

Soulèvement et tectonique de l'île d'Efaté (Vanuatu) arc insulaire des Nouvelles-Hébrides, au cours du Quaternaire récent. Datations de terrasses soulevées par la méthode U/Th

J.F. Lecolle^a, J.E. Bokilo^b et M. Bernat^b

^aORSTOM S.S.C., 70-74 Route d'Aulnay, 93143 Bondy Cedex (France)

^bUniversité de Nice, Parc de Valrose, Laboratoire de Géologie et Géochimie, 06034 Nice Cedex (France)

(Reçu le 28 mars, 1989; révision accepté le 26 février, 1990)

ABSTRACT

Lecolle, J.F., Bokilo, J.E. et Bernat, M., 1990. Soulèvement et tectonique de l'île d'Efaté (Vanuatu) arc insulaire des Nouvelles-Hébrides, au cours du Quaternaire récent. Datations de terrasses soulevées par la méthode U/Th. (Quaternary uplift and tectonism of the Ile d'Efaté, New Hebrides (Vanuatu) island arc: Dating of uplifted terraces by the U/Th method.) Mar. Geol., 94: 251-270.

The uplift of Vanuatu (formerly New Hebrides) is related to the subduction of the Australian plate beneath the Pacific plate. The tropical latitude of these volcanic islands favours important Quaternary growth of coral reefs. During the periodic uplifts, several terraces emerged, forming typical features of the landscape. When eustatic sea-level rise is compensated by the uplift, relative sea level is therefore constant and favours development of terraces. Efaté, situated near the centre of Vanuatu Archipelago, is related to this series of uplifts and reef crest facies lie discordantly on a volcanic substratum.

Thirty five new U/Th datings of corals in growth position confirm high eustatic sea levels at about 82,000, 103,000 and 125,000 yrs B.P., and perhaps at 140,000 yrs B.P. The amplitude of the vertical movements is estimated quantitatively from a geomorphological study of the terraces, complemented by the dates and the positions of the corals. A calculation of the average uplift rates, permits the distinction of four major areas on the western part of Efaté; the numerous faults in these areas also favour minor, local uplifts.

The northwestern area is affected by a differential uplift which, at about 180,000 yrs B.P., formed a broad terrace sloping northward from 80 to 50 m. The younger (about 103,000 and 125,000 yrs B.P.) and the older (300,000 yrs B.P.) terraces are narrower. Generally, the uplift was not uniform during any particular stage of sea level. The average uplift rate here ranges from 0.2 to 0.6 mm/yr.

The western area is the best known and shows four prominent major Pleistocene terraces. Their ages range from 103,000 to 300,000 yrs B.P., but the latter age is uncertain due to the method used and to the high rate of calcification of the samples. Most of the faults are radially oriented and perpendicular to the terraces forming Samoa Point. The average uplift rate in the western area is 0.9-1 mm/yr more than in the north.

The southwestern area displays two remarkable series of terraces ranging from 50 to 110 m in altitude and dating from 86,000 to 130,000 yrs B.P. The average uplift rate is 0.8 mm/yr.

The southern area, close to Port Vila, is very low in altitude (as low as 50 m) and bears three terraces dated at 40,000, 85,000 and 125,000 yrs B.P. The uplift rates were 1 mm/yr from 40,000 yrs B.P. to the Present, but before this time were 0.3 mm/yr.

Altitudes as a function of age display a remarkable clustering. The levels given by a frequency diagram confirm the stages of sea level previously defined by other authors. These results also coincide with the curve of changes in sea level. The different average uplift rates between high stages in sea level are shown and appear to be variable. They change from one area to the other, comparatively slowly between 103,000 and 10,000 yrs B.P. and generally faster from 10,000 yrs B.P. to the Present (a possible effect of a recent, local, tectonic uplift).

These periodic uplifts are less important here than in the northern islands of Santo and Malekula, which are affected by the subduction of d'Entrecasteaux Ridge.

RÉSUMÉ

Les soulèvements de l'archipel du Vanuatu (ex Nouvelles-Hébrides) sont liés à la subduction de la plaque indo-australienne sous la plaque pacifique. La position en latitude de ces îles volcaniques a permis le développement abondant, pendant le Quaternaire, de récifs coralliens. Ceux-ci, au fur et mesure de la surrection, ont formé une série de terrasses émergées qui s'étagent dans le paysage. Les remontées glacio-eustatiques du niveau de la mer, en corrélation avec les soulèvements, entraînent une stabilité des niveaux marins propice au développement de ces terrasses. L'île d'Efaté, située au centre de l'archipel du Vanuatu, subit ces soulèvements répétés et présente des formations calcaires récifales en terrasses qui reposent en discordance sur le substrat volcanique de l'île. Trente cinq nouvelles datations U/Th de coraux, observés en position de croissance, permettent de confirmer l'existence de hauts niveaux marins vers 82 000, 103 000, et 125 000 ans et peut être 140 000 ans. L'ampleur de ces mouvements verticaux est évaluée quantitativement grâce à une étude géomorphologique de ces terrasses complétée par les âges et les positions des coraux récoltés. Les nombreuses failles qui recoupent les terrains étudiés et les valeurs de taux moyens de surrection calculés, confirment l'évolution par compartiments de l'île d'Efaté. La région nord-ouest se soulève en moyenne de 0,2–0,6 mm/an et les régions ouest et sud de 0,8–1 mm/an. Ces soulèvements périodiques sont moins importants que ceux des îles du nord, Santo et Malekula, affectées par la ride d'Entrecasteaux.

Generalités

L'île d'Efaté occupe la partie centrale de l'arc insulaire des Nouvelles-Hébrides (aujourd'hui Vanuatu) appartenant à la plaque pacifique qui est soulevée par la subduction de la plaque indo-australienne au niveau de la fosse des Hébrides (Fig.1). La surrection des îles de l'archipel de Vanuatu est importante du fait de la proximité de cette fosse. Le volcanisme y est très actif et les manifestations tectoniques se produisent par crises majeures parfois violentes. La situation en latitude (entre 11° et 25°) du Vanuatu est propice au développement des édifices coralliens et chaque île ou îlot est cerné par un récif frangeant (ou platier).

La tectonique locale, conséquence de la subduction ainsi que l'eustatisme, sont à l'origine des terrasses soulevées de calcaires coralliens observées sur ces îles et en particulier sur Efaté. La formation d'un platier récifal requiert une stabilité du niveau marin. Celle-ci est acquise lorsque chaque soulèvement du substratum de l'île est compensé par une remontée glacio-eustatique équivalente en altitude. Grâce à une stabilité relative du niveau de la mer, le platier se construit jusqu'au moment où le maximum du phénomène de la transgression est stoppé, puis s'inverse. Les récifs coralliens meurent par émergence et forment alors une terrasse, par la suite intégrée au paysage et colonisée par la végétation. Une nouvelle remontée du niveau marin, puis une stabilisation relative, permettront l'édification d'un récif corallien plus récent dont l'altitude dépendra du niveau atteint par la mer. Si

ce maximum est supérieur en altitude à l'ancienne terrasse, il se forme alors une superposition de platiers d'âges différents qu'il est parfois difficile d'interpréter.

Les hauts paléo-niveaux marins de 200 000 ans à l'actuel sont aujourd'hui connus grâce aux travaux généraux, entre autres, ceux de Broecker et Van Donk (1970), et plus localisés de Mesoelle et al. (1969), de Steinen et al. (1973), de Shackleton et Matthews (1977) sur la Barbade, de Lalou et al. (1966, 1971), Labeyrie et al. (1967) sur Mururoa et de Chappell (1974) puis Bloom et al. (1974) sur la péninsule de Huon en Papousie Nouvelle-Guinée et résumés par Bloom (1977). Certains auteurs ont fait porter leurs travaux sur tout ou partie de l'archipel du Vanuatu, tels: Mitchell (1969), Guilhaud (1974), Jouannic et al. (1980) et Taylor et al. (1980, 1985). L'île d'Efaté, centre géographique de l'archipel du Vanuatu, a fait l'objet d'études et quelques terrasses soulevées ont été datées par Kaplan et al. (1975), Neef et Veeh (1977), Bloom et al. (1978), Gaven et al. (1980), Jouannic et al. (1982) et Lecolle et Bernat (1985).

L'objet de cette étude est de compléter et d'élargir à toutes les terrasses soulevées de l'île des travaux déjà amorcés par ces différents auteurs, grâce à 35 nouvelles datations. La connaissance de la tectonique verticale de ces îles de l'archipel: Santo, Malekula (Jouannic et al., 1980) et Torrès (Taylor et al., 1985), concentrées sur l'arc frontal, puis Pentecôte et Maewo (Taylor et al., 1987), situées sur l'arrière-arc et enfin Erromango et Efaté au centre, nous aide à comprendre les relations

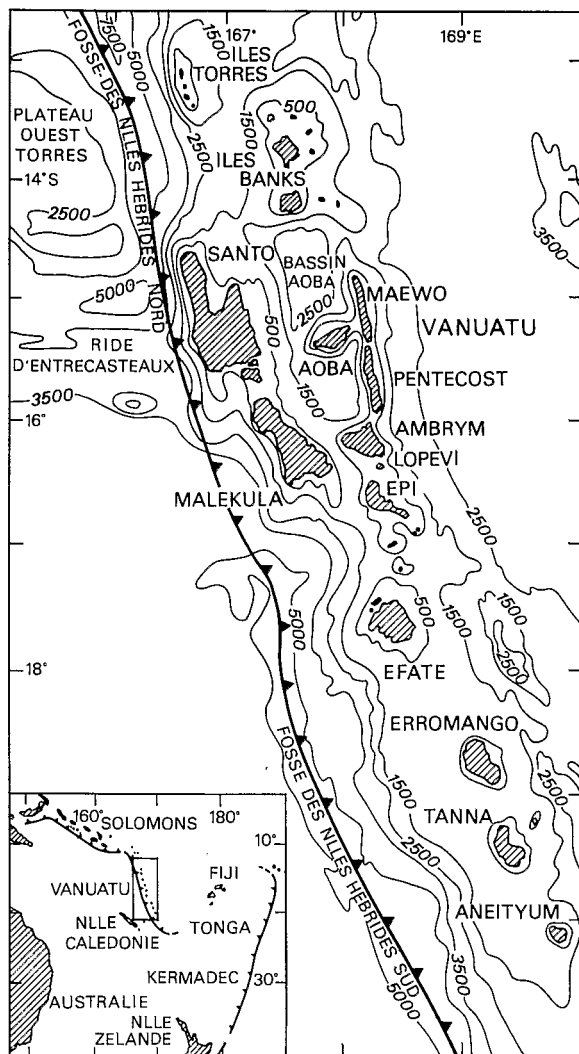


Fig.1. Situation de l'île d'Efate dans l'arc des Nouvelles-Hébrides.

Fig.1. Location of Efate in the New Hebrides Arc.

entre subduction, sismicité et évolution tectonique de l'arc insulaire.

Géologie

Trois phases volcaniques successives ont donné naissance aux trois chaînes composant l'archipel du Vanuatu (Mitchell et Warden, 1971). Cet archipel est perturbé au niveau des îles Santo et Malekula par un accident majeur: la ride d'Entrecasteaux. Cet accident amplifie la tectonique,

l'inclinaison du soulèvement et les mouvements sismiques observés dans les îles du nord (Pascal et al., 1978; Taylor et al., 1980, 1981; Isacks et al., 1981; Collot et al., 1985).

La chaîne centrale, sur laquelle est située l'île d'Efate, montre un volcanisme actif associé à la subduction actuelle (Mallick, 1975; Ash et al., 1978). L'île d'Efate, dont les volcans datés du Miocène (Carney et al., 1985), sont actuellement éteints, aurait subi deux phases volcaniques mettant en place, l'une, des formations de tufs volcaniques dans le centre, et l'autre, des basaltes dans le nord.

Cette île est bordée par un complexe récifal qui s'est développé pendant le Quaternaire. Les terrasses soulevées de calcaires coralliens qui occupent 65% de la superficie, recouvrent en discordance le substratum volcanique.

Le choix de l'étude de cet arc insulaire et plus spécialement de l'île d'Efate est particulièrement judicieux: les terrasses de calcaire corallien, qui peuvent atteindre jusqu'à 400 m d'altitude, ont enregistré toutes les anomalies de la tectonique verticale.

Une étude de photo interprétation par traitement d'images (Fig.2) (Bouche, 1985) met en évidence un système de failles très complexe qui confirme la surrection par compartiments de l'île d'Efate.

Méthodes d'étude

Les terrasses soulevées sont étudiées et notées d'après les cartes topographiques au 1/50 000 e (IGN) et les photos aériennes au 1/25 000 e.

Sur le terrain, les coraux échantillonnés sont choisis en position de croissance sur les terrasses calcaires représentant, nous l'avons vu plus haut, les hauts paléo-niveaux marins. Les mesures d'altitude sont effectuées sur les crêtes externes de ces terrasses. Celles-ci ne sont pas toujours très bien définies à cause des éboulements, de l'érosion et de la végétation abondante qui masquent le tout. Des failles entament ces paléo-terrasses qui prennent des inclinaisons et des orientations variées au cours des soulèvements résultant des différentes manifestations tectoniques.

Au laboratoire, les coraux fossiles récoltés qui en

principe ne devraient pas contenir de calcite visible à l'oeil nu (le choix se fait sur le terrain), sont soumis aux rayons X. Cette analyse permet de déduire le taux de calcite contenu dans l'échantillon; celle-ci est une conséquence de la diagenèse et peut s'accompagner d'une perte d'uranium qui fausse le résultat de la datation (une marge de quelques pour cent de calcite est tolérée).

Méthode de datation: Cette étude est basée sur la croissance de l'activité de l'ionium (^{230}Th) radio-génique dans le squelette d'aragonite des coraux, résultat de la désintégration de l' ^{238}U . La composition chimique du squelette des coraux reflète celle de l'eau de mer, relativement riche en uranium, très pauvre en ionium (et donc une activité en ionium, à l'origine, en déficit). Le principe de l'analyse isotopique par spectrométrie alpha de l'uranium et du ionium est bien connue; elle nécessite une séparation et une purification poussée des espèces chimiques, basée sur la coprecipitation, la fixation sur résine échangeuse d'ions et l'extraction dans des solvants organiques. Chaque espèce est électro-déposée sur disques d'acier inoxydables polis. Les échantillons sont comptés jusqu'à ce que le nombre de coups obtenus permette d'obtenir une précision (statistique de comptage) de l'ordre de 2-3% sur la concentration de chaque isotope.

Le calcul des taux de surrection est obtenu en partant de l'âge des échantillons et du soulèvement de la terrasse à laquelle ils appartiennent. Ce dernier est calculé en additionnant l'altitude de la terrasse mesurée sur le terrain, et la hauteur de sa formation par rapport au zéro actuel. Les taux de surrection sont une moyenne, définie sur un laps de temps très long, car les séismes, à l'origine des soulèvements, se manifestent par à coups, brefs et parfois violents comme en 1965 (Jouannic et al., 1982; Taylor et al., 1980, 1987).

Les terrasses calcaires soulevées pleistocènes d'Efaté

L'île d'Efaté est d'origine volcanique (Ash et al., 1978; Carney et al., 1985) mais est recouverte

actuellement de terrasses calcaires récifales qui s'échelonnent en gradins jusqu'au centre de l'île vers 400 m d'altitude. Seuls quelques témoins de basaltes et de tufs sont encore visible au centre et au nord. Deux failles majeures encadrent un fossé d'effondrement comblé par des alluvions et séparant l'île en deux aires géographiques distinctes (Fig.3).

A l'est, la topographie est peu marquée et les terrasses pléistocènes fondues dans le paysage ne sont pas évidentes.

A l'ouest, le relief est escarpé, essentiellement constitué de corniches calcaires récifales qui montent jusqu'au sommet de l'île. Celles-ci, d'âge pléistocène, ont fait l'objet de quelques travaux précédents résumés dans le Tableau 1.

La première terrasse, juste au dessus du platier actuel, est généralement Holocène et a déjà été étudiée par endroits (Kaplin et al., 1975; Neef et Veeh, 1977; Bloom et al., 1978; Jouannic et al., 1982). On la retrouve sur le pourtour de l'île d'Efaté aussi bien l'ouest qu'à l'est.

Les paléo-niveaux marins définis par Bloom et al. (1974) et qui ont servis depuis de référence, se retrouvent ici dans notre étude mais à des altitudes variables, soulignant ainsi le soulèvement de l'île par secteurs et non uniforme en valeur du taux de surrection. Les résultats sont réunis dans les Tableaux 2-5.

L'étude porte sur 35 datations réparties sur quatre régions distinctes de l'île d'Efaté et deux de l'île Moso, l'ensemble faisant géographiquement partie de la même unité.

Région nord-ouest

L'île Moso

Cette île, très proche du nord-ouest d'Efaté, est peu habitée et recouverte d'une forêt dense. Un chemin la traverse dans sa largeur, partant de Sounaï en descendant graduellement le long d'un

Fig.2. Photo interprétation de la côte ouest d'Efaté (d'après Bouche, 1985).

Fig.2. Photo interpretation of the west coast of Efaté (after Bouche, 1985).

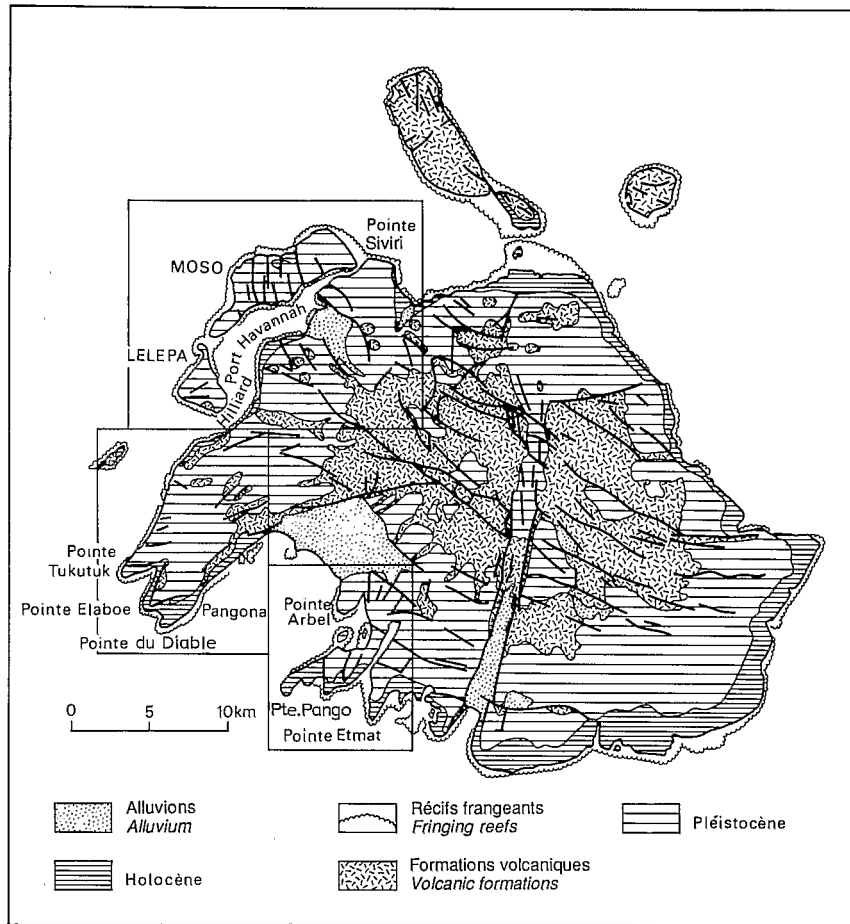


Fig.3. Carte géologique simplifiée d'Efata et des îles voisines (d'après Ash et al., 1978).

Fig.3. Simplified geological map of Efata and offshore islands (after Ash et al., 1978).

accident tectonique du sommet jusqu'à la mer (Fig.4).

On repère trois escarpements de 30 m puis 20 m et enfin 10 m d'altitude datés respectivement de 138 000 ans, 119 700 ans, 108 500 ans et 117 400 ans (Tableau 2).

Ces âges sont très proches et malgré des différences d'altitude, il s'agit probablement de la même terrasse. A priori ces âges peuvent être rattachés au paléo-niveau marin de 125 000 ans (Bloom et al., 1974) et l'île Moso se serait soulevée en moyenne de 0,2 mm/an. Ce taux est relativement peu élevé, l'altitude de l'île étant d'ailleurs faible.

Nous disposons également de deux autres data-

tions provenant d'échantillons récoltés sur des corniches bien marquées du nord de l'île (Fig.4), MSA2 et MSB2, situés à la même altitude de 50 m et donnant 153 300 ans et 144 200 ans. N'ayant aucun autre point de comparaison géomorphologique sur cette partie de l'île, il est difficile d'attribuer cette terrasse à un haut niveau marin connu dans la région, uniquement basé sur la valeur absolue des âges; par exemple 130 000–140 000 ans reconnu localement par différents auteurs (Bloom et al., 1974; Chappell et Veeh, 1978b; Aharon et al., 1980; Bender et al., 1979), ou 125 000 ans (Jouannic et al., 1982). Dans ce dernier cas, le taux de surrection moyen serait de 0,3 mm/an.

TABLEAU 1

Datations antérieures réalisées sur l'île d'Efaté.

No.	Localisations	Âges (ka)	Alt. Ech. (m)	Alt. Terr. (m)	Correct. Niv. mer (m)	Auteurs	Observations et types de datations
17-1	Mt. Erskine	76±5	27	55-65	+13	Bloom et al. (1978)	U/Th
EY-1		92±5	60	55-65	+13		
E AK 1		86±4		55-65	+13		
EX-2		130±7	81	85-95	+15		
EX-4		114±6	81	85-95	+15	Bloom et al. (1978)	
17-5		124±7	130	110-130	-6		
EL-1		131±11	127	110-130	-6		
EL-3		141±8	120	110-130	-6		
ET-2		141±8	105	110-130	-6	Neef et Veeh (1977)	
17-7		192±20	177	180			
Efaté X	118±7	100			Kaplín et al. (1975)	Estimation	
Efaté 235	120±7	72					
X?		800		400		Neef et Veeh (1977)	U/Th
Efaté 180	Mt Malafao	81±4	55			Kaplín et al. (1975)	Estimation
X?		450		225		Neef et Veeh (1977)	U/Th
Efaté 330	Passe Helliard	134±8	100			Kaplín et al. (1975)	Estimation
EH-5	Pte. Tukutuk	68±3		18	+28	Neef et Veeh (1977)	U/Th
MGU 172	NE Ebao	30-35	15			Jouannic et al. (1982)	U/Th
MGU 173	NE Pang-Pang	50-60	29	29-35		Kaplín et al. (1975)	Datation corrigée, calcite importante
							Calcite importante

Le plateau de Malafao

Cette région, située au nord-ouest de l'île d'Efaté, forme une certaine unité avec des terrasses que l'on peut suivre de la Pointe Bluff jusqu'à la Pointe Siviri et en avant de la dépression alluvionnaire de Wara Kapa dans la Baie de Palao. Ces terrasses forment un paysage en gradins allant jusqu'au point culminant à 225 m. On remarque aussi un certain replat plus large formant une prairie, vers 50 m d'altitude au nord et jusqu'à 80-100 m au sud (Fig.4).

En suivant la terrasse de 20 m de hauteur, nous disposons de quelques échantillons dont les datations sont en concordance et donnent respectivement (Tableau 2): EWA1 daté trois fois à 76 900 ans (un peu faible) puis 108 300 ans et 101 000 ans; EMA1 à 108 300 ans et EMB1 à 122 200 ans (un peu élevé en valeur).

Des auteurs signalent dans cette région une terrasse de 29-35 m datée de 60 000 ans, mais qui n'a pas été retrouvée sur le terrain (Kaplín et al., 1975).

A une altitude plus élevée, un petit escarpement calcaire donne un corail (ESA3) daté de 121 000 ans puis vers 100 m. EWA3, autre échantillon, révèle avec deux essais de datations un âge de 122 000 ans et 133 500 ans soit une moyenne regroupée autour de 125 000 ans, donc au même âge sensiblement que ESA3 (déjà vu plus haut).

Surplombant la terrasse de 20 m vers la côte en face de Sounäi, une corniche de 80 m d'altitude donne deux échantillons (ERA1 et ERB1 datés chacun deux fois) avec les âges de 192 100 ans et 180 000 ans puis 185 200 ans et 128 000 ans. Ce dernier âge semble aberrant par rapport aux autres mais pourrait néanmoins être pris en considération. Nous disposons en effet, de trois points datés sensiblement du même âge soit 125 000 ans sur ce plateau limité par la route d'un côté et par la corniche de 80 m de l'autre. Celui-ci descend en pente douce du sud (80-100 m d'altitude) vers le nord (50 m d'altitude) jusqu'au village de Siviri (Fig.4) formant ainsi une unité géomorphologique. D'un autre côté, un jeu de failles de direction N-S et NO-SE non visible dans le paysage mais révélé

TABLEAU 2

Datations U/Th. Efaté nord-ouest et l'île Moso

Ech.	Alt. (m)	Ray. X	^{238}U ($\mu\text{g/g}$)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	^{234}U (dpm/g)	^{230}Th (dpm/g)	Ages
<i>Pointe Siviri</i>							
ESA.2	20	100	3,21	1,07	2,56	1,60	106 300 \pm 15 500
ESA.2	20	—	2,70	1,14	2,28	1,47	108 000 \pm 8500
ESA.3	30	100	2,68	1,09	2,18	1,49	121 000 \pm 12 500
<i>Laknasoua</i>							
ELA.1	10	96	2,99	1,18	2,62	0,45	20 500 \pm 2 500
ELA.1	10	—	2,56	1,15	2,20	0,26	12 600 \pm 1 000
<i>Wara Kapa et plateau de Malafao</i>							
EWA.1	20	100	2,71	1,10	2,22	1,36	76 900 \pm 4 600
EWA.1	20	—	2,98	1,10	2,44	1,54	108 300 \pm 3 500
EWA.1	20	—	2,71	1,10	2,22	1,36	101 000 \pm 13 000
EWA.3	100	100	3,38	1,08	2,71	1,83	122 000 \pm 11 000
EWA.3	100	—	3,13	1,11	2,59	1,87	133 500 \pm 10 000
EWA.4	160	95	2,92	1,05	2,28	2,16	300 000 \pm 43 000
EWA.5	190	96	3,02	1,08	2,42	2,41	300 000
EWB.5	190	98	2,10	1,02	1,64	1,48	256 000
<i>Malafao</i>							
ERA.1	80	100	3,25	1,06	2,55	2,12	192 100 \pm 18 800
ERA.1	80	—	2,63	1,12	2,19	1,82	180 000 \pm 36 000
ERB.1	80	100	3,17	1,06	2,56	2,10	185 200 \pm 20 000
ERB.1	80	—	2,61	1,07	2,08	1,55	128 000 \pm 7 700
<i>Source Meten Pointe Bluff</i>							
EMA.1	15	100	2,86	1,14	2,43	1,57	108 300 \pm 14 500
EMB.1	20	100	3,00	1,12	2,49	1,69	122 200 \pm 7 000
EMA.2	5	100	3,16	1,08	2,54	0,20	9 100 \pm 2 000
EMA.2	5	—	2,77	1,07	2,20	0,17	8 700 \pm 2 000
<i>Ile Moso (centre)</i>							
MOA.1	30	95	2,66	1,10	2,17	1,57	138 200 \pm 9 500
MOB.1	30	95	3,10	1,14	2,63	1,76	119 700 \pm 11 000
MOA.2	20	94	2,41	1,20	2,14	1,36	108 500 \pm 7 500
MOA.3	10	95	2,72	1,16	2,35	1,56	117 400 \pm 10 000
<i>Ile Moso (nord)</i>							
MSA.2	50	99	3,19	1,12	2,65	2,01	153 300 \pm 8 000
MSB.2	50	98	3,02	1,05	2,37	1,74	144 200 \pm 11 000

TABLEAU 3

Datations U/Th. Efaté ouest

Ech.	Alt. (m)	Ray. X	^{238}U ($\mu\text{g/g}$)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	^{234}U (dpm/g)	^{230}Th (dpm/g)	Ages
<i>Mt. Erskine</i>							
EKA.1	250	97	2,66	1,03	2,03	1,91	300 000
EKA.3	120	100	3,13	1,07	2,48	1,90	157 400 \pm 11 000
EKB.3	120	100	2,88	1,10	2,36	1,93	175 200 \pm 10 500
EKA.4	100	98	3,18	1,12	2,65	1,82	121 600 \pm 12 500
EKB.4	100	100	3,30	1,10	2,71	1,89	125 000 \pm 16 000
EKB.5	80	100	2,30	1,09	1,87	1,19	106 400 \pm 6 000
EKA.6	10	100	2,82	1,17	2,44	0,23	10 500 \pm 5 000
<i>Passe Helliard</i>							
EHA.2	30	98	3,47	1,14	2,93	1,85	108 100 \pm 5 000

TABLEAU 4

Datations U/Th. Efaté sud-ouest

Ech.	Alt. (m)	Ray. X	^{238}U ($\mu\text{g/g}$)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	^{234}U (dpm/g)	^{230}Th (dpm/g)	Âges
<i>Pointe Tukutuk</i>							
ETA.3	70	100	2,55	1,10		1,17	86 700 \pm 5 000
ETA.3	70	—	2,59	1,11	2,14	1,22	91 600 \pm 6 500
ETA.4	100	99	3,14	1,15	2,68	1,84	126 100 \pm 9 000
ETA.4	100	—	3,17	1,09	2,58	1,78	124 000 \pm 12 500
ETA.5	110	92	2,63	1,09	2,13	1,48	128 100 \pm 8 000
ETB.5	110	91	2,83	1,13	2,38	1,51	109 200 \pm 6 000
<i>Baie de Tukutuk et Pointe Elaboe</i>							
ETD.1	80	100	3,11	1,13	2,62	1,77	118 000 \pm 9 000
ETE.1	80	96	2,32	1,16	2,00	1,26	103 500 \pm 5 000
<i>Pangona (Pointe du Diable)</i>							
EPA.1	70	99	2,53	1,08	2,03	1,33	112 000 \pm 8 000

TABLEAU 5

Datations U/Th. Efaté sud (région de Port-Vila)

Ech.	Alt. (m)	Ray. X	^{238}U ($\mu\text{g/g}$)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	^{234}U (dpm/g)	^{230}Th (dpm/g)	Âges
<i>Pointe Arbel</i>							
EAA.3	10	100	2,60	1,13	2,19	0,68	39 200 \pm 2 400
EAB.3	15	97	2,84	1,15	2,43	1,28	80 900 \pm 5 500
EAB.3	15	—	2,58	1,21	2,32	1,30	89 400 \pm 3 000
EAA.4	25	100	3,60	1,17	3,19	2,13	123 800 \pm 10 000

par des études de traitement d'images et photo interprétation (Bouche, 1985), isole un compartiment de terrain où se retrouvent nos deux échantillons ERA1 et ERB1. Peut-être faut-il voir là un mouvement tectonique très localisé. Ce plateau ne serait donc pas gauchi par un soulèvement différentiel mais cassé en plusieurs plate-formes réunies et soudées entre elles par des sédiments, produits de l'érosion.

En montant en altitude jusqu'au sommet de Malafao, une série de terrasses sont recouvertes par la végétation tropicale et touffue de cette région; leur définition n'est pas évidente. Nous disposons de trois échantillons (EWA4, EWA5 et EWB5) récoltés à 160 et 190 m et donnant les âges de 300 000 ans, 300 000 ans et 256 000 ans. Il s'agit là d'un (ou plusieurs?) niveau plus ancien que les précédents. Nous sommes ici à la limite de la méthode de datations l'U/Th et ces valeurs signifient des âges supérieurs à 200 000 ans, valeurs

qu'il est difficile de rapporter à des paléo-niveaux marins précis puisque des oscillations du niveau de la mer sont connues entre 200 000 et 300 000 ans (en particulier à la Barbade (Bender et al., 1979)), mais Matthews (1978) critique la méthode utilisée (l'hélium) et émet certaines réserves quant aux âges trop jeunes trouvés par cette méthode.

En récapitulant (cf. Fig. 5) nous pouvons considérer que la première terrasse de 20 m avec des âges autour de 100 000 ans nous autorise à la rattacher au paléo-niveau marin connu de 103 000 ans, le taux de surrection serait alors de 0,3 mm/an. La terrasse suivante, bien que variable en altitude, serait logiquement, d'après les âges trouvés et d'après sa position géomorphologique, celle de 125 000 ans avec des taux de moyens de soulèvement de 0,4 mm/an au nord et 0,8 mm/an au sud.

Une certaine disparité et un éventail de valeurs apparaissent dans les résultats. Ceci est dû à de nombreux paramètres juxtaposés, tels qu'oscilla-

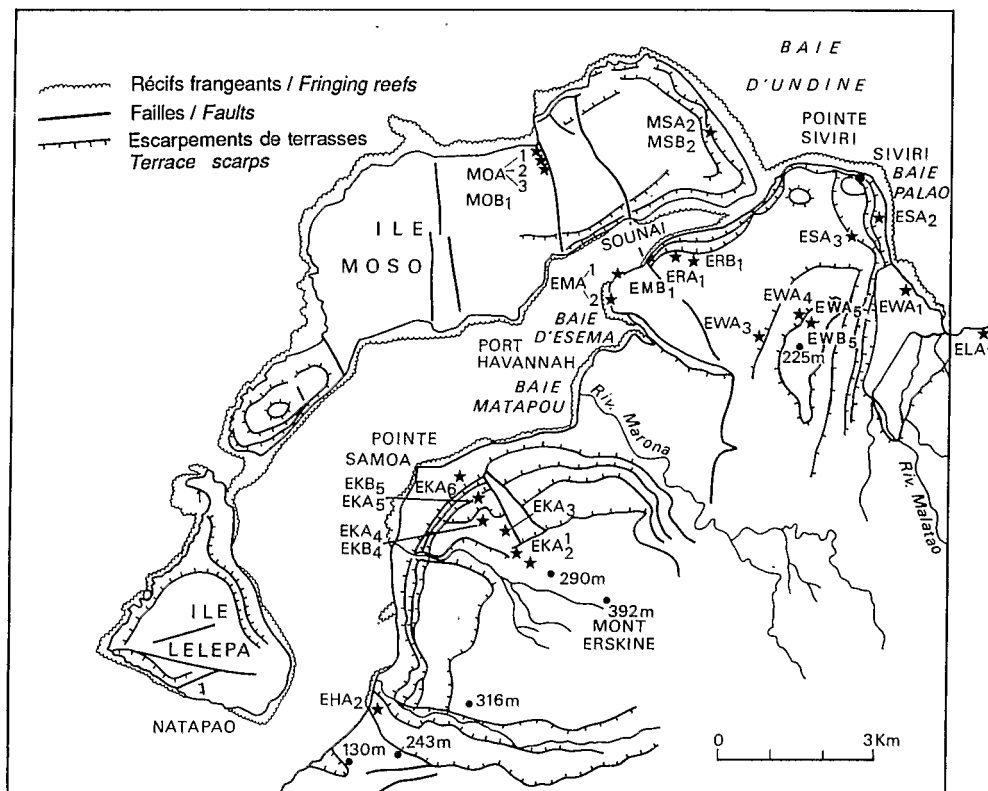


Fig.4. Régions nord-ouest et ouest. Terrasses et situation des échantillons.

Fig.4. Northwest and western areas. Terraces and sample locations.

tions climatiques provoquant des dédoublements de terrasses, érosion rapide sous climat tropical occultant les crêtes des terrasses et entraînant des éboulements qui rendent l'interprétation difficile sur le terrain.

Malgré ceci, une certaine cohérence subsiste et l'on retrouve les différentes terrasses grâce aux coraux récoltés. On note des soulèvements progressivement croissants de l'île Moso (0,2 mm/an) à la Pointe Siviri (0,4 mm/an) et au plateau de Malafao (0,6–0,8 mm/an). De toute évidence, cette région forme un ensemble qui évolue individuellement à cause du réseau de failles qui l'entoure. Pour information, deux séries d'échantillons (Tableau 2) collectées de la Pointe Bluff à 5 m d'altitude (EMA2) et l'autre à Laknassoua (ELA1) sont datés, chacun deux fois, respectivement de 8700 et 9100 ans ainsi que de 12 600 ans et 20 500 ans. Ce dernier a été prélevé dans une carrière à 10 m

d'altitude. Le taux de calcite relativement élevé dans les échantillons doit inciter à considérer ces âges avec réserves.

Région ouest

Le Mont Erskine et Port Havannah

C'est la région de l'île où l'on possède le plus grand nombre de datations provenant d'études antérieures, d'une part (Tableau 1) et de ce travail d'autre part (Tableau 2); sa facilité d'accès et des terrasses bien visibles en font une aire d'étude privilégiée (Kaplin et al., 1975; Neef et Veeh, 1977; Bloom et al., 1978; Jouannic et al., 1982).

On relève la présence de quatre terrasses principales d'âge pléistocène bien distinctes et d'autres moins bien individualisées. Au dessus de celles ci, le paysage monte en pente douce jusqu'au sommet,

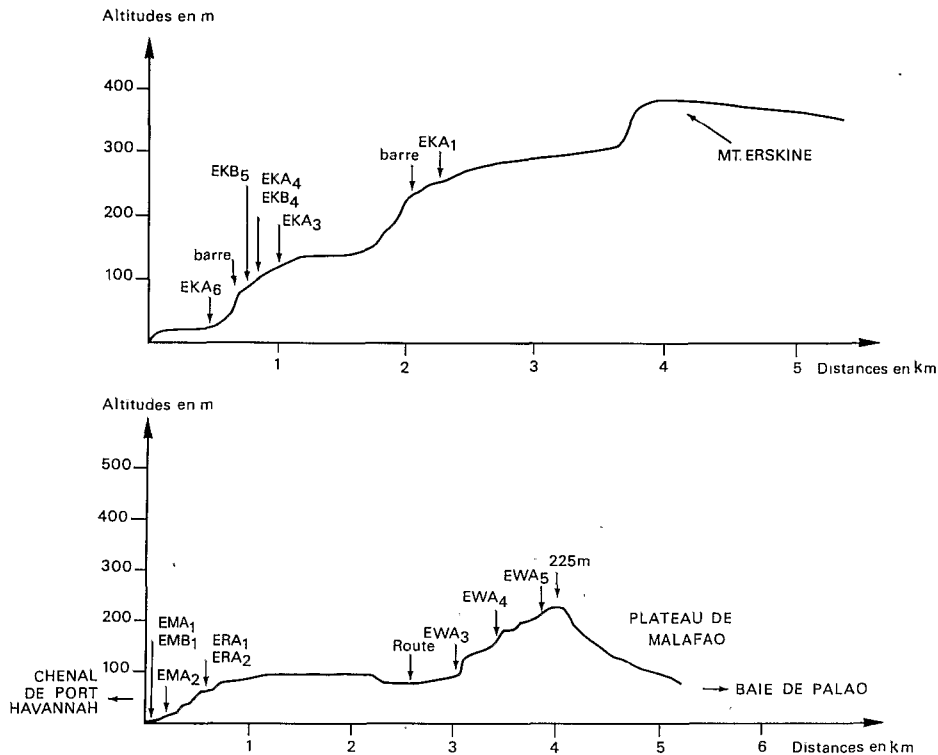


Fig.5. Situation des échantillons sur les terrasses du Mont Erskine et du plateau de Malafao.

Fig.5. Sample locations on the terraces of Mount Erskine and Malafao plateau.

montrant des éboulis éparpillés de vieilles terrasses dans lesquelles il est difficile de retrouver des coraux en position de croissance et qui n'aient pas subi une importante diagenèse.

Nous disposons ici de sept datations (Tableau 3), échelonnées du niveau de la mer (Pointe Samoa) jusqu'à la plus haute terrasse formant un escarpement calcaire important.

A 10 m, une terrasse probablement holocène, nous fournit une date de 10 500 ans (EKA6).

Nettement plus élevée, une vieille terrasse (80 m) donne un âge de 106 400 ans (EKB5). La même terrasse été datée par Bloom et al. (1978) de 114 000–130 000 ans et se rattache au paléo-niveau marin de 103 000 ans.

Une terrasse intermédiaire, de 55–65 m d'altitude, dont nous n'avons pas d'échantillon, a été assimilée à l'ancien haut niveau marin de 82 000 ans par ces mêmes auteurs qui publient des âges de 76 000 ans, 86 000 ans et 92 000 ans ainsi que par

Neef et Veeh (1977), avec un âge de 81 000 ans sur le même escarpement.

La terrasse suivante à 100 m d'altitude a été datée de 121 600–125 000 ans (EKA4 et EKB4) ainsi que par différents auteurs (Neef et Veeh, 1977; Bloom et al., 1978) qui trouvent des âges de 118 000 ans et de 124 000–141 000 ans (Tableau 3) avec des altitudes variant entre 100 et 130 m. Ces âges dispersés reflètent une relative complexité dans les niveaux marins de cette époque.

Le taux moyen de surrection est ici de 0,9–1 mm/an et donc plus élevé que dans le nord de l'île. La majorité des failles est orientée perpendiculairement aux terrasses (Bouche, 1985) ce qui explique les différences notables d'altitudes pour une même corniche.

Vers 120 m un escarpement a pu être daté grâce à deux coraux (EKA3 et EKB3) avec des âges respectifs de 157 000 et 175 200 ans. L'écart entre ces deux valeurs est recouvert par l'intervalle

d'erreur possible et elles peuvent donc être considérées comme étant cohérentes entre elles. Il peut s'agir, soit de coraux développés lors d'un bas stationnement de la mer et formant les vestiges d'une terrasse établie à une altitude voisine de celle de 125 000 ans, soit de coraux formés à une altitude supérieure mais remaniés ensuite avec la terrasse inférieure de l'époque, ce qui les situe à 110–130 m d'altitude.

Enfin la plus haute terrasse, mise en évidence à 250 m d'altitude, fournit un âge de 300 000 ans (EKA1). Il faut prendre cet âge avec réserve (limite de la méthode) et considérer ce haut niveau marin comme étant plus vieux que 125 000 ans sans pouvoir préciser exactement son âge. Les courbes de Bender et al. (1979), qui se réfèrent à la Barbade, montrent un "petit haut niveau marin" vers 170 000 ans puis une série d'oscillations du niveau de la mer entre 200 000 et 300 000 ans, quoique Matthews (1978) émette certaines réserves sur la méthode de datation et sur ces courbes comme il a déjà été dit plus haut.

Il n'en reste pas moins que les paléo-niveaux marins les plus connus sont ici bien représentés par une série de terrasses (Fig.5) en gradins et en arc de cercle, formant le môle du Mont Erskine et de la Pointe Samoa qui avancent dans la mer.

Région sud-ouest

Tukutuk et la Pointe du Diable

Un escarpement borde la côte sud-ouest, de la Pointe Tukutuk au Cap Raraow et au delà (Fig.6). Cette dernière est formée de terrasses qui montent en escalier jusqu'au plateau de Mentobou. Il en est de même de la Pointe Elaboe proche. Par contre, la Pointe du Diable est composée d'une cocoteriaie sur terrain plat et de marécages, ainsi les terrasses apparaissent plus loin, dans la Baie de Mélé ou vers Elaboe (EPA1).

Toutes les terrasses anciennes (pléistocènes) sont représentées (Bouche, 1985), mais sur le terrain la continuité de celles-ci n'est pas évidente: les affleurements sont dispersés et l'identification souvent impossible. Ceci est dû au réseau de failles particulièrement serré et présentant des orientations diverses.

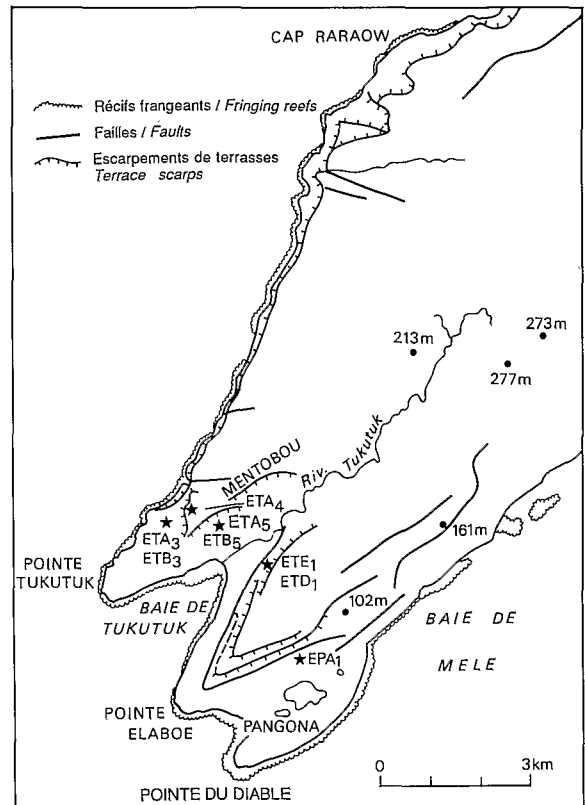


Fig.6. Région sud-ouest. Terrasses et situation des échantillons.

Fig.6. Southwestern area. Terraces and sample locations.

(1) Du cap de la Pointe Tukutuk jusqu'au plateau de Mentobou, on distingue un niveau à 50 m dédoublé mais dont nous n'avons pas pu obtenir d'échantillons. Vers 70 m un escarpement calcaire nous donne une datation de 86 700 ans et une autre de 91 600 ans (ETA3, daté deux fois) (Tableau 4). Plus vers le nord, à 100 m d'altitude, une nouvelle terrasse nous a fourni deux âges, de 126 100 ans et 124 000 ans (ETA4, daté deux fois). Enfin, à la base d'une terrasse coupée par une fracture, laissant entre les deux ensembles assez d'espace pour former un véritable canyon, nous avons récolté deux échantillons qui donnent les âges de 128 100 ans et 129 200 (ETA5 et ETB5) à une altitude de 110 m (Fig.7).

A tous ces âges, nous pouvons ajouter celui de 68 000 ans à 18 m publié par Jouannic et al. (1982) (Tableau 1) et qu'il attribue implicitement à la terrasse de 60 000 ans (Bloom et al., 1978).

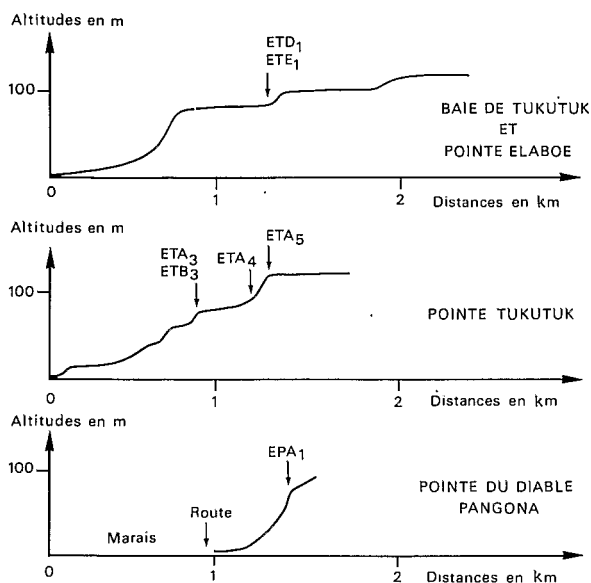


Fig.7. Situation des échantillons sur les terrasses de Tukutuk et de la Pointe du Diable.

Fig.7. Sample locations on the terraces of Tukutuk and of Devil's Point.

D'après les datations que nous possédons, la première terrasse serait a priori, celle du haut niveau marin de 83 000 ans, et la plus élevée apparaît comme étant celle de 125 000 ans. Entre les deux, le niveau à 103 000 ans n'a pu être retrouvé.

(2) Le cap de la Pointe Elaboe montre également le même type de terrasses dont une seule a été mise en évidence; il s'agit de trois datations provenant de coraux collectés à 80 m d'altitude, soit ETD1 et ETE1 donnant les âges de 118 000 ans et 103 500 ans et à 70 m, EPA1, sur le site de Pangona, âgé de 112 000 ans (Fig.7, Tableau 4).

De nombreux escarpements calcaires existent (Bouche, 1985) mais les vestiges sont dispersés et trop peu représentatifs pour être assimilés à des terrasses.

On peut penser, au vu des âges trouvés, que ETD1 et ETE1 appartiennent au paléo-niveau marin de 103 000 ans; mais nous n'avons aucune confirmation géomorphologique, ni aucun autre échantillon sur des terrasses supérieures qui pourraient confirmer cette hypothèse. Si celle-ci se révèle juste, le taux moyen de surrection de cette

région serait alors de 0,8 mm/an ce qui est en accord avec celui déjà trouvé ici (Jouannic et al., 1982). Dans le cas d'une terrasse de 125 000 ans le même taux serait de 0,6 mm/an.

Région sud.

Pointe d'Arbel

Cette presqu'île, proche de Port-Vila, est séparée du reste de l'île par un jeu de failles (Ash et al., 1978; Bouche, 1985).

Au-dessus de la plateforme littorale récifale d'âge Holocène (1920 ± 70 ans) (Datation par J. Ch. Fontes, Université Paris-sud, Orsay), on distingue quelques vestiges de terrasses à 10-15 m puis 25 m et enfin 50 m d'altitude, cette dernière n'ayant pu être datée faute d'échantillons (Fig.8).

A 10 m, un corail prélevé sur cet escarpement (EAA3) (Tableau 5) nous donne un âge de 39 200 ans. Il s'agit probablement du haut niveau marin de 40 000 ans qui à cette époque se trouvait à

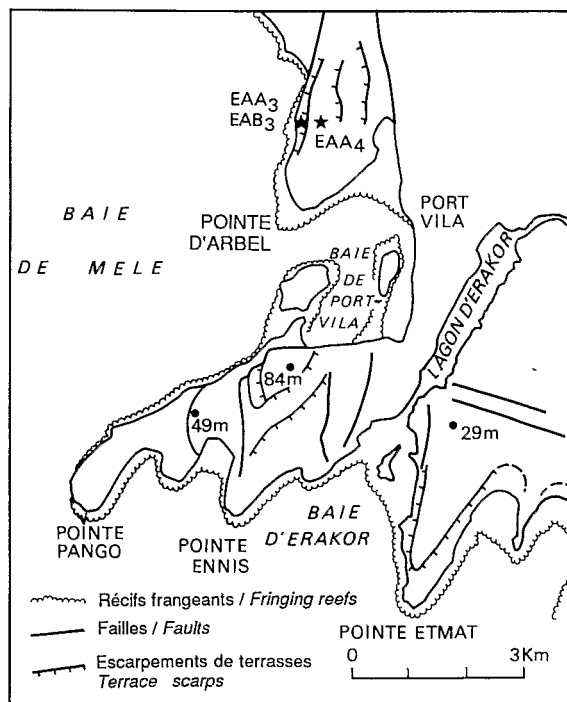


Fig.8. Région sud. Terrasses et situation des échantillons.

Fig.8. Southern area. Terraces and sample locations.

-38 m (Bloom et al., 1974; Chappell et Veeh, 1978a) et qui actuellement, au taux moyen de soulèvement calculé, devrait se trouver, peu au-dessus du niveau de la mer actuelle.

Par contre, vers 15 m d'altitude, EAB3 (daté deux fois), nous apporte les valeurs de 80 900 ans et 89 400 ans, soit des âges proches du haut niveau marin de 83 000 ans, ce qui traduit un taux de surrection très bas (vers 0,3 mm/an).

Il pourrait sembler anormal que le soulèvement soit relativement lent puis devienne rapide à partir de 40 000 ans (+1 mm/an). Mais les soulèvements se produisent ainsi qu'il a été déjà dit, non pas progressivement, mais lors de mouvements tectoniques majeurs et brusques comme en témoignent les failles recoupant les terrasses, et l'on peut concevoir qu'entre deux périodes, il peut y avoir eu des taux moyens de surrection très différents.

A 25 m d'altitude, un autre vestige de terrasse (EAA4) est daté de 123 800 ans. Il concerne probablement le paléo-niveau marin de 125 000 ans qui était à cette époque à +6 m au-dessus du niveau actuel (Bloom et al., 1974); le taux de soulèvement serait également de 0,3 mm/an.

Depuis une époque récente, la Baie de Port-Vila, comprise entre la presqu'île de la Pointe d'Arbel et la route du front de mer, connaît un soulèvement qui gêne et rend actuellement impossible le trafic maritime à marée basse.

Les taux de surrection

L'île d'Efaté évoluant tectoniquement par compartiments, il est donc logique de comparer les altitudes en fonction des âges dans chacun d'entre eux. On obtient ainsi l'évolution suivante:

Le nord-ouest d'Efaté et l'île Moso (Fig.9) présentent des points regroupés en nuages, indiquant des variations dans la croissance des coraux ou des oscillations du niveau de la mer de l'époque ainsi que des taux de soulèvements différents (échantillons à la même altitude mais ayant des âges différents). Par contre, la série de terrasses partant de la Pointe Bluff jusqu'au plateau de Malafao (culminant à 225 m) présente des valeurs de datations qui s'alignent sur une droite, sauf pour une donnée aberrante (EWA3) située à l'extérieur de la courbe. L'échantillon de Lakna-

soua (ELA1) est également sujet à caution comme nous l'avons dit plus haut.

Les valeurs obtenues sur le Mont Erskine (Fig.10) forment une unité et tous les points sont en alignement. Seul l'échantillon EHA2 est à l'écart; mais effectivement, cette terrasse est coupée de l'ensemble Mont Erskine par le fossé du creek Ai, et, si géographiquement elle en est proche, elle en est par contre géologiquement séparée. Les terrasses s'échelonnent entre 20 et 260 m.

La région de Tukutuk est représentée sur le graphique (Fig.11) par un regroupement de points traduisant une similitude en altitude et en âges des terrasses, pourtant éloignées géographiquement. En rapprochant ces trois types de courbes sur un même graphique, en une synthèse de toutes les valeurs (Fig.12), on obtient trois séries de points s'alignant sur trois droites sensiblement parallèles, celles de Tukutuk et du Mont Erskine étant très proches l'une de l'autre, celle du plateau de Malafao étant plus éloignée. En effet, à âge égal, la région du nord-ouest (île Moso et Malafao), est environ 80 m plus bas que les régions ouest et sud-ouest. Le compartiment nord-ouest est donc âgé d'environ 80 000 ans à l'altitude zéro et le passage de 10 000 à 100 000 ans se fait entre 10 et 20 m d'altitude (Fig.9). Cet effondrement ou plus vraisemblablement absence de soulèvement de 80 m par rapport au reste de l'île se serait donc produit entre 100 000 et 10 000 ans.

Les résultats de la région de Port-Vila (région sud) sont trop peu nombreux et non représentatifs pour être inclus dans les graphiques, la Pointe d'Arbel présentant un relief peu élevé.

Malgré quelques disparités toujours présentes sur l'ensemble de l'île d'Efaté, celle-ci s'ordonne en différents compartiments qui se soulèvent des vitesses différentes les uns par rapport aux autres.

Discussion

Les différents auteurs s'accordent sur les hauts niveaux marins existants entre 140 000 ans et l'actuel, avec quelques différences locales. Shackleton et Opdyke (1973) estiment les positions de ces hauts niveaux marins à 120 000 ans et 80 000 ans en se basant sur les travaux de Broecker et al. (1968) à la Barbade et à 50 000 ans d'après Veeh

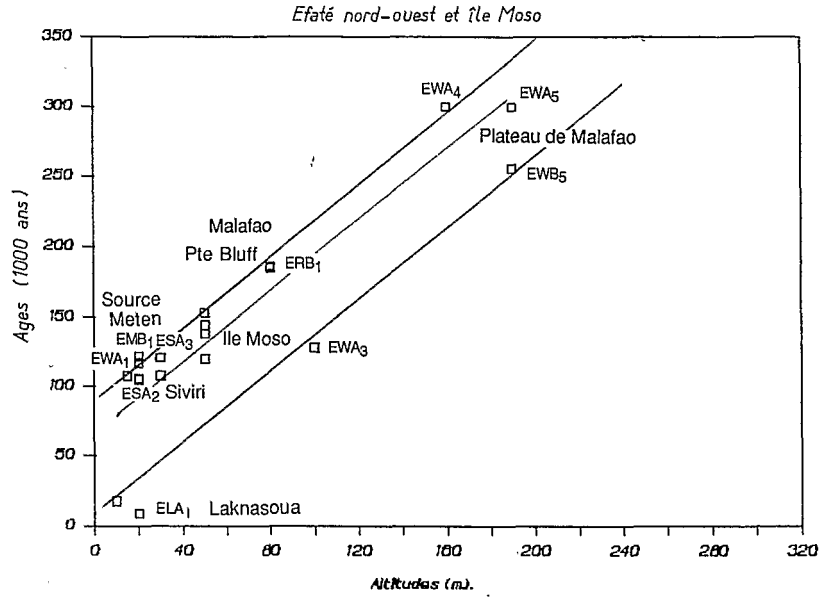


Fig.9. Courbe de l'évolution des âges en fonction de l'altitude sur Efaté ouest.

Fig.9. Graph of reef age as a function of altitude on western Efaté.

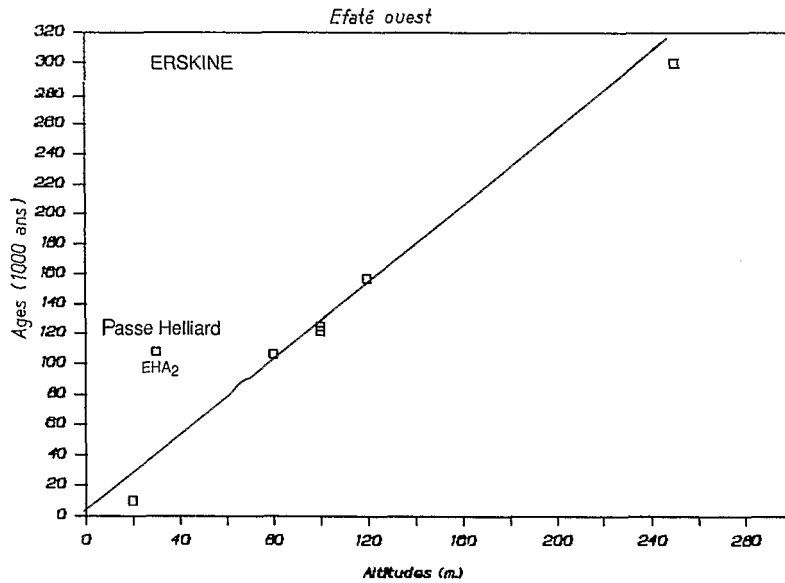


Fig.10. Courbe de l'évolution des âges en fonction de l'altitude sur Efaté nord-ouest et l'île Moso.

Fig.10. Graph of reef age as a function of altitude on northwestern Efaté and Moso.

et Chappell (1970) et Shackleton (1971) en Nouvelle-Guinée.

Stearns (1976, 1984) citant de nombreuses études, pense que le niveau 134 000 ans de

Nouvelle-Guinée serait celui de 125 000 ans aux Bermudes et à la Barbade, puis l'équivalent de 120 000 ans en Nouvelle-Guinée, passerait à 105 000 ans à la Barbade. Mais pour cet auteur, la

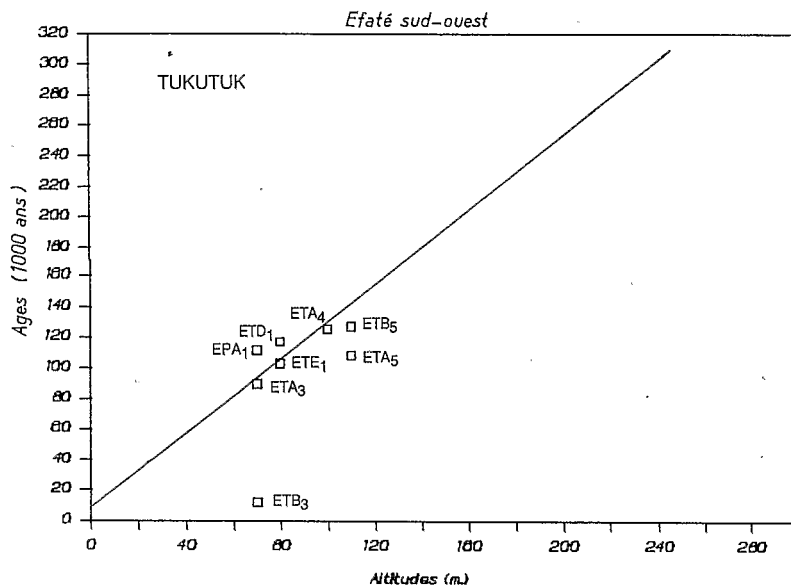


Fig.11. Courbe de l'évolution des âges en fonction de l'altitude sur Efaté sud-ouest.

Fig.11. Graph of reef age as a function of altitude on southwestern Efaté.

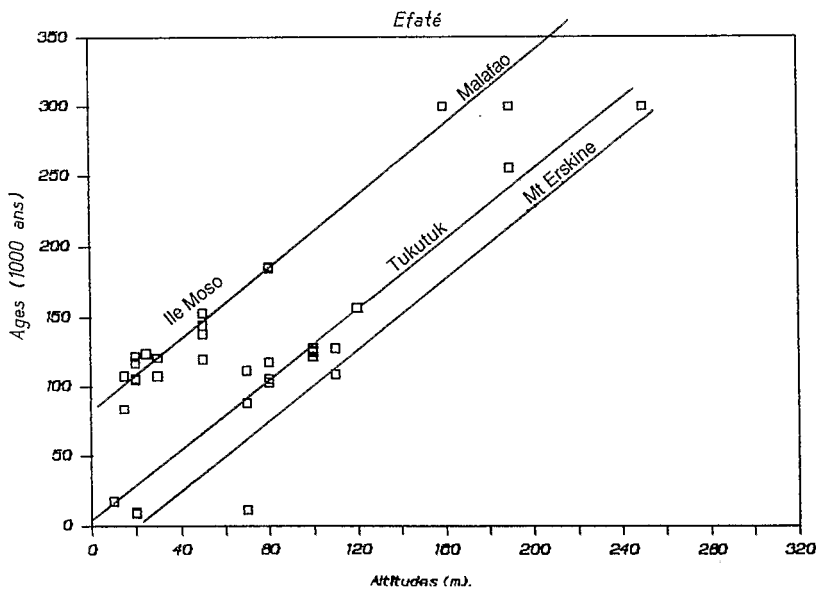


Fig.12. Courbe de l'évolution des âges en fonction de l'altitude sur l'ensemble de l'île d'Efaté.

Fig.12. Graph of reef age as a function of altitude, whole of Efaté.

différence serait le résultat de l'imprécision de la méthode U/Th, et le choix entre 120 000 et 105 000 ans doit se faire finalement sur le terrain, du point de vue géomorphologique.

Hollin (1980) estime que les hauts niveaux marins de 125 000 ans et 95 000 ans seraient dûs à des brusques élévations catastrophiques de la mer ("surges"), phénomène accompagnant la fonte des banquises.

De même pour Aharon et al. (1980), la plupart des hauts niveaux marins seraient dédoublés, le deuxième pic ayant pour origine ce phénomène, mais la précision de la méthode de datation U/Th est inférieure à l'intervalle entre deux pics (Stearns, 1984).

Nous avons reporté l'ensemble des résultats sur un diagramme de fréquence (Fig.13). En dehors de quelques âges inférieurs à 50 000 ans, on observe surtout un pic important entre 100 000 et 200 000 ans et un autre moins bien défini entre 160 000 et 200 000 ans. Dans ce domaine, l'imprécision de la limite supérieure est le résultat de l'incertitude sur les âges qui croît rapidement au delà de 150 000 ans. Si l'on regarde de plus près, on remarque la présence de plusieurs pics, à 80 000, 105 000 et 120 000 ans sur le pic principal et d'un autre, séparé des précédents, à 140 000 ans. La résolution de ces pics est obscurcie, d'un côté par l'erreur sur la datation, mais aussi d'un autre côté par les contaminations ou pertes que peuvent subir certains squelettes coralliens. On retrouve dans ce diagramme de fréquence les principaux stades du niveau de la mer définis par divers auteurs.

Si la position en altitude du niveau de 125 000 ans à +6 m environ fait l'unanimité, par contre les niveaux à 80 000 et 100 000 ans sont placés entre -20 m et 0 m dans toutes ces études: par exemple -13 et -15 m par Bloom et al. (1974) mais voisin du 0 m actuel à la Barbade et en Nouvelle-Guinée par Stearns (1976).

Pour illustrer et résumer la variation des taux de surrection sur l'île d'Efate (Fig.14), nous avons repris les courbes de Bloom et al. (1974) qui se vérifient ici. Nous avons en effet retrouvé et daté les trois pics représentant les paléo-niveaux marins entre 75 000 ans et 125 000 ans et peut être un quatrième pic vers 140 000 ans (mais nous ne pouvons l'affirmer faute de preuves géomorphologiques). Vers 60 000 ans une terrasse a été décrite par Jouannic et al. (1982).

Dans ce graphique, les hauteurs en ordonnées situent les altitudes des échantillons récoltés et des hauts niveaux marins (selon Bloom et al., 1974); les âges en abscisses fixent les pics des niveaux marins et positionnent les coraux datés.

Trois régions sont représentées avec quelques âges qui se regroupent à proximité des pics de la

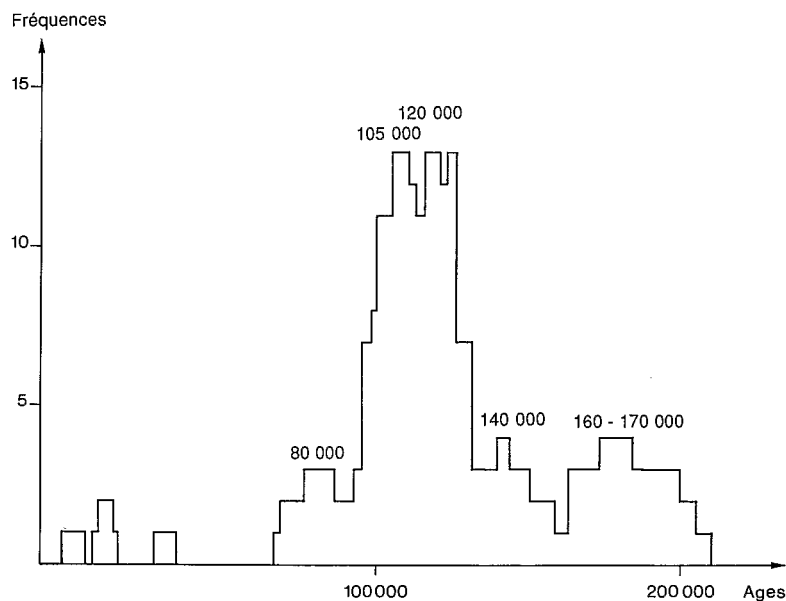


Fig.13. Diagramme de fréquence d'après les âges obtenus par datations sur les échantillons récoltés sur l'île d'Efate.

Fig.13. Frequency diagram based on age data from samples collected on Efate.

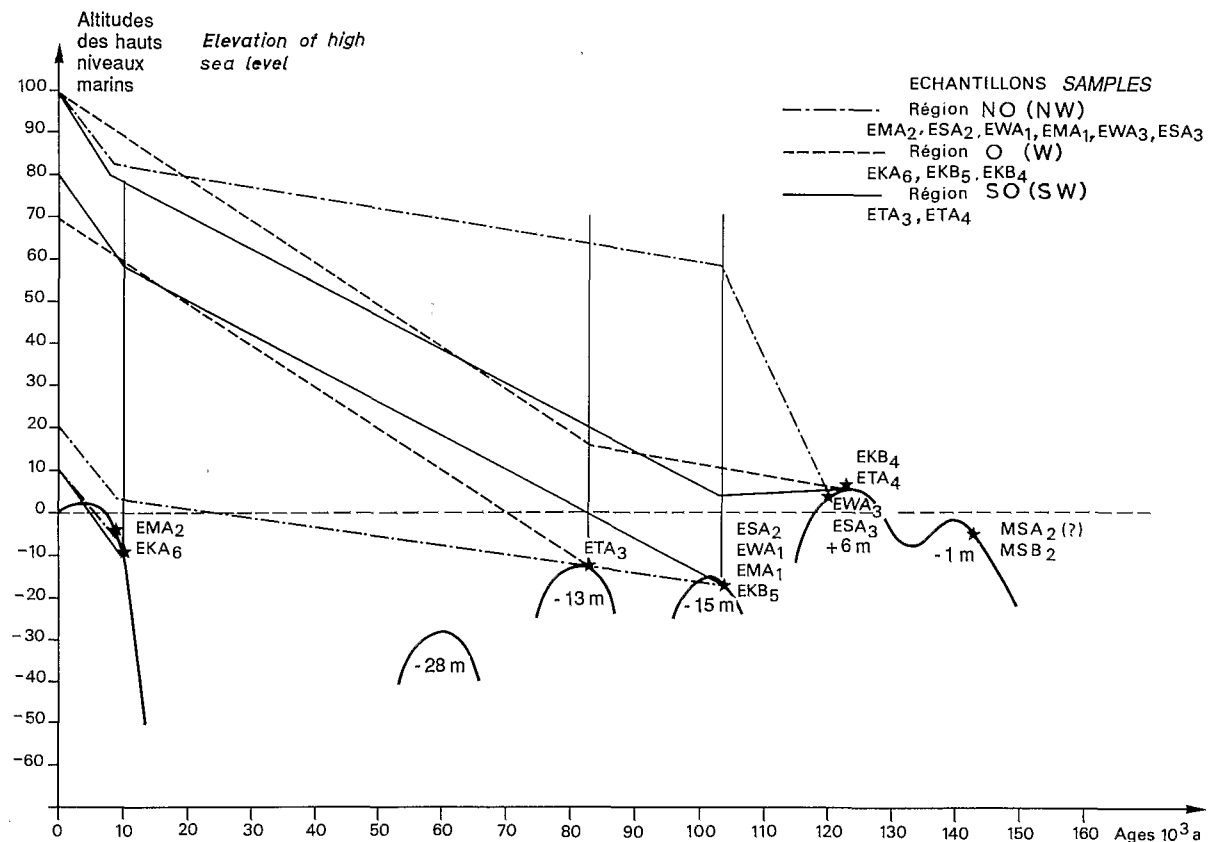


Fig.14. Courbes de variations du niveau de la mer sur la Péninsule Huon (Nouvelle-Guinée) (d'après Bloom et al., 1974).

Fig.14. Graphs of the variations in sea level on the Huon Peninsula (New Guinea) (after Bloom et al., 1974).

courbe. Par exemple, pour la région nord-ouest, EMA₂ s'est soulevé de sa position d'origine sur la courbe jusqu' 10 m d'altitude, puis ESA₂ est monté jusqu' 20 m et enfin ESA₃ à 100 m. Ce système de représentation permet de mettre en évidence les taux de soulèvement entre chaque niveau marin et donc de subdiviser la période de temps entre 125 000 ans et l'Actuel.

On peut constater que les pentes de ces droites sont variées. L'île d'Efaté accuse une vitesse de soulèvement relativement rapide jusqu' 103 000 ans puis lente jusqu' à 10 000 ans et enfin rapide jusqu' l'Actuel (mais il peut s'agir d'un événement tectonique ponctuel et récent).

Conclusions

Les soulèvements se produisent sous la pression de la plaque tectonique indo-australienne qui

s'enfonce à raison de 12 cm/an (Dubois et al., 1977) sous la plaque pacifique supportant l'arc des Nouvelles-Hébrides. Cette surrection qui se manifeste par des à coups brusques lors de manifestations tectoniques majeures, n'est donc pas un phénomène lent et étalé dans le temps comme les laissent supposer les calculs et les raisonnements sur les taux de surrection. Les calculs sur les contraintes et les pressions qui engendrent ces soulèvements sortent du cadre de cette étude. Notre représentation est donc purement théorique mais elle montre que l'île d'Efaté a subi des soulèvements variables dans l'espace et dans le temps. Si le nord de l'île s'est soulevé lentement, de 0,2–0,6 mm/an, le centre-ouest et le sud accusent des vitesses plus rapides, 0,8–1 mm/an. Il faut cependant rappeler que ces taux moyens varient encore entre chaque étape que sont les hauts niveaux marins. L'imprécision inhérente à la

méthode U/Th par spectrographie, jointe à une certaine difficulté d'appréhender sur le terrain la situation réelle des échantillons prélevés, font que des datations isolées ont peu de sens, ce qui été souvent dit. Nous pouvons tenter d'échapper à cette critique mais il faudrait sans doute multiplier les analyses de façon à pouvoir leur appliquer un traitement statistique sérieux. On se heurte alors aux possibilités de prélèvements sur des terrains difficiles mais aussi au faible rendement d'une technique longue et délicate.

Remerciements

Cette recherche a été réalisée dans le cadre d'une convention entre l'ORSTOM (Nouméa) et le Laboratoire de Géologie et Géochimie de l'Université de Nice et financée par les deux organismes. Les auteurs tiennent à remercier R. Campillo, chef de la mission ORSTOM au Vanuatu, ainsi que S. MacFarlane chef du Geological Survey qui nous ont assuré les moyens logistiques nécessaires, la famille Laurent pour son accueil et Jean-Louis Laurent (ORSTOM) qui par sa connaissance du terrain, des us et coutumes et des langues locales, nous a permis de mener cette étude dans les meilleures conditions. Les auteurs remercient également les correcteurs anonymes qui ont aidé à la mise en forme du manuscrit ainsi que F. Baltzer et Prof. B.H. Purser pour leur contribution à la révision de la partie anglaise de la publication.

Bibliographie

- Aharon, P., Chappell, J. et Compston, W., 1980. Stable isotope and sea-level data from New Guinea supports Antarctic ice-surge theory of ages. *Nature*, 283: 649-651.
- Ash, R.P., Carney, J.N. et MacFarlane, A., 1978. Geology of Efate and offshore island. *Reg. Rep. Geol. Surv. New Hebrides*, 49 pp.
- Bender, M.L., Fairbanks, R.G., Taylor, F.W., Matthews, R.K., Goddard, J.G. et Broecker, W.S., 1979. Uranium-series dating of the Pleistocene reef tracts of Barbados, West Indies. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90: 577-594.
- Bloom, A.L. (Compilateur), 1977. Atlas of Sea-Level Curves. *Int. Geol. Correl. Programme Proj. 61 (Sea-level Proj.)*.
- Bloom, A.L., Broecker, W.S., Chappell, J.M.A., Matthews, R.K. et Mesoellea, K.J., 1974. Quaternary sea-level fluctuations on a tectonic coast: new $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates from the Huon peninsula, New Guinea. *Quat. Res.*, 4: 185-205.
- Bloom, A.L., Jouannic, C. et Taylor, F.W., 1978. Preliminary radiometric ages from the uplifted Quaternary coral reefs of Efate, New Hebrides. *Reg. Rep. Geol. Surv. New Hebrides*, pp.47-49.
- Bouche, A., 1985. Néotectonique d'Efate. Photo-interprétation; Traitements d'images. Univ. Nice, Rapp. DEA Géol. Géochim. Techn. Av., 44 pp.
- Broecker, W.S. et Van Donk, J., 1970. Insolation changes, ice volumes, and the ^{18}O record in deep-sea cores. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 8 (1): 169-198.
- Broecker, W.S., Thurber, D.L., Goddard, J., Ku, T.L., Matthews, R.K. et Mesoellea, K.J., 1968. Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments. *Science*, 159: 297-300.
- Carney, J.N., MacFarlane, A. et Mallick, D.I.J., 1985. The Vanuatu Island Arc: an outline of the stratigraphy, structure, and petrology. En: A.E.M. Nairn, F.G. Stehli et S. Uyeda (Rédacteurs), *The Oceans and Margins*. Plenum, New York, Vol. 7A, pp.683-718.
- Chappell, J., 1974. Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85: 553-570.
- Chappell, J. et Veeh, H.H., 1978a. $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ age support of an interstadial sea-level of -40 m at 30,000 yr B.P. *Nature*, 276: 602-603.
- Chappell, J. et Veeh, H.H., 1978b. Late Quaternary tectonic movements and sea-level changes at Timor and Atauro Island. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89: 356-368.
- Collot, J.Y., Daniel, J. et Burne, R.V., 1985. Recent tectonics associated with the subduction/collision of the d'Entrecasteaux zone in the central New Hebrides. *Tectonophysics*, 112: 325-356.
- Dubois, J., Launay, J., Recy, J. et Marshall, J., 1977. New Hebrides trench: subduction rate from associated lithospheric bulge. *Can. J. Earth Sci.*, 14: 250-255.
- Gaven, C., Bernat, M., Jouannic, C. et Taylor, F.W., 1980. Mouvements verticaux des Nouvelles Hébrides pendant les derniers 120 000 ans. Datations des coraux par la méthode Io-U. *C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. D*, 290: 175-178.
- Guicher, A., 1974. Coral reefs of the New Hebrides, Melanesia, with special references to open-sea, not fringing, reefs. *Proc. Int. Coral Reef Symp.*, 2nd (Univ. Queensland, Brisbane), Vol.2, pp.523-535.
- Hollin, J.T., 1980. Climate and sea-level in isotope stage 5: an East Antarctic ice surge at about 95,000 B.P.? *Nature*, 283: 629-633.
- Isacks, B.L., Cardwell, R.K., Chatelain, J.L., Baranzangi, M.N., Marthelot, J.M., Chinn, D. et Louat, R., 1981. Seismicity and tectonics of the central New Hebrides Island Arc. En: *Earthquake Prediction*. *Am. Geophys. Union M. Ewing Ser.*, 4: 93-116.
- Jouannic, C., Taylor, F.W., Bloom, A.L. et Bernat, M., 1980. Late Quaternary uplift from emerged reef terraces of Santo and Malekula islands, central New Hebrides island arc. *UN ESCAP, CCOP/SOPAC Tech. Bull.*, 3: 91-108.
- Jouannic, C., Taylor, F.W. et Bloom, A.L., 1982. Sur la surrection et la déformation d'un arc jeune: l'arc des Nouvelles-Hébrides. *Trav. Doc. ORSTOM*, 147: 223-246.
- Kaplin, P.A., Leontev, O.K. et Orlov, A.E., 1975. Coastal form of Efate island. En: *Insular Shelves of the Tropical Ocean*. *Acad. Sci., Moscow*, pp.159-165 (en russe).

- Kern, J.P., 1977. Origin and history of upper Pleistocene marine terraces, San Diego, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 1553-1566.
- Labeyrie, J., Lalou, C. et Delibrias, G., 1967. Etude des transgressions marines sur un atoll du Pacifique par les méthodes du carbone-14 et du rapport uranium -234/Thorium-230. En: *Radioactive Dating and Methods of Low Level Counting Int. At. Energy Agency, Vienna*, p.3.
- Lalou, C., Labeyrie, J. et Delibrias, G., 1966. Datation des calcaires coralliens de l'atoll de Mururoa (archipel des Tuamotu) de l'époque actuelle jusqu'à 500 000 ans. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 263: 1946-1949.
- Lalou, C., Duplessy, J.C. et Nguyen Huu Van, 1971. Données géochronologiques actuelles les niveaux des mers et la paléoclimatologie de l'interglaciaire Riss-Würm. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 13(5): 447-462.
- Lecolle, J. et Bernat, M., 1985. Histoire de la surrection de l'île d'Efaté (Vanuatu) au cours du Quaternaire récent. Datation de terrasses soulevées par la méthode U/Th. *Proc. Int. Coral Reef Congr.*, 5th (Tahiti), Vol.3, pp.179-184.
- Mallick, D.I.J., 1975. Development of the New Hebrides archipelago. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. B.*, 272: 277-285.
- Marshall, J.F. et Launay, J., 1977. Uplift rates of the Loyalty Islands as determined by U/Th dating of raised coral terraces. *Quat. Res.*, 9: 186-192.
- Matthews, R.K., 1978. Comments concerning deep sea $\delta^{18}\text{O}$ ice volume curve and Barbados highstands. *US-IGCP Glacial Correl. Proj. (Unpubl.)*
- Mesolella, K.J., Matthews, R.K., Broecker, W.S. et Thurber, D.L., 1969. The astronomical theory of climatic changes: Barbados data. *J. Geol.*, 77: 250-274.
- Mitchell, A.H.G., 1969. Raised reef-capped terraces and Pliocene sea-level changes, North Malekula, New Hebrides. *J. Geol.*, 77: 56-67.
- Mitchell, A.H.G. et Warden, A.J., 1971. Geological evolution of the New Hebrides island arc. *J. Geol. Soc. London*, 127: 501-529.
- Neef, G. et Veeh, H.H., 1977. Uranium series ages and late Quaternary uplift in the New Hebrides. *Nature*, 269: 682-683.
- Obelianne, J.M., 1959. Contribution à la connaissance géologique de l'archipel des Nouvelles-Hébrides (Iles Vaté, Pentecôte, Maewo, Santo). *Sci. Terre, Nancy*, 6(1961): 139-368.
- Pascal, G., Isacks, B., Barazangi, M. et Dubois, J., 1978. Precise relocations of earthquakes and seismotectonics of the New Hebrides Island Arc. *J. Geophys. Res.*, 83: 4957-4973.
- Shackleton, N.J., 1971. New Guinea reef complex, III. En: *The Phanerozoic Time-Scale—a Supplement. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 5: 106-107.
- Shackleton, N.J. et Matthews, R.K., 1977. Oxygen isotope stratigraphy of late Pleistocene coral terrace in Barbados. *Nature*, 268: 618-619.
- Shackleton, N.J. et Opdyke, N.D., 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volume on a 10^5 year and 10^6 year scale. *Quat. Res.*, 3: 39-55.
- Stearns, C.E., 1976. Estimates of the position of sea-level between 140,000 and 75,000 years ago. *Quat. Res.*, 6: 445-449.
- Stearns, C.E., 1984. Uranium-series dating and the history of sea-level. En: *W.C. Mahaney (Rédacteur), Quaternary Dating Methods. Elsevier, Amsterdam*, pp.53-66.
- Steinen, R.P., Harrison, R.S. et Matthews, R.K., 1973. Eustatic low stand of sea-level between 125,000 and 105,000 B.P.: Evidence from the subsurface of Barbados, West Indies. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 63-70.
- Taylor, F.W., Isacks, B.L., Jouannic, C., Bloom, A.L. et Dubois, J., 1980. Coseismic and Quaternary vertical tectonic movements, Santo and Malekula island, New Hebrides island arc. *J. Geophys. Res.*, 85: 5367-5381.
- Taylor, F.W., Jouannic, C., Gilpin, L.M. et Bloom, A.L., 1981. Coral colonies as monitors of changes in relative level of the land and sea: applications to vertical tectonism. *Proc. Int. Coral Reef Symp.*, 4th (Mar. Sci. Cent., Univ. Philippines, Manila), Vol.2, pp.485-492.
- Taylor, F.W., Jouannic, C. et Bloom, A.L., 1985. Quaternary uplift history of the Torres Islands, Northern New Hebrides frontal arc: Comparison with Santo and Malekula Islands, Central New Hebrides frontal arc. *J. Geol.*, 93: 419-438.
- Taylor, F.W., Frohlich, C., Lecolle, J. et Strecker, M., 1987. Analysis of partially emergent corals and reef terraces in the central Vanuatu arc: comparison of contemporary coseismic and non-seismic with Quaternary vertical movements. *J. Geophys. Res.*, 92 (B6): 4905-4933.
- Veeh, H.H. et Chappell, J., 1970. Astronomical theory of climate change: Support from New Guinea. *J. Sci.*, 167: 862-864.