaisse (30 km) à caractère continental proche de celui de son prolongement émergé, le bloc continental néo-zélandais, et de l'Australie ; cette ride a probablement une histoire géologique semblable à celle de la Nouvelle-Zélande et les plus anciens terrains qui la constituent devraient être au moins paléozoïque inférieur (550 M.A.). Les forages DSDP implantés sur la partie sommitale de la ride vers 1 500 m de profondeur n'ont rencontré que des formations marines pélagiques de l'actuel jusqu'au Maestrichtien (65 M.A.). Cette ride a donc été entièrement immergée depuis au moins 65 M.A. au niveau de l'isobathe 1 500 m actuel. Elle constituait probablement, avant la fin de l'ouverture de la mer de Tasman, une ride à structure continentale déjà partiellement ou totalement immergée.

3. - La ride de Norfolk

Il s'agit d'une ride essentiellement sous-marine parallèle à la ride de Lord Howe, dont la largeur ne dépasse pas 100 km et qui s'étend de la Nouvelle-Zélande à la ride d'Entrecasteaux où elle s'interrompt brutalement. L'île de la Nouvelle-Calédonie représente une partie actuellement émergée de cette ride ; elle est constituée de terrains volcanosédimentaires et sédimentaires dont les plus anciens datés avec certitude sont d'âge permien (250 M.A.). La structure profonde de cette ride est celle d'une croûte à affinités continentales bien que son épaisseur ne dépasse pas, dans ses parties immergées, 22 km environ. La ride de Norfolk a constitué à l'origine une bordure du continent australien du même type que la ride de Lord Howe mais sans doute un peu moins ancienne.

4. - La chaîne des Loyauté

Il s'agit d'une chaîne sous-marine volcanique dont les dernières émissions de basaltes alcalins à olivine se sont produites il y a 10 M.A. environ ; la subsidence qui a suivi la fin de l'activité volcanique est responsable de l'édification sur les sommets d'atolls coralliens bien développés. La surrection au cours du Quaternaire, des atolls qui constituent les îles Loyauté actuelles, est la conséquence de l'influence du bombement de la lithosphère lié à la subduction de la plaque (I, A, 1). Cette chaîne au tracé légèrement sinueux est parallèle à la ride de Norfolk ; il est donc difficile de l'assimiler à un alignement de volcans océaniques dus à l'activité de points chauds du type de ceux évoqués ci-dessous (III, C). Les appareils volcaniques isolés de cette chaîne, dont seule la partie sommitale de l'île de Maré a été datée, semblent reposer sur une ride plus ancienne qui a parfois été interprétée comme les restes d'un arc insulaire lié à une subduction bordant la ride de Norfolk, fonctionnelle il y a 50 M.A. au moins. La ride des Trois Rois représenterait la terminaison méridionale de la chaîne des Loyauté décalée vers l'est pendant une phase d'expansion, dont l'âge reste à déterminer, du bassin de Norfolk situé entre les rides de Norfolk et des Trois Rois. L'origine de cette chaîne des Loyauté n'est pas encore éclaircie.

B. - Structures à affinités océaniques

Certains bassins sont des bassins océaniques dont l'origine est probablement identique à celle des bassins marginaux précédemment décrits, mais dans lesquels aucune linéation magnétique n'a pu encore être observée. C'est le cas du bassin de Nouvelle-Calédonie et du bassin des Loyauté.

1. - Le bassin de Nouvelle-Calédonie

Le bassin de Nouvelle-Calédonie est un bassin étroit qui sépare, jusqu'au niveau de la Nouvelle-Zélande, la ride de Lord Howe et celle de Norfolk. Le substratum du bassin est constitué par une croûte océanique. Le remplissage sédimentaire qui dépasse 1 km d'épaisseur augmente encore au voisinage de la Nouvelle-Calédonie. Le forage DSDP 206 qui n'a pas atteint le substratum du bassin a traversé 734 m de dépôts pélagiques de l'actuel au Paléocène (60 M. A.). Le bassin est donc déjà constitué depuis au moins 60 M. A. et les rides de Norfolk et Lord Howe étaient déjà immergées en totalité à cette époque puisqu'elles n'ont alimenté d'aucun apport la sédimentation du bassin. L'épaississement du remplissage est limité à l'abord de la Nouvelle-Calédonie, émergée au cours du Tertiaire, et qui a fourni sur ses bordures une sédimentation détritique. A la fin de l'ouverture de la mer de Tasman, les rides immergées de Norfolk et de Lord Howe étaient déjà séparées par le bassin de Nouvelle-Calédonie dont la date de création reste inconnue.

2. - Le bassin des Loyauté

L'ancienne continuité de la nappe ophiolitique charriée sur la Nouvelle-Calédonie et de la lithosphère océanique du bassin des Loyauté a déjà été évoquée (II, A); elle implique que la lithosphère du bassin des Loyauté était déjà constituée à l'Eocène supérieur (45 M. A.) au moment de l'obduction d'une partie de cette lithosphère sur le bâti néo-calédonien. Les relations éventuelles entre l'origine de la lithosphère du bassin des Loyauté et celle du bassin Nord-Loyauté ne sont pas établies; dans l'hypothèse d'un âge ancien pour le début de la création de la chaîne des Loyauté l'origine de ces deux bassins pourrait être différente.

3. - Le plateau d'Ontong Java

Le plateau d'Ontong Java représente une vaste surface sous-marine dont la profondeur (1 500 m à 3 000 m) est nettement inférieure à celle des bassins océaniques adjacents (5 000 à 6 000 m). Ce plateau est recouvert par des sédiments calcaires pélagiques de 1 km environ d'épaisseur qui ont été traversés par le forage DSDP 289 (hors-carte) jusqu'au substratum basaltique sur lequel ils reposent. Les sédiments les plus anciens rencontrés par le forage DSDP 288 pratiquement à la base de la série sédimentaire sont d'âge aptien (110 M. A.).

L'épaisseur de la croûte du plateau d'Ontong Java atteint 40 km, soit 5 fois l'épaisseur d'une croûte océanique normale. Les différentes couches qui la constituent ont des caractéristiques à peu près identiques à celles des couches équivalentes d'une croûte océanique normale mais ont des

épaisseurs plusieurs fois supérieures (HUSSONG et al. - 1979). Malgré son épaisseur, la croûte du plateau d'Ontong Java n'est pas d'origine continentale mais d'origine océanique. Elle aurait été créée entre 100 et 66 M. A. par une expansion de direction NE-SW dont la vitesse ne dépassait pas 2 cm/an, ce qui implique un taux d'expansion probable de moins de 4 cm/an pour la dorsale responsable. L'hypothèse avancée est que la structure du plateau d'Ontong Java est la conséquence d'une extrusion anormalement élevée de matériau au niveau de la dorsale, liée à une vitesse d'expansion relativement faible (HUSSONG et al. - 1979). Une telle conjonction de causes aurait conduit à un épaissement de la croûte sans modification de son schéma structural et serait responsable de toutes les structures équivalentes à celle du plateau d'Ontong Java.

4. - Le plateau de Manihiki

Le plateau de Manihiki dont la superficie atteint 600 000 km² présente une surface sous-marine ondulée dont la profondeur est inférieure à 3 000 m. L'épaisseur de la couverture sédimentaire peut dépasser 1 km. La croûte a une structure de type océanique mais son épaisseur globale (28 km) est plus de trois fois supérieure à celle d'une croûte océanique normale. Il s'agit d'un plateau océanique d'origine comparable à celle du plateau d'Ontong Java, dont l'apparition se situerait entre 120 et 100 M. A. (HUSSONG et al. - 1979).

C. - Les alignements de volcans océaniques

Ces alignements de volcans océaniques dont les plus connus et les plus étudiés sont ceux des îles Hawaï, dans le Pacifique septentrional, sont dus à des remontées localisées de magma très profond constituant un point chaud permanent dans le temps et à peu près fixe dans l'espace. Au cours de leur dérive, les plaques sont poinçonnées par ce point chaud dont les manifestations se traduisent par des émissions volcaniques. Par suite de la migration de la plaque, les appareils ainsi successivement constitués deviennent inactifs et sont d'autant plus anciens qu'ils sont plus éloignés du point chaud ; ils s'immergent progressivement au fur et à mesure qu'ils s'éloignent du point chaud. Lorsque leur partie sommitale est affectée par une table d'arasement due à l'action de la mer avant la submersion complète, ils portent le nom de guyots. Les appareils volcaniques sont alignés et les changements de direction de ces alignements sont représentatifs des changements de direction du mouvement de la plaque considérée. Les laves des appareils volcaniques édifiés selon ce processus appartiennent à la série alcaline, ce qui n'exclut pas la présence de chimismes différents.

1. - Les guyots de la mer de Tasman

Ces alignements de guyots de direction N-S sont la conséquence de l'activité de points chauds qui ont affecté la plaque Australo-Indienne pendant sa migration vers le nord qui a commencé il y a 55 M. A. avec la séparation des plaques Australo-Indienne et Antarctique. Ces édifices se sont donc mis en place une fois le bassin de la mer de Tasman entièrement constitué (II, B) et après même qu'ait eu lieu l'essentiel du réajus-

tement isostatique ayant amené les profondeurs du bassin à une valeur proche de leur valeur actuelle. La longueur de la chaîne occidentale de guyots est de 1 400 km ce qui, pour une dérive de la plaque de 5,6 cm/an implique une différence d'âge de 30 M. A. entre les édifices des extrémités nord et sud de la chaîne. D'autre part, la profondeur des guyots de la chaîne occidentale croît régulièrement du sud au nord de 180 à 450 m, ce qui indique un taux de subsidence des édifices d'environ 18 m par M. A. Ces guyots auraient donc été édifiés au Tertiaire moyen et supérieur entre 40 et 10 M. A. environ. La similitude de la chaîne orientale avec la chaîne occidentale permet de lui attribuer un âge comparable.

2. - Les îles Tokelau et les îles Tuvalu

Leur origine et l'âge de leur formation restent du domaine de l'hypothèse.

3. - La chaîne de Louisville

La ride a été considérée pendant un temps comme pouvant représenter le prolongement de la zone de fracture de l'Eltanin, structure majeure du Pacifique central et sud, mais les derniers travaux semblent infirmer cette hypothèse.

CONCLUSION

Les limites actuelles entre la plaque Pacifique et la plaque Australo-Indienne ne constituent pas une structure linéaire simple. Il s'agit en fait d'une zone frontière dans laquelle les mouvements généraux relatifs au pôle de rotation des plaques Australo-Indienne et Pacifique et les mouvements de réajustements locaux se traduisent par une mosaïque de structures d'expansion et de subduction définissant un réseau de sous-plaques. La constitution du sud-ouest du Pacifique entre le continent australien proprement dit et la plaque Pacifique est en fait la conséquence de la variation dans le temps et l'espace de la zone frontière entre le domaine Pacifique et le domaine Australo-Indien. Les systèmes actuellement actifs étant encore incomplètement connus, on conçoit que l'histoire du sud-ouest du Pacifique devienne de plus en plus hypothétique au fur et à mesure qu'on remonte dans le temps, d'autant qu'une partie des fonds océaniques dans lesquels est inscrite l'histoire de la région a régulièrement disparu au cours du temps dans les différentes zones de subduction.

Cette notice se borne à présenter les principaux faits acquis et à mettre en évidence l'ampleur des inconnues dans une région de marge dont la grande complexité structurale se découvre au fur et à mesure des connaissances nouvelles.

ORIENTATION BIBLIOGRAPHIQUE

ARCULUS (R. J.), JOHNSON (R. W.) - 1978. Criticism of generalised models for the magmatic evolution of arc trench systems. *Earth and Planetary Science Letters* 39, pp. 118-126.

BARAZANGI (M.), DORMAN (J.) - 1969. World seismicity maps compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, Epicenter Data, 1961-1967. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 59.1, pp. 369-380.

BLOOM (A. L.), BROECKER (W. S.), CHAPPELL (J. M. A.), MATTHEWS (R. K.), MESOLELLA (K. J.) - 1974. Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: New 230 Th/234 U dates from the Huon Peninsula, New Guinea. *Quaternary Research*. 4.2, pp. 185-205.

DUBOIS (J.), LAUNAY (J.), RECY (J.) - 1974. Uplift movements in New Caledonia - Loyalty Islands area and their plate tectonics interpretation. *Tectonophysics*. 24, pp. 133-150.

DUBOIS (J.), LAUNAY (J.), RECY (J.), MARSHALL (J.) - 1977. New Hebrides trench: subduction rate from associated lithospheric bulge. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 14, pp. 250-255.

HAYES (D. E.), RINGIS (J.) - 1973. Sea floor spreading in the Tasman sea. *Nature*. 243 pp. 454-458.

HUSSONG (D. M.), WIPPERMAN (L. K.), KROENKE (L. W.) - 1979. The crustal structure of the Ontong Java and Manihiki Oceanic Plateaus. *Journal of Geophysical Research*. 84. B. 11, pp. 6003-6010.

ISACKS (B.), OLIVER (J.), SYKES (L. R.) - 1968. Seismology and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*. 73. 18, pp. 5855-5899.

MALAHOFF (A.), FEDEN (R.), FLEMING (H.) - In Prep. Magnetic anomalies and tectonic fabric of Marginal Basins North of New Zealand. National Survey. NOAA. Rockville Md., (inédit).

MINSTER (J. B.), JORDAN (T. H.), MOLNAR (P.), HAINES (E.) - 1974. Numerical modelling of Instantaneous Plate Tectonics. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 36, pp. 541-576.

PASCAL (G.) - 1979. Seismotectonics of the Papua-New Guinea - Solomon islands region. *Tectonophysics*. 57, pp. 7-34.

RECY (J.), DUBOIS (J.), DANIEL (J.), DUPONT (J.), LAUNAY (J.) - 1977. Fossil subduction zones. Examples in the South-West Pacific. International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific. Noumea 1976. Editions Technip. Paris, pp. 345-355.

WATTS (A. B.), WEISSEL (J. K.), DAVEY (F. J.) - 1977. Tectonic evolution of the South Fiji Marginal Basin - Island Arcs-Deep Sea Trenches and Back-Arc basins. American Geophysical Union. *Maurice Ewing series*. 1, pp. 419-427.

NOTICE EXPLICATIVE

N° 97

J. RECY

J. DUPONT

THE SOUTH-WEST PACIFIC :
STRUCTURAL DATA

Map 1 : 12,000 000 at the Equator



OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER



PARIS 1982

NOTICE EXPLICATIVE

N° 97

**THE SOUTH-WEST PACIFIC :
STRUCTURAL DATA**

Map 1 : 12,000 000 at the Equator

**J. RECY
J. DUPONT**

**with the collaboration of the scientific staff
of the Geology and Geophysics laboratory - ORSTOM - Nouméa**

**ORSTOM
PARIS
1982**

© ORSTOM 1982
ISBN 2-7099-0622-8

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank the Director General of the Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer for authorization to publish this map « The South-West Pacific : Structural Data » and its explanatory note in the « Notice Explicative » (ORSTOM Editions). The map and note have been previously published in the « Atlas de la Nouvelle-Calédonie et Dépendances » (Sheet 5) in the ORSTOM 1981 Editions. The authors express their gratitude to Richard H. HERZER of the New Zealand Geological Survey for reviewing and polishing the English text.

SUMMARY

	Pages
INTRODUCTION	1
I. - BOUNDARIES OF THE PRESENT PLATES (active zones)	3
II. - THE ANCIENT PLATE BOUNDARIES (inactive zones)	14
II. - OTHER STRUCTURES	20
CONCLUSION	24
REFERENCES	25

*MAP OF THE MAGNETIC ANOMALIES
AROUND NEW CALEDONIA*

KEY

- 1 *Emerged lands*
- 2 *Ultrabasic massifs*
- 3 *Pacific plate of oceanic-type crust*

AUSTRALIAN-INDIAN PLATE

- 4 *Oceanic-type crust*
- 5 *Continental shelves, margins and ridges of continental-type crust*

MARGINAL BASINS OF OCEANIC-TYPE CRUST

- 6 *With active spreading axis*
- 7 *With fossil spreading axis*

*THE MAGNETIC ANOMALIES RELATING TO THESE AXES ARE LOCATED BY
THEIR NUMBERS WHICH IN TURN CORRESPOND TO A CHRONOLOGICAL
SCALE (SEE NOTICE)*

- 8 *Zone in which the nature of the crust is as yet unknown*
- 9 *'Oceanic plateaus' of intermediate crust*
- 10 *Volcanic alignments, aseismic ridges*
- 11 *Guyot*
- 12 *Trench*

ACTIVE ISLAND ARCS

- 13 *Accretionary prism, frontal arc*
- 14 *Depressions on the arcs (regardless of origin)*
- 15 *Volcanic line*
- 16 *Fossil island arcs*
- 17 *Indeterminate between fossil island arc and aseismic volcanic ridge*

ZONE OF PLATE CONVERGENCE

- 18 *Active subduction zone*
- 19 *Fossil subduction zone*

ZONE OF PLATE DIVERGENCE

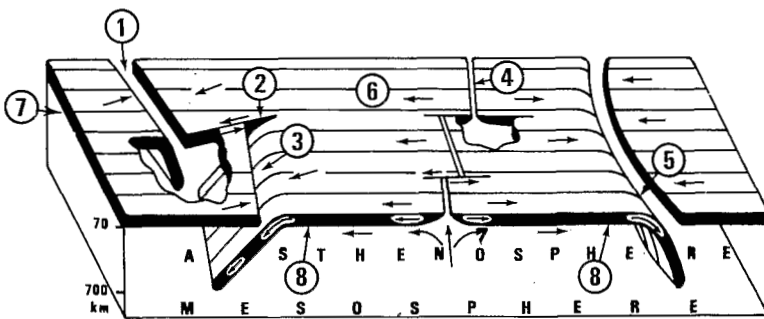
- 20 *Active spreading axes* } *The arrow indicates the direction of basin*
- 21 *Fossil spreading axes* } *opening*

ZONE OF PLATE SHEARING

- 22 *Active transform fault*
- 23 *Fossil transform fault*
- 24 *Limit of plates undetermined*
- 25 *Fault*
- 26 *Direction of present relative movement of plates*
- 27 *'Deep Sea Drilling Project' (DSDP) drill-hole with its number*
- 28 *Insufficient data or uncertain interpretation*
- 29 *Better known active, dormant or extinct volcanoes.*

INTRODUCTION

The formation of oceans and the drifting of continents have been accounted for by the theory of Plate Tectonics or Global Tectonics for some fifteen years. According to this theory, spreading zones or mid-ocean ridges constitute the locus of outflow of deep magma, which creates oceanic crust. The crust in turn migrates slowly away in either direction from the axial part of the ridge which is generally characterized by a rift. The lavas which issue are influenced by the earth's magnetic field and the remanent magnetization which persists after they have solidified reflects the direction and the polarity of the earth's magnetic field at the time and place of their emplacement. Repeated polarity reversals of the magnetic field over millions of years have resulted in a series of bands of reversely and normally polarized rocks which are parallel to the spreading ridges *. Since the chronology of these reversals is known, it is possible to calculate the spreading rates of the ridges. It is considered that the upper part of the earth's crust or lithosphere, 70 to 100 km thick, of which the upper 10 to 50 km represent the oceanic or continental crust, acts as an incompressible rigid plate which migrates from the spreading ridges (fig. 1). These spreading movements lead the plate



- | | |
|---|---------------------------|
| 1 - New Hebrides subduction zone | 5 - Chile subduction zone |
| 2 - Hunter Ridge | 6 - Pacific plate |
| 3 - Tonga-Kermadec subduction zone | 7 - Australo-Indian plate |
| 4 - Spreading centre of the East Pacific Rise | 8 - Lithosphere |

Figure 1 - BLOCK DIAGRAM SCHEMATICALLY ILLUSTRATING PLATE MOVEMENTS IN THE SOUTH PACIFIC (after ISACKS *et al.*, 1968)

originating from one spreading ridge to collide with an adjacent plate created by a neighbouring spreading ridge. Such a collision results in the thrusting of the denser plate under the less dense plate along a ruptured zone of the lithospheric fabric which represents the boundary between both plates (fig. 1). This so-called phenomenon of subduction occurs along with considerable seismic activity which affects the outer edge of the overriding plate and the whole downgoing plate to a depth of 700 km. In the oceanic environment, the present subduction zones are characterized by a trench whose depth ranges from 6 000 to 11 000 m and by an island arc characterized by the existence of active volcanism. On the globe, the movement of each plate relative to another can be compared to a rotation about a vertical axis passing through the centre of the earth. The points where this axis would pass through the earth's surface are called poles of rotation (fig. 2).

From a morphological point of view, the South-West Pacific is characterized by successive submerged ridges which are situated around the eastern Australian continent and are separated by « ocean basins » whose depths are less than that of the great ocean basins. From a structural point of view, it is a large transition zone between the Australian continental area and the Pacific Ocean area. In terms of plate tectonics, the different structural features of this zone have resulted from the evolution in time and space of different boundaries between the Pacific plate and the Australo-Indian plate, the « scars » of which persist and are more or less recognizable according to their age.

The present document aims at presenting the different structural features which are shown on the map of the South-West Pacific by distinguishing those which can be explained by the mechanisms of plate tectonics and those whose origin remains unexplained within the scope of the current theories.

For the past ten years, systematic reconnaissance surveys have been carried out in basic and applied research in the South-West Pacific, an area long overlooked by earlier great research programmes because of its long distance from the promoting countries. The continuous efforts made by French organizations such as ORSTOM, sometimes in conjunction with other French organizations such as CNEXO, IFP, Sociétés pétrolières nationales or American ones such as Cornell University, the University of Texas and the National Oceanic and Atmospheric Administration, have been a considerable contribution to the scientific work carried out in the region over the last ten years.

The whole list of the scientific works of reference cannot be quoted especially as the authors were obliged to choose from among contradictory interpretations those which seemed to be the most probable.

Although the boundaries of the present plates are often clearly evident both by typical morphology and by related activities such as volcanism and seismicity, the same does not hold true for fossil boundaries whose criteria of identification often are only hypothetical.

* Marked with a serial number.

I. - BOUNDARIES OF THE PRESENT PLATES (ACTIVE ZONES)

A. - Active subduction zones

1. - Global movements

According to one of the most recent models of global tectonics which was established by Minster *et al.* (1974) from the magnetic lineations parallel to the spreading ridges, the Australo-Indian and Pacific plates are moving in a convergent sense of rotation whose pole is situated in latitude 59°8 South and in longitude 178°0 East. This convergence implies the subduction of one plate under the other, but the situation is complicated since, in the northern part of the South-West Pacific, the Australo-Indian plate is sliding under the Pacific plate, while in the southeastern part, the Pacific plate is sliding under the Australo-Indian plate (fig. 1). These two opposite movements are accommodated by a transform fault along which the plates move in opposite directions (Isacks *et al.*, 1968). In latitude 10° South, at the level of the southern part of the Solomon Islands, the relative movement of the plate trends N 80° E with a rate of 10.5 cm per year, while in latitude 30° South at the level of the Tonga-Kermadec arc, the movement trends east-west with a rate of 7.3 cm per year (Minster *et al.*, 1974).

The subduction of the downgoing plate produces a bulge ahead of the trench as a result of the elasticity of the lithosphere. Its amplitude and its half wavelength, which depend on the thickness of the lithosphere, range respectively from 150 to 700 m and from 200 to 600 km. The axis of this bulge is roughly parallel to that of the trench. Its presence in bathymetric profiles is not easily seen because of its low amplitude as compared with the irregular bottom. The uplift of the atolls in the Loyalty Archipelago ahead of the New Hebrides subduction zone, that of Rennell Atoll ahead of the Solomon Islands subduction zone and that of Niue Atoll ahead of the Tonga subduction zone have been attributed to this bulge (Dubois *et al.*, 1974, 1977; Récy *et al.*, 1977). Because of the plate migration, these atolls were brought into the zone of influence of the bulge during the Quaternary and they gradually emerged.

Near the trench, the flexure of the lithosphere which is evident in the bottom morphology becomes more marked and can no longer be accounted for by elastic deformation (Dubois *et al.*, 1977). The flexure will persist after the subduction and related stresses have stopped so long as new stresses do not cause it to disappear. In favourable situations, such a feature represents one of the criteria for determining the origin of relict structures which are now inactive (Récy *et al.*, 1977).

2. - Subduction of the Pacific plate

Near the Tonga-Kermadec Trench, the Pacific plate is characterized by an ancient crust whose age, estimated from the relation between depth and age, ranges from 100 M. A. in the north to 120 M. A. in the south (120 to 140 M. A. according to the results from the « Deep Sea Drilling Project » site 204). The axis of the trench can be compared to a radius of the pole of rotation of the Australo-Indian and Pacific plates, which means that the relative plate motions are perpendicular to this trend and that the rate of plate convergence decreases towards the south (9.5 cm/year in the Tonga Arc, 7 cm/year toward 30° South and 3 cm/year north of New Zealand). The depth of the earthquakes related to the downgoing plate (fig. 3) decreases from the north to the south (700 km in the Tonga region, 500 km in the Kermadec region, 400 km under the northern part of the North Island of New Zealand and 200 km under the southern part of the same island), while the dip becomes more marked (45° on an average under the Tonga region, 55°-60° under the Kermadec region, 70° under the North Island of New Zealand). If the rate of subduction has been roughly equal to the relative convergence rate of the plates, the deepest parts of the plate which still register seismic activity would have begun their subduction 10 M. A. ago in the region of Tonga and 13 M. A. ago in the region of the northern part of New Zealand. However, the models of global tectonics generally suggest that the subduction zone in the Tonga-Kermadec region has been continuously active for the past 20 M. A. and undoubtedly since its creation at least 46 M. A. ago in the Middle Eocene despite a displacement of the pole of rotation. Therefore, the deepest earthquakes observed reveal only the depth to which the characteristics of the downgoing plate, especially its rigidity, persist; they do not define the actual extremity of the plate.

The « consumption » of the downgoing plate depends on its thickness and on the time of contact between the two environments (therefore, on the subduction rate). The depth of 700 km represents in any case a lower limit beyond which no seismicity can be observed. The thickness of the Pacific plate which is calculated from a model of non-Newtonian deformation of the bulge observed ahead of the Tonga-Kermadec subduction zone, varies only slightly from the north to the south (102 km in the Tonga region and 110 km in the Kermadec region). Therefore, the decrease in depth of seismicity which is observed from the north to the south on the downgoing plate is closely related to the rate of subduction. North of New Zealand, this decrease is such that the plate loses the characteristics which make it possible for seismic activity to develop around a depth of 400 km after having remained in the asthenosphere during more than 13 or 14 M. A. In the far northern part of the Tongan subduction zone north of latitude 18° South, the depth of the downgoing plate does not exceed 300 km. This is, therefore, a recent phase which results from a progression of the phenomenon of subduction along the axis of the plate boundary. Finally, recent results show that there is a peeling of the downgoing plate at depth in the central Tongan zone where this plate is the deepest.

The northern boundary of the subduction zone is characterized by a line of shallow earthquakes which indicates the existence of a transform fault. This boundary coincides with the end of seismicity related to the downgoing plate.

The Tonga-Kermadec island arc does not seem to have undergone much uplift recently (200 000 years). Therefore, it can be considered that this arc is currently in equilibrium. It is certainly an equilibrium between the different stresses and, therefore, is a dynamic equilibrium and not an isostatic one.

The thickness of the crust under the Tonga-Kermadec island arc would not seem to be more than about 20 km according to seismic-refraction data whose interpretation is not unequivocal. The transition from the island arc to the continental structure of the North Island of New Zealand seems to be an abnormal contact. The superficial part of the island arc is composed mainly of volcano-sedimentary strata seen to be more than 4 km thick in some seismic-reflection records.

Pleistocene to Recent volcanism related to the Tonga subduction zone is manifested by a discontinuous volcanic arc developed along a line parallel to the trench and separated from the frontal arc by the Tofua trough. This line of volcanism continues southward into the continental North Island of New Zealand.

The tholeiitic volcanism of the Tonga and Kermadec arcs is represented by andesites and basaltic andesites similar to those observed in the Marianas Islands and the Sandwich Islands. On the other hand, the volcanism in the North Island of New Zealand shows a very clear enrichment in silica which results in the formation of genuine rhyolites. As far as trace elements are concerned, the ratio ^{87}Sr to ^{86}Sr is considerably higher in the andesites and the basaltic andesites of New Zealand as compared with those of the Tonga Kermadec Arc which is a good indication of the contamination of volcanism. The volcanism in the North Island is clearly influenced by the continental crust. This subduction zone is a perfect example of the transition from subduction in an oceanic environment, characterized by the presence of island arcs, to subduction typical of an active continental margin. The activity of the present volcanic arc would have begun only in the Late Pleistocene; this observation which seems to be inconsistent with the evidence for continuous subduction since a much earlier period will be explained later.

3. - Subduction of the Australo-Indian plate

It occurs along the arc systems of the New Hebrides, the Solomon Islands, New Britain and New Guinea which will be dealt with in succession.

a. The New Hebrides Island Arc

The axis of the New Hebrides trench can be, by simplifying to extremes, compared to a radius of the pole of rotation of the Pacific and Australo-Indian plates, which means that the movement of subduction is almost perpendicular to this axis. Continuous seismicity defines a dipping plane whose dip reaches 60° and whose depth amounts, to about 350 km in the northern part of the arc and does not exceed 170 km in the far southern part. It can be considered that this deep seismicity delimits the extremity of the downgoing plate. The high rate of subduction means that this system is unlike the Kermadec system, where the thermodynamic characteristics of the downgoing slab are preserved depen-

ding on its residence time within the asthenosphere. In the New Hebrides, the present phase of subduction is certainly young, beginning about 3.5 M. A. ago in the northern part of the arc and at a more recent time in the southern part.

The oldest rocks known in the present volcanic arc related to this phase of subduction have ages no older than 2.5 M. A., which confirms the hypothesis of the relative youth of the present subduction system. North of Efate Island (Vaté), the present volcanic arc is situated in the central part of a complex island arc which is composed of two chains of islands where ancient volcanic phases representative of previous subductions have been observed. South of Efate Island (Vaté), only deformation related to the present volcanic arc has so far been observed, which suggests that the southern part of the New Hebrides island arc is recent and probably strictly related to the present phase of subduction. The types of volcanism observed reveal a big time and space variation; basalts are predominant in the central chain of the New Hebrides; they belong to the tholeiitic island arc series, which seems to be logical given the young age of the volcanic arc. Ninety percent of the area covered by the present islands of the New Hebrides archipelago results from the emergence of the upper parts of the island arc or from the creation of volcanic structures during the Quaternary. The extent of the Quaternary uplifts is revealed by the existence of coral terraces which rise from the sea surface up to an altitude of 900 m on Pentecost Island (Pentecôte); moreover 45 % of the area of Santo Island (Espiritu Santo) has emerged in the last 125 000 years; formations of that age have been subject to uplift which can exceed 300 m. The rates of uplift are not uniform along the archipelago, with the highest being observed in the region of Santo/Malekula (Espiritu Santo/Mallicolo). The uplift is probably linked with the occurrence of major shallow earthquakes. For instance, in the region of Malekula (Mallicolo), the earthquake which occurred in April 1965 brought about an instantaneous uplift which reached 1 m; but no significant movement seems to have occurred since that date. As a matter of fact, certain huge corals show a very sharp boundary between the part that died following the uplift and the part which has gone on living and which shows all the yearly growth rings formed since 1965 (Taylor, personal communication). The recent high uplift of the New Hebrides Arc forms a contrast to the low amplitude of the recent movements in the Tonga archipelago.

b. The Solomon Island Arc

The axis of the trench which represents the boundary between the Pacific and Australo-Indian plates forms an angle of about 35° with a radius to the pole of rotation of the plates, the angle tending to reach 90° in the southern part of the trench where the latter bends sharply to join the New Hebrides trench. The displacement of the Australo-Indian plate in relation to the Pacific plate all along this boundary can be divided into two components, one of them being perpendicular to the boundary and representing the movement of subduction and the other being tangential and representing the amount of horizontal displacement. The depth of the seismic activity related to the downgoing plate reaches 200 km in the northern and central parts of the Solomon Islands subduction zone and does not exceed 100 km in the southern part (Pascal, 1979). So the

decrease in the length of the downgoing plate is a good indication of the southward decrease in the subduction component of the relative motion of both plates. The volcanic activity related to the phase of subduction in progress dates from the Quaternary. The connection with the New Hebrides subduction zone must be established through a short transform fault situated in the far southern part of the Solomon Islands where the axis of the trench follows a small circle of the pole of rotation of the two plates involved.

The subduction zone of the Solomon Islands is a good example of oblique subduction during which the downgoing plate is also subject to lateral slippage. In the northern and central parts of the Solomon Islands, most of the focal mechanism solutions show that the earthquakes result from the stresses suffered by the lithosphere when the latter goes down. Few earthquakes result from the tangential component of the plate movement. Towards the southern part of the zone, the number of earthquakes which result from a lateral slippage increases. The slippage trend N 74° E coincides with that of the plate boundary. It approaches that of the relative plate movement. The Quaternary volcanic activity related to the subduction has created the islands west of the archipelago and is superimposed on some older islands such as Bougainville whose geological series begins in the Oligocene. The altitude of the Solomon Islands is higher than that of the New Hebrides; the main part of the uplift which created this relief apparently began in the Quaternary; which implies a rate of uplift higher than that observed in the New Hebrides.

c. New Britain Island Arc

New Britain Island which is composed of Tertiary formations is bounded on its southern edge by a deep trench. This region is characterized by intense seismic and volcanic activity. The axis of the trench which represents the plate boundary between the Bismarck Sea and the Solomon Sea trends roughly along a small circle of the pole of rotation of the Australo-Indian and Pacific plates. The relative plate movement should be transcurrent. However, the seismic foci are arranged continuously along a focal plane which dips northwards to a depth of about 200 km. Quaternary and recent volcanism has superimposed relief on that of the Tertiary formations of New Britain and forms islands north and west of the main island above this seismic plane. Therefore, there is, in the New Britain region, a genuine subduction zone whose existence cannot be accounted for by the single relative movement of the Australo-Indian and Pacific plates. The explanation for this situation will be given later on.

d. New Guinea Island Arc

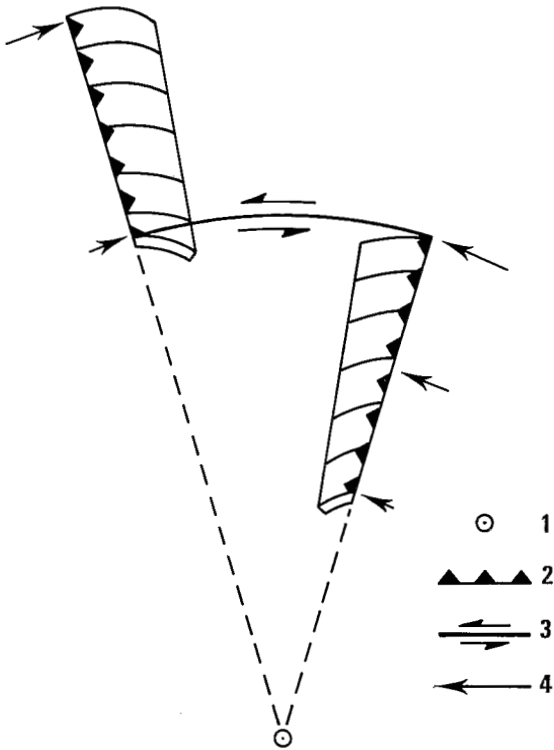
The boundary between the Australo-Indian and Pacific plates seems to continue within the main island of New Guinea, thus putting two zones of continental lithosphere into contact. In the far eastern part of the island, seismicity seems to be rather well organized following a plane dipping northwards to a depth of 200 km. Farther west, the seismicity seems to be more diffuse. The Quaternary and recent volcanism which resulted in the formation of the volcanic islands and submarine volcanoes situated north of the coast of New Guinea confirms the hypothesis of a northward dipping plane of subduction. The magmatic evolution of this

volcanism is still the subject of much debate. « The attempts at classifying the rocks of the island arc of Papua-New Guinea in the tholeiitic, calc-alkaline and shoshonitic series were not successful... » (Arculus and Johnson, 1978). The uplift of the north-eastern coast in the Quaternary is emphasized by uplifted coral terraces but the amplitude of the movement quickly decreases towards the west; this uplift which has reached 330 m in the past 120 000 years at the end of the Huon peninsula does not exceed 120 m, 60 km farther west (Bloom *et al.*, 1974). Does this plate boundary represent a continent-continent subduction? Is it the final stage of a subduction before the collision? Does the movement develop westwards into a transform movement? Data remain partly contradictory and their interpretation is questionable.

4. - Relationship between the subduction zones of the Australo-Indian and Pacific plates

Within the scope of a simple model of plate tectonics, the relationship between these two subduction systems would be established through a transform fault (fig. 2). The Hunter Ridge which is often shown as a transform fault is a complex structure bounded on its convex side by an oceanic trench and on its concave side by a volcanic arc which is represented by the Hunter and Matthew volcanoes both characterized by calc-alkaline volcanism typical of an island arc. Therefore, there is subduction, whereas the trend of the trench as compared to the radius of the pole of rotation of the two great plates would suggest a movement which is mainly lateral. The subduction zone ends at longitude 175° east, while from a morphological point of view, the Hunter Ridge seems to continue in a complex chain which extends toward the Fiji Islands. From the morphological and structural point of view, there is no simple linear structure which connects the southern end of the Australo-Indian subduction system with the northern end of the Pacific subduction system. Therefore, the phenomenon is in fact more complex than the model in figure 2 which represents only a simplified approximation in global plate tectonics.

In this description of the subduction zones of the South West Pacific, it appears that a number of phenomena observed do not coincide with those which would have been generated by the movement of the Australo-Indian and Pacific plates. The presence of a subduction zone in the region of New Britain, which cannot be accounted for by the relative plate movements, the difference between the theoretical and observed nature of the structure connecting the Pacific and the Australo-Indian subduction systems (i.e. the Hunter Ridge), the young age of the active volcanic arc of Tonga as compared with the early age of subduction are many facts which are inconsistent with the model of the relative movement between the two plates under consideration. Some readjustments must necessarily occur and these result in the development of active spreading zones which represent what are usually called active marginal basins. In fact, these secondary spreading zones determine sub-plates along the main plate.



- 1 - Pole of rotation
- 2 - Subduction zone
- 3 - Transform fault
- 4 - Vector proportional to the speed of plate movement

Figure 2 – THEORETICAL EXAMPLE OF TWO OPPOSING SUBDUCTION SYSTEMS LINKED BY A TRANSFORM FAULT

B. - The active marginal basins

The mechanisms which originate these spreading systems can be similar to those of the great oceanic ridges, but the criteria for identifying and dating them such as seismicity, which delineates the axis of spreading, and magnetic lineations parallel to this axis are not always clear because of the complexity of the tectonics related to the opening of these basins and to the limited duration of their period of activity.

1. - The Lau-Havre Basin

The Lau-Havre marginal Basin is a narrow trough which broadens in its northern part and whose depth ranges from 2 000 to 3 000 m. The oldest magnetic anomaly observed is Anomaly 2 which corresponds to an initial opening dating from 3.5 M. A. but the presence of basins contiguous to the main basin suggests that the initial opening had to begin before 3.5 M. A. The high heat flow measured in the Lau Basin (2.07 to $2.17 \mu \text{ cal/cm}^2/\text{sec}$ according to the means) remains lower than that observed in oceanic crust less than 10 M. A. old on the East Pacific and Mid Indian Ridges (2.82 and $2.32 \mu \text{ cal/cm}^2/\text{sec}$). In the Havre Trough, the number of measurements is not sufficient for the results to be significant. The existence of shallow seismicity shows that the basin is currently spreading but this diffuse seismicity does not outline its axis; however, it seems to be more organized near Peggy Ridge which is considered a spreading axis or a transform fault. The general shape of the basin results either from a wedge-shaped opening, which implies spreading rates decreasing from the north to the south in the Lau Basin, or from a migration of the spreading activity which would have begun in the north and would have continued, while the « tear » gradually spread towards the south, or even from a combination of the two above mechanisms. The known facts do not allow us to give preference to one or other of these hypotheses; however, it is possible to note that the global spreading rate would have amounted to 7.6 cm/year in the Lau Basin near 19° south and to 5.4 cm/year in the Havre Trough during the past two million years.

The Lau-Colville Ridge which runs along the western side of the Lau-Havre Basin would represent the ancient volcanic arc related to the Tonga-Kermadec subduction zone which receded gradually from the trench because of the spreading of the marginal basin whose opening within the Tonga island arc dates probably from 5 to 6 M. A. As a matter of fact, if volcanic activity has persisted up to a more recent period within the Lau-Colville Ridge, the andesitic volcanism related to the subduction almost certainly stopped at the beginning of the opening of the marginal basin. This mechanism accounts for the relative young age of the current Tonga-Kermadec volcanic arc which would have begun to be formed on the eastern edge of the marginal basin shortly after the beginning of its opening, and been emplaced on the newly formed oceanic crust of the Lau Basin.

2. - The North Fiji Plateau

This marginal basin was wrongly called plateau only because of its depth which does not exceed 3 000 m. The underlying crust is a thin oceanic crust whose thickness ranges from 3 to 5 km. The lower limit of this crust is characterized by a rate of wave propagation which is abnormally slow (7.6 km/sec) and is similar to that usually found under the oceanic ridges. The high heat flow ($2.86 \mu \text{ cal/cm}^2/\text{sec}$ on an average) is higher than that recorded in the less than 10 M. A. old oceanic crusts of the East Pacific and Indian Ridges. In the southern part of the basin, the magnetic lineations of Anomaly 0 to Anomaly 3' seem to be arranged on either side of a north-south axis of spreading; the arrangement observed involves a mean spreading rate of 7 cm/year for the past 5.5 M. A. Generally, the axis of spreading is not characterized by a particular morphology, which may be the result of the high rate of spreading, as can be the case on the great oceanic ridges. The diffuse shallow seismicity, revealed by the international seismological network, does not outline the axis of spreading. On the other hand, the sedimentary layer seems to thicken on either side of the axis, which however is not a decisive complementary argument, given the arrangement of emerged lands on the basin periphery. The relationship between the northern and southern ends of this axis and the active structures to which it must be related are not established. Lineations which may represent Anomalies 4 to 2 were identified in the north-western part of the plateau. The arrangement of the identified anomalies does not allow a complete reconstruction of the formation of the basin which had to begin before 5.5 M. A. The most recent hypothesis suggests that the initial opening occurred about 10 M. A. ago within the ancient island arc of the New Hebrides at the end of a subduction phase during which the Pacific plate plunged under the Australo-Indian plate. The Vityaz Trench which is the relict of the trench relating to this subduction was separated from the arc by the opening of the marginal basin of the North Fiji Plateau which would have led to a clockwise rotation of about 30° of the ancient arc of the New Hebrides. The openings of the Lau Basin and the North Fiji Plateau account for the fact that the relation between the subduction zones of the Pacific plate and the Australo-Indian plate seems to be more complex than the relative plate movements resulting from the spreading of the great oceanic ridges can show. The cumulative rates of subduction of the Tonga and the New Hebrides systems near latitude 20° South would amount to about 21 cm/year (Dubois *et al.*, 1977), while that of the relative movement of the Australo-Indian and Pacific plates amount to 10 cm/year; the difference results from the secondary spreadings which occur in the marginal Lau-Havre Basin and North Fiji Plateau.

3. - The Woodlark Basin

This basin whose depth does not exceed 3 000 m is bounded to the north by the Woodlark Ridge and to the south by the Pocklington Ridge and Trench. The topography of the bottom is very irregular and the sedimentary layer is thin to non-existent, especially in the eastern part of the basin, which suggests that it is of recent formation. A high heat flow is observed in the Woodlark Basin and in the adjacent basin of the Solomon Islands, as well as on the outer edge of the trenches of New Britain and

the Solomon Islands. The surface seismicity remains diffuse but it apparently tends to follow an east-west trend in the central part of the Woodlark Basin.

The magnetic anomalies which are observed in the eastern part of the basin could correspond to a spreading rate of 4.5 to 4.7 cm/year during the past 2.8 M. A. following a roughly north-south vector. It is possible that this rate decreases towards the west, which would suggest a wedge-shaped opening consistent with the arrangement of some older structures bordering the basin to the north and the south.

One of the consequences of the relative movement of the Australo-Indian and Pacific plates is the « consumption » of the easternmost part of the basin and of the related spreading axis by the subduction zone of the Solomon Islands. On the other hand, the direction of the spreading motion in the Woodlark Basin accounts for the presence of the earlier mentioned subduction zone (I, A, 3, c) in the New Britain region which is characterized by a clearly defined downgoing lithosphere, while the trend of this trench as compared with the relative movement of the two great plates would suggest simply transcurrent movement. The small extent of the downgoing lithosphere can be accounted for by the rather recent age of the beginning of the basin opening.

4. - The basins of the Bismarck Sea

The Bismarck Sea is composed of two basins separated by a ridge : the Manus Basin to the east whose depth ranges from 2 000 to 2 700 m and the New Guinea Basin to the west whose depth does not exceed 2 200 m because of the significant sedimentary deposits from New Guinea. The observed seismicity follows an east-west line which outlines an active plate boundary. In the Manus Basin, magnetic lineations typical of a spreading system have been observed on either side of this plate boundary from Anomaly 2' to the present anomaly. The global rate of spreading would have amounted to 13.2 cm/year for the past 3.5 M. A. The possible lineations of the New Guinea Basin have still not been searched for. The interpretation for the focal mechanisms of the earthquakes and the magnetic anomalies observed suggests that there are two segments of spreading axes enclosed by segments of a sinistral transform fault.

The cumulative length of the crust produced by the Bismarck Sea and the Woodlark Basin since the beginning of their opening would be much higher than the present length of the downgoing plate of the subduction zone whose existence is apparently related exclusively to the opening of these marginal basins and unrelated to the general movement of the Australo-Indian and Pacific plates (I, A, 3, c).

The considerable plunge of this plate precludes a significant recessional southward movement of the hinge of this subduction zone. The consequences of the excessive spreading of the marginal Bismarck and Woodlark Basins as compared with the subduction of New Britain should be searched for north of the Bismarck Basin.

The existence of active marginal basins proves that the real movements of the subduction zones of the South West Pacific vary in rate and trend from those which would result from the single relative movement between the Australo-Indian and Pacific plates. These adjustments even

lead to the creation of subduction zones such as that of New Britain, where the boundary between the two great plates should otherwise act as a strike slip fault.

The origin of the opening of these marginal basins is still the subject of much debate. The hypothesis suggesting that these spreading zones result from the existence of divergent convective cells induced in the asthenosphere by the underthrusting of the lithosphere must be considered cautiously. As a matter of fact, in the case at least of New Britain, the subduction seems to be the consequence of the opening of the marginal basins and not the cause of it.

Another hypothesis is based on the displacement of the hinge of the subduction zone in the opposite direction of the movement of the downgoing plate, because gravity tends to cause the edge of the plate to migrate. But, it is poorly understood why spreading should then occur within the arc or behind it and not in the region of the plate boundary which is outlined by the trench. Another interpretation suggests that variations of spreading rate on the great mid ocean ridges would change the position of the poles of rotation of the relative movements between the plates. As it is difficult to change the position of the subduction zones, the necessary readjustments are made through the opening of the marginal basins (Malahoff *et al.* in preparation).

The facts which have been presented up to now show that the boundary between the Australo-Indian and the Pacific plates is a complex zone where local readjustments determine in fact a series of secondary plates whose extent is small and whose structure and dynamics are not still entirely known. Therefore, the geodynamics of the recent and current movements related to the active structures is still hypothetical.

A similar attempt at interpreting past movements related to old and now inactive structures without the aid of obvious indicators such as seismicity or active volcanism or of other less significant indications would entail a discussion of numerous possible hypotheses, which would be beyond the scope of this document. Therefore, the approach to these structures will remain mainly descriptive, since this geodynamic interpretation is not aimed at a global reconstruction.

II. - THE ANCIENT PLATE BOUNDARIES (INACTIVE ZONES)

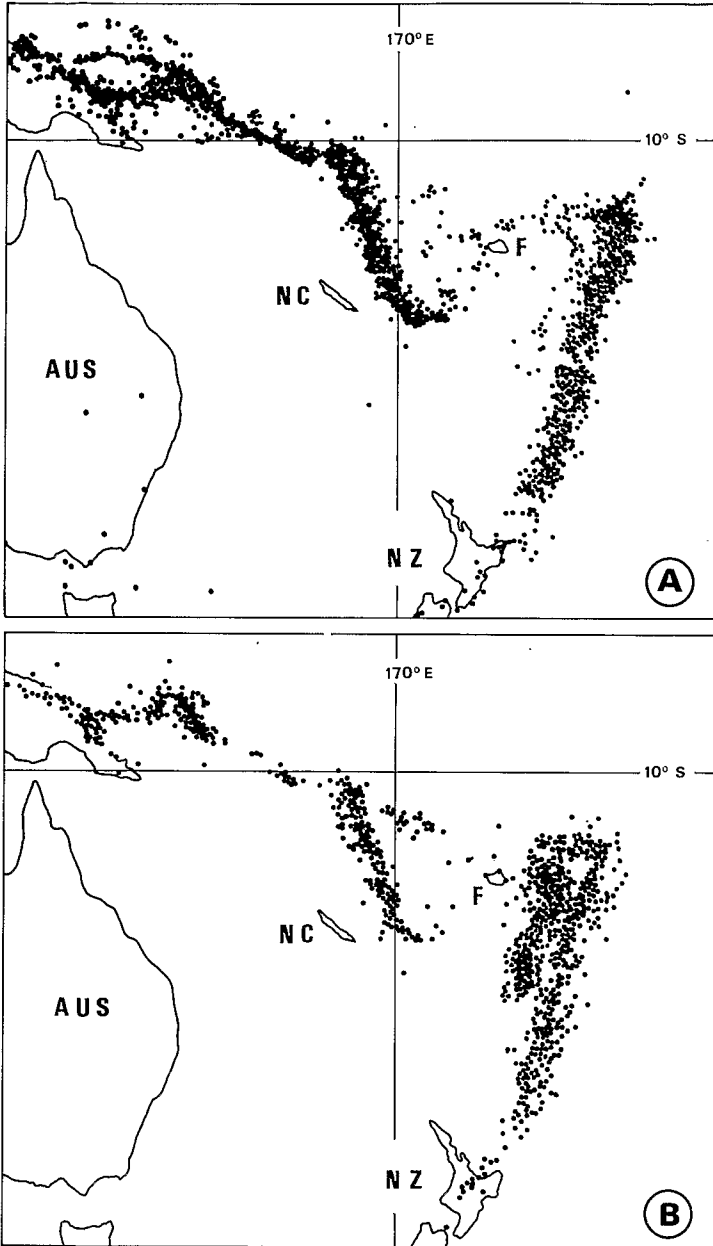
A. - Fossil subduction zones

The criteria for the identification of fossil subduction zones are obviously less clear than those observed in the active zones. Seismicity and volcanic activity decrease and stop altogether. From a morphological point of view, the trench can be preserved (I, A, 1), but the termination of subduction suggests the disappearance of the stress system and a more or less considerable readjustment of the structures in order to reach a stable isostatic equilibrium. The island arc may subside, which can result in its total immersion, while the depth of the trench may decrease. Therefore, the initial relief tends, if not to disappear, to become at least less marked. The chemistry of the residual volcanic arcs is the only criterion for the identification of very ancient fossil subduction zones whose original morphology has been modified by the intervention of subsequent phenomena.

The presence on land of ophiolitic series in the form of overthrust sheets is also considered as a criterion for the identification of an ancient plate boundary. These series which are 10 to 20 km thick are composed from top to bottom of strata of basalts, gabbros and peridotites which are the components of the oceanic lithosphere. The presence of these sheets is the result of the overthrust, or obduction, of oceanic lithosphere on to an adjacent plate. Various mechanisms have been put forward most of which suggest processes resulting from subduction activity. Therefore, the presence of ophiolitic series can be used to identify fossil subduction zones.

1. - The zone of the Vityaz-North Solomon Trench

The North Solomon-Vityaz Trench whose depth exceeds 6 000 m at some points bounds to the north the archipelago of the Solomon Islands and part of the North-Fiji Plateau. It would be a relic of the non-elastic deformation of the lithosphere (Récy *et al.*, 1977) related to a subduction zone which would have existed from 20 to 10 M. A. ago along the arc of the same age as the Solomon Islands and the Northern New-Hebrides. This subduction of the Pacific plate under the Australo-Indian plate would have stopped following the arrival at the subduction zone of the thick-crustured Ontong Java Plateau which would have prevented the subduction from continuing. The identification of formations observed in the Malaïta Islands and the northern part of Santa Isabel Island with those of the Ontong Java Plateau which were identified in the drillholes DSDP 288 and 289 (outside the map) led to the establishment in the Solomon Islands region of an ancient boundary of the Pacific plate which does not coincide with the trench but incorporates these islands into the Pacific plate. They would represent the uplifted relics of the western end of the Ontong Java Plateau which is unamenable to subduction.



A - Seismes : 0-100 km

B - Seismes : 100-700 km

AUS = Australia, NC = New Caledonia, F = Fiji, NZ = Zealand

Figure 3 - SEISMICITY OF THE SOUTH-WEST PACIFIC (from BARAZANGI and DORMAN, 1969)

One important thing is the existence under the North Fiji Plateau of a line of earthquakes (fig. 3) with a depth greater than 550 km and a WNW-ESE trend which continues under the Solomon Islands at a shallower depth; this isolated line of deep earthquakes seems to be unrelated to the seismicity caused by the currently active subduction systems. It would correspond to the residual seismic activity of a portion of lithosphere detached from the downgoing Pacific plate which would have continued to go down once the Vityaz-Solomon subduction zone ceased being active 10 M. A. ago. Although following this halt, the position of the North-Solomon Trench relative to the Solomon Arc did not change, the same does not hold true for the Vityaz Trench which would have been separated from the New Hebrides Arc by the opening of the basin which was originally an intra-arc basin and which nowadays represents the North Fiji Plateau.

2. - The zone of New Guinea-Pocklington Trough

An ophiolitic series represented by a sheet of basalts, gabbros and peridotites which are rooted in place towards the north-east is observed in the eastern peninsula of New Guinea. It is generally agreed that it was emplaced in the Eocene (from 55 to 38 M. A.) because of the probable Eocene dating of the high and low pressure/low temperature metamorphism undergone by the sediments deposited in the Cretaceous. The resulting schists are arranged in a continuous belt along the ophiolite sheet. The occurrence of high pressure/low temperature metamorphism would be synchronous with the overthrusting of the sheet. The mode of emplacement of the sheet is generally attributed to the final process of subduction; the plate situated in the south could not have continued to plunge towards the north-east because of its buoyancy and it would have been covered with the oceanic plate.

The Pocklington Trough extends over more than 1 000 km to the east of the peninsula of New Guinea, has an arcuate shape; contains a sediment fill thickening gradually towards the west, and has a depth exceeding 5 000 m. This trough is interrupted towards the west at the level of the Louisiade Archipelago whose islands are composed mainly of schists similar to those observed in the peninsula of New Guinea. It was suggested (Récy *et al.*, 1977) that the Pocklington Trough and the Louisiade Ridge could represent the relics of a subduction zone that was active up to the Eocene; but the presence in the ridge of schists that have undergone high pressure/low temperature metamorphism suggests a final phase of compressive tectonics which nevertheless allowed the initial morphology of the trench to be preserved; which is difficult to understand. A continuous symbol connects the Pocklington Trough on the map with the ophiolite sheet, without establishing that these structures are related to the same initial subduction zone.

The presence of schists that underwent high pressure/low temperature metamorphism and dating probably from the Eocene in the peninsula of New Guinea and in one of the islands bounding the Pocklington Trough to the north is an argument in favour of the Eocene date for the overthrust which originated the ophiolite sheet.

3. - The Rennell zone

The Rennell Trough extends for only 300 km; its depth exceeds 5 500 m and its variation in level in relation to the ocean floor situated farther west is about 2 500 m. The steep eastern side of the trough is composed of a little ridge topped by active and uplifted coral atolls. Observed magnetic anomalies with a high amplitude and a low wavelength reveal the presence of volcanic outcrops within this ridge. The western side of this trough is characterized by a continuous flexure which starts 70 km from the axis of the trough and becomes accentuated near the axis. This side is covered down to the bottom of the trough with sedimentary layers which are regularly bedded, constant in thickness, parallel to the substratum and which could not have been deposited on a slope. Therefore, they are regular deposits deposited on an ocean floor which was originally horizontal and then tilted towards the Rennell Trough during the period of subduction activity that formed the trough. The sediment fill of the trough whose thickness can exceed 1 000 m is composed of horizontal strata which are unconformable on the tilted sedimentary cover of the western side. These structures represent the relics of a fossil subduction zone (Récy *et al.*, 1977) whose active period remains unknown. A tentative correlation of the sedimentary horizons observed on the western side of the trough with those of the Coral Sea basin penetrated by the DSDP 210 drillhole still does not remove the uncertainty about the age of the subduction. There are two possible solutions: one of them suggests activity of the subduction zone in the Upper Eocene (45 to 38 M. A.) and the other in the Middle Miocene (15 M. A.). The short extent of the structures raises other questions: for instance, does it represent the full extent of this subduction zone or does it result from the subsequent segmentation of a subduction zone which was originally more extensive?

4. - The New Caledonia zone

The geological history of New Caledonia is dealt with in detail in the document about the geological plate *; so the question of the overthrust of the ultrabasic rocks will be only briefly mentioned. The presence of a sheet of peridotites which is rooted in place to the east of New Caledonia is interpreted as the result of the overthrust or obduction of an oceanic plate from the northeast on to the New Caledonian block in the Late Eocene. Therefore, the peridotites represent the remnants of a complete ophiolitic series which covered the whole of New Caledonia and was then totally or partly eroded. This sheet continues on the southern submerged prolongation of the Main Island or Norfolk Ridge up to at least 150 km from the currently emergent outliers.

Recent geophysical studies have demonstrated the continuity between the peridotites and the oceanic lithosphere of the Loyalty Basin whose crust is characterized by a 11° dip towards the north-east which is probably the result of tilting of the lithosphere during the obduction.

* Plate n° 9 by J.-P. PARIS in Atlas de la Nouvelle-Calédonie et dépendances. Editions ORSTOM 1981.

The mechanism of the emplacement from a subduction zone or a transcurrent fault with a convergent component remains hypothetical. The shortage of knowledge about certain major structures such as the Loyalty chain whose origin remains unknown does not allow a complete reconstruction of the events and mechanisms.

5. - The d'Entrecasteaux Ridge

In its western part, the d'Entrecasteaux Ridge is represented by an arcuate structure which is characterized by two submarine ridges enclosing a trough. In the north, especially, their summits sometimes rise more than 1 500 m above the bottom of the trough. Then a complex set of faults modifies this rather simple structure towards the east. Dredging on the sides of the trough revealed the presence of tholeiitic basalts typical of oceanic crust whose ages by the fission track method reach 56 M. A. This ridge could represent the remains of the northern end of a subduction zone which would have been active up to the Late Eocene and would have been situated in New Caledonia. Therefore, it would comprise a fossil structure similar to the Hunter Ridge which currently extends towards the south the active New Hebrides subduction zone. The d'Entrecasteaux Ridge must have acted as a transcurrent fault between two major plate boundaries.

Therefore, considerable uncertainty exists about the age of the activity of the subduction zones and about the obduction mechanism, even for the most obvious structures. The existence of other subduction zones could have been mentioned in the attempted geodynamic reconstruction but it is outside the scope of this document and the hypothetical aspect increases with the age of the structures.

B. - The fossil marginal basins

The preservation of magnetic lineations in the oceanic crust at the time of their formation allows the dating of the beginning and the end of the spreading episodes which originated the fossil marginal basins. The map shows the magnetic anomalies which are identified up to now in the main basins.

1. - The Tasman Basin

The Tasman Basin whose depth exceeds 4 500 m is triangular and broadens to the south. The opening of this basin from 80 to 60 M. A. is related to the activity of a spreading ridge which has separated a structure with continental crust called Lord Howe Rise from the Australian continent. The fossil spreading axis is characterized by a ridge trending NNW-SSE whose axial part coincides with magnetic anomaly 24 which dates from 60 M. A. and is the youngest known anomaly in the basin. The other magnetic anomalies up to Anomaly 33 dating from 81 M. A. are arranged on either side of this spreading axis. From north to south, fossil transform faults cut the spreading oceanic ridge displacing the ridge segments successively westwards.

The age of the oldest anomalies observed decreases from the south to the north of the basin in correlation with its decreasing width. An early hypothesis suggested that the lithosphere formed would have been consumed irregularly in a subduction zone bordering the Australian continent in the northern part of the basin. The most current hypothesis suggests that the opening was not synchronous in the whole basin and that it occurred later towards the north. Once the spreading stopped 60 M. A. ago and the Antarctic Ridge opened 53 M. A. ago, the Tasman Sea became an integral part of the Australo-Indian plate.

2. - The Coral Sea Basin

The Coral Sea Basin which is almost 4 000 m deep extends from the Queensland Plateau bordering the Australian continent to the eastern end of New Guinea. It results from an opening related to the activity of a ridge which separated the block of eastern New Guinea from the Australian continent. Anomalies 24 and 26 and maybe 27 were identified on either side of this ridge, which would give a date of 56 to 62 M. A. for this period of spreading whose mean global rate was about 4.8 cm/year. This ridge follows a WNW-ESE trend; in its eastern part, the anomalies are shifted towards the south by a major transform fault. The sediment fill which has been deposited since the spreading stopped conceals the remnants of the ridge. It should be noted that the opening of the Coral Sea Basin began at the end or shortly before the end of the spreading of the Tasman Sea.

3. - The South Fiji Basin

The origin of the South Fiji Basin whose maximum depth reaches 4 500 m is more complex than the previously described basins. Anomalies 7 to 12 were identified, but they follow trends which do not coincide with the classical spreading model. The interpretation suggests that the South Fiji Basin results from spreading related to three ridge segments which converge towards a triple junction (Watts *et al.*, 1977). Only the northern part of this ridge is identified in the morphology of the basin floor and it represents the structure called the Bounty Ridge. The rates of spreading are different on each segment and are about 6.8 to 5.2 cm/year. The anomalies observed show that the spreading episode which would have begun 35 M. A. ago (Anomaly 12) would have continued at least for 6 M. A. (Anomaly 7). Older anomalies representing an earlier opening may exist on the periphery of the basin but they have not been identified. The Middle Oligocene age of the oldest sediments drilled by DSDP 205 down to the basaltic substratum below the Anomaly 12 is in good agreement with the previous results.

4. - The North Loyalty Basin

Anomalies 23 to 18 are apparently present, lying parallel to each other in a ENE direction from the north to the south of the basin. These anomalies could have been formed from the spreading ridge of the South Fiji Basin, which would suggest activity for the latter over a much longer period than previously mentioned since these anomalies indicate sprea-

ding occurring from 46 to 58 M. A. The closeness of the Loyalty chain to the New Hebrides Trench around latitude 22° South masks any anomalies between the North Loyalty Basin and the South Fiji Basin which would confirm such an interpretation.

5. - The South Rennell Trough

The South Rennell Trough which is 5 000 m deep has been interpreted as the axial rift of a spreading ridge whose past activity is inferred from the magnetic lineations which define a wedge-shaped opening. These lineations have been attributed to Anomalies 8 and 9, which would suggest a phase of opening from 28 to 31 M. A. Although the period of activity of this system remains hypothetical, the South Rennell Trough is nonetheless a major fossil structure whose exact role and age remain to be discovered.

III. - OTHER STRUCTURES

Besides the above-mentioned units, the South-West Pacific contains different structures whose origins are complex, ancient, insufficiently known or debatable. Therefore, the nomenclature used for some of them is tentative and results from a lack of current knowledge.

A. - Structures with continental affinities

The structures typical of the continental shelf *sensu stricto* are well developed *only between Tasmania and Australia or in latitude 22° South along the Australian continent*. On the other hand, a number of submerged structures whose depth ranges from 500 to 2 000 m are characterized by crust which, although less thick, has pronounced affinities with typical continental crust; these structures would be derived from continental blocks whose subsidence would have been due to partial « consumption » of the crust.

1. - The Queensland Plateau

The Queensland Plateau is the extension of the northeastern Australian continental shelf proper; it has an irregular surface whose depth exceeds 1 500 m and it is bounded to the east by a steep continental slope which descends towards the Coral Sea Basin. This plateau is composed of a continental block which has apparently subsided more than 1 500 m in the last 40 M. A.; moreover, the present thickness of the crust reaches almost 30 km and is apparently less than that of the adjacent continental shelf.

2. - The Lord Howe Rise

The Lord Howe Rise whose width ranges from 250 to 600 km and whose crestral depth ranges from 500 to 1 500 m extends from New Zealand to the edge of the Queensland Plateau. It is a structure with a thick crust (30 km) whose continental character is close to that of its emergent extremities which are the continental blocks of New Zealand and Australia; the geological history of this ridge is probably similar to that of New Zealand and its most ancient formations should date at least from the Lower Paleozoic (550 M. A.). The DSDP holes 207, 208 and 284 drilled on the summit of the ridge in water depths of around 1 500 m found only pelagic submarine formations from the Recent period to the Maestrichtian (65 M. A.). Therefore, this rise has been completely submerged for at least 65 M. A. at the level of the present 1 500 isobath. Before the Tasman Sea had finished opening, it was probably already a foundered continental block.

3. - The Norfolk Ridge

The Norfolk Ridge is a mainly submarine ridge parallel to the Lord Howe Rise whose width does not exceed 100 km and which extends from New Zealand to the d'Entrecasteaux Ridge where it is sharply interrupted. The island of New Caledonia represents a currently emerged part of this ridge and it is composed of volcano-sedimentary and sedimentary rocks the oldest of which date from the Permian (250 M. A.). The deep structure of this ridge is that of crust with continental affinities, although its thickness does not exceed about 22 km in its submerged parts. The Norfolk Ridge was originally a border of the Australian continent similar to the Lord Howe Rise but undoubtedly somewhat younger.

4. - The Loyalty Island chain

The Loyalty Island chain is a submarine volcanic chain whose last emissions of alkali-olivine basalts occurred about 10 M. A.; subsidence following the end of volcanic activity was responsible for the formation of well-developed coral atolls on the summits. In the Quaternary uplift of the atolls which form the present Loyalty Islands took place due to bulging of the lithosphere related to the subduction of the plate under the New Hebrides arc (I, A, 1). This chain which is slightly meandering is parallel to the Norfolk Ridge; it is therefore difficult to compare it with a chain of oceanic volcanoes resulting from the activity of hot spots similar to those mentioned below (III, C). The isolated volcanic edifices of this chain, of which only the summit part of Maré Island has been dated, may lie on a more ancient ridge which has sometimes been interpreted as the remnants of an island arc related to a subduction zone bordering the Norfolk Ridge, active at least 50 M. A. ago. The Three Kings Ridge may represent the southern end of the Loyalty chain which was shifted to the east during a phase of spreading of the Norfolk Basin situated between the Norfolk and the Three Kings Ridges and whose age remains to be determined. The origin of the Loyalty chain is still unclear.

B. - Structures with oceanic affinities

Some basins are oceanic basins whose origin is probably similar to that of the previously described marginal basins, but no magnetic lineations have yet been observed in them. Such is the case in the New Caledonia and Loyalty Basins.

1. - The New Caledonia Basin

The New Caledonia Basin is a narrow basin separating the Lord Howe Rise from the Norfolk Ridge all the way to New Zealand. The basement of the basin is composed of oceanic crust. The sediment fill which exceeds 1 km in thickness thickens further in the vicinity of New Caledonia. The DSDP 206 drillhole which did not reach basement went through 734 m of pelagic deposits from the Recent period to the Paleocene (60 M. A.). Therefore, the basin was already formed at least 60 M. A. ago and the Norfolk and Lord Howe ridges were already totally submerged at that time since they supplied no sediments to the basin. The thickening of the sediment fill is limited to the vicinity of New Caledonia which emerged in the Tertiary and shed detrital sediments into its flanking basins. At the end of the opening of the Tasman Sea, the submerged Norfolk and Lord Howe ridges were already separated by the New Caledonia Basin whose age of formation is still unknown.

2. - The Loyalty Basin

The ancient continuity of the ophiolite sheet thrust over New Caledonia and of the oceanic lithosphere of the Loyalty Basin has already been mentioned (II, A); it suggests that the lithosphere of the Loyalty Basin was already formed in the Late Eocene (45 M. A.) at the time of the obduction of part of this lithosphere over the old New Caledonian ridge. The possible relations between the origin of the lithosphere of the Loyalty Basin and that of the North Loyalty Basin are not established; if, according to the hypothesis, the initiation of the Loyalty chain occurred during an earlier period, the origin of these two basins could be different.

3. - The Ontong Java Plateau

The Ontong Java Plateau represents a large submarine surface whose depth (from 1 500 to 3 000 m) is considerably less than that of the adjacent oceanic basins (5 000 to 6 000 m). This plateau is covered with pelagic calcareous sediments about 1 km thick which were drilled by DSDP 289 (outside the map) down to the underlying basaltic basement. The oldest sediments which were found almost at the base of the sedimentary series by the DSDP 288 drillhole date from the Aptian (110 M. A.). The thickness of the crust of the Ontong Java Plateau reaches 40 km, about 5 times the thickness of normal oceanic crust. The different layers that make up the crust have almost identical characteristics to those of the equivalent layers of normal oceanic crust, but they are much thicker (Hussong *et al.*, 1979). Despite its thickness, the origin of the crust of the Ontong Java Plateau is not continental, but oceanic. It would have been created between 100 to 66 M. A. ago by a spreading system

trending NE-SW whose half rate did not exceed 2 cm/year, which suggests a probable rate of spreading of less than 4 cm/year for the responsible spreading ridge. It is thought that the structure of the Ontong Java Plateau results from an abnormally high extrusion of material at the spreading ridge related to a rather low rate of spreading (Hussong *et al.*, 1979). Such a combination of causes would have led to a thicker crust with no difference in its structural pattern and would also be responsible for other structures similar to that of the Ontong Java Plateau.

4. - The Manihiki Plateau

The Manihiki Plateau whose area amounts to 600 000 km² has an undulating submarine surface whose depth is less than 3 000 m. The thickness of the sedimentary cover can exceed 1 km. The structure of the crust is oceanic but its total thickness (28 km) is more than three times as high as that of normal oceanic crust. It is an oceanic plateau whose origin is similar to that of the Ontong Java Plateau and which would have been formed between 120 and 100 M. A. ago (Hussong *et al.*, 1979).

C. - Oceanic volcanic chains

These chains of oceanic volcanoes, the best known and best studied of which are those of the Hawaiian Islands in the north Pacific, result from localized upwelling of very deep magma from permanent hot spots which are almost fixed in space. When they drift by, the plates are affected by such a hot spot which results in volcanic emissions. As the plates migrate, the volcanoes thus formed are carried away from the hot spot and eventually become inactive. Thus the most distant volcanoes from a hot spot are the oldest and the nearest ones are the youngest. The volcanoes gradually subside as they recede from the hot spot. When their summits are planed by subaerial and wave erosion and/or coral reef build up before complete submergence, they are called guyots. These volcanoes form linear chains and changes in the trends of these chains are representative of changes in the direction of plate movement. The lavas of oceanic volcanic chains belong to the alkaline series, although different chemistries may occur.

1. - The guyots of the Tasman Sea

The chains of guyots trending N-S in the Tasman Sea result from the activity of hot spots which affected the Australo-Indian plate during its northward migration which began 55 M. A. ago with the separation of the Australo-Indian and Antarctic plates. Therefore, these structures were emplaced once the Tasman Basin was entirely formed (II, B) and after the essential isostatic readjustments took place bringing the depths of the basin to a value close to their current value. The length of the western chain of the guyots is 1 400 km, which, given a plate drift of 5.6 cm/year, suggests a difference in age of 30 M. A. between the structures of the northern and southern ends of the chain. On the other hand, the

depth of the guyots of the western chain increases regularly by 180 to 450 m from the south to the north, which shows a rate of subsidence of the structures amounting to about 18 m/M. A. Therefore, these guyots would have been formed in the Middle and Late Tertiary between about 40 and 10 M. A. The similarity between the eastern chain and the western chain allows a similar age to be inferred for both.

2. - The Tokelau Islands and the Tuvalu Islands

Their origin and the age of their formation remain hypothetical.

3. - The Louisville chain

This ridge was considered for some time as the possible extension of the Eltanin Fracture Zone which is a major structure of the Central and South Pacific, but the latest works seem to refute this hypothesis.

CONCLUSION

The present boundaries between the Pacific plate and the Australo-Indian plate do not represent a simple linear structure. In fact, it is a frontal zone where the general movements relative to the pole of rotation of the Australo-Indian and Pacific plates and the movements of local readjustments result in a mosaic of spreading and subduction structures which define a network of sub-plates. The formation of the South-West Pacific between the Australian continent proper and the Pacific plate has resulted in fact from the shifts in time and space of the frontal zone between the Pacific domain and the Australo-Indian domain. As the currently active systems are still not entirely known, it is understood that the history of the South-West Pacific becomes increasingly hypothetical as we go back in time, especially as much of the ocean floor with the record of the development of the region has disappeared into different subduction zones over time.

This document is limited to presenting the main established facts and revealing the extent of the unknowns in a marginal region whose great structural complexity is revealed as new knowledge develops.

REFERENCES

- ARCULUS (R. J.), JOHNSON (R. W.) - 1978. Criticism of generalised models for the magmatic evolution of arc trench systems. *Earth and Planetary Science Letters* 39, pp. 118-126.
- BARAZANGI (M.), DORMAN (J.) - 1969. World seismicity maps compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, Epicenter Data, 1961-1967. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 59.1, pp. 369-380.
- BLOOM (A. L.), BROECKER (W. S.), CHAPPELL (J. M. A.), MATTHEWS (R. K.), MESOLELLA (K. J.) - 1974. Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: New 230 Th/234 U dates from the Huon Peninsula, New Guinea. *Quaternary Research*. 4.2, pp. 185-205.
- DUBOIS (J.), LAUNAY (J.), RECY (J.) - 1974. Uplift movements in New Caledonia - Loyalty Islands area and their plate tectonics interpretation. *Tectonophysics*. 24, pp. 133-150.
- DUBOIS (J.), LAUNAY (J.), RECY (J.), MARSHALL (J.) - 1977. New Hebrides trench: subduction rate from associated lithospheric bulge. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 14, pp. 250-255.
- HAYES (D. E.), RINGIS (J.) - 1973. Sea floor spreading in the Tasman sea. *Nature*. 243 pp. 454-458.
- HUSSONG (D. M.), WIPPERMAN (L. K.), KROENKE (L. W.) - 1979. The crustal structure of the Ontong Java and Manihiki Oceanic Plateaus. *Journal of Geophysical Research*. 84. B. 11, pp. 6003-6010.
- ISACKS (B.), OLIVER (J.), SYKES (L. R.) - 1968. Seismology and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*. 73. 18, pp. 5855-5899.
- MALAHOFF (A.), FÉDEN (R.), FLEMING (H.) - In Prep. Magnetic anomalies and tectonic fabric of Marginal Basins North of New Zealand. National Survey. NOAA. Rockville Md., (inédit).
- MINSTER (J. B.), JORDAN (T. H.), MOLNAR (P.), HAINES (E.) - 1974. Numerical modelling of Instantaneous Plate Tectonics. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 36, pp. 541-576.
- PASCAL (G.) - 1979. Seismotectonics of the Papua-New Guinea - Solomon islands region. *Tectonophysics*. 57, pp. 7-34.
- RECY (J.), DUBOIS (J.), DANIEL (J.), DUPONT (J.), LAUNAY (J.) - 1977. Fossil subduction zones. Examples in the South-West Pacific. International Symposium on Geodynamics in South-West Pacific. Noumea 1976. Editions Technip. Paris, pp. 345-355.
- WATTS (A. B.), WEISSEL (J. K.), DAVEY (F. J.) - 1977. Tectonic evolution of the South Fiji Marginal Basin - Island Arcs-Deep Sea Trenches and Back-Arc basins. American Geophysical Union. *Maurice Ewing series*. 1, pp. 419-427.

ORSTOM

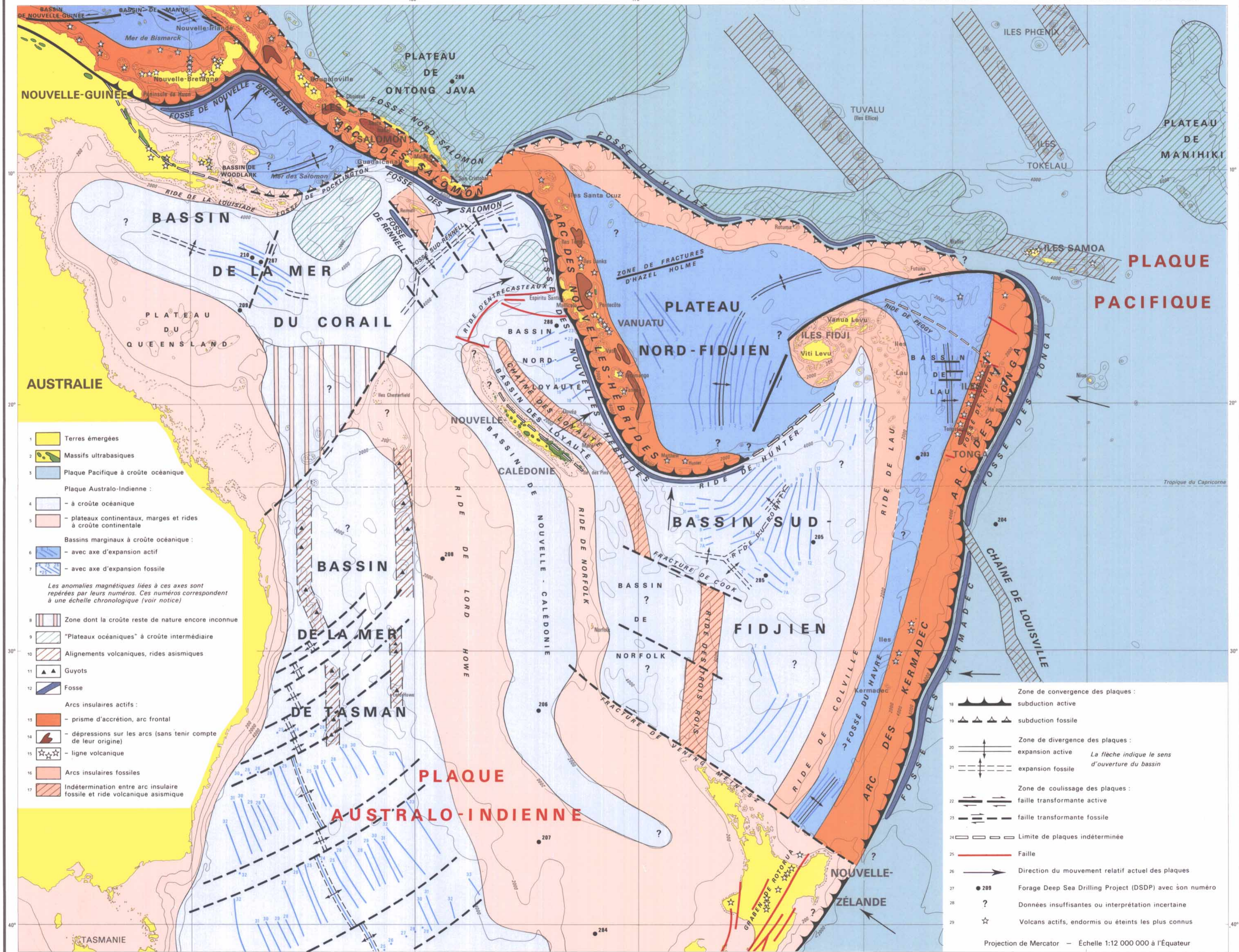
Direction générale :

24, rue Bayard, 75008 PARIS

Service des Editions :

70-74, route d'Aulnay, 93140 BONDY

ORSTOM Editeur
Dépôt légal : 4^e Trimestre 1982
ISBN 2-7099-0622-8



- 1 Terres émergées
 - 2 Massifs ultrabasiques
 - 3 Plaque Pacifique à croûte océanique
 - Plaque Australo-Indienne :
 - 4 - à croûte océanique
 - 5 - plateaux continentaux, marges et rides à croûte continentale
 - Bassins marginaux à croûte océanique :
 - 6 - avec axe d'expansion actif
 - 7 - avec axe d'expansion fossile
- Les anomalies magnétiques liées à ces axes sont repérées par leurs numéros. Ces numéros correspondent à une échelle chronologique (voir notice)
- 8 Zone dont la croûte reste de nature encore inconnue
 - 9 "Plateaux océaniques" à croûte intermédiaire
 - 10 Alignements volcaniques, rides asismiques
 - 11 Guyots
 - 12 Fosse
 - Arcs insulaires actifs :
 - 13 - prisme d'accrétion, arc frontal
 - 14 - dépressions sur les arcs (sans tenir compte de leur origine)
 - 15 - ligne volcanique
 - 16 Arcs insulaires fossiles
 - 17 Indétermination entre arc insulaire fossile et ride volcanique asismique

- 18 Zone de convergence des plaques :
 - subduction active
 - subduction fossile
- 19 Zone de divergence des plaques :
 - expansion active
 - expansion fossile
- 20 La flèche indique le sens d'ouverture du bassin
- 21 Zone de coulissage des plaques :
 - faille transformante active
 - faille transformante fossile
- 22 Limite de plaques indéterminée
- 23 Faille
- 24 Direction du mouvement relatif actuel des plaques
- 25 Forage Deep Sea Drilling Project (DSDP) avec son numéro
- 26 Données insuffisantes ou interprétation incertaine
- 27 Volcans actifs, endormis ou éteints les plus connus

Projection de Mercator - Echelle 1:12 000 000 à l'Equateur