0012-9402/05/020297-14
DOI 10.1007/s00015-005-1155-8
Birkhäuser Verlag, Basel, 2005

Eclogae geol. Helv. 98 (2005) 297–310

Révision stratigraphique de l'Ile de Timor (Indonésie orientale)

MICHEL VILLENEUVE[1], JEAN-JACQUES CORNÉE[2], AGUS HARSOLUMAKSO[3], ROSSANA MARTINI[4] & LOUISETTE ZANINETTI[4]

Key words: Timor, Indonesia, Paleozoic, Mesozoic, Cainozoic, Neogene, stratigraphic scale
Mots clés: Timor, Indonésie, Paléozoique, Mésozoique, Cénozoique, Néogène, échelle stratigraphique

RESUME

De nombreuses échelles stratigraphiques de l'île de Timor ont vu le jour car les corrélations stratigraphiques étaient rendues difficiles par la complexité tectonique de l'île et par la variété des faciès. Dès les premiers travaux, plusieurs séries ont été distinguées, regroupées en trois unités litho-structurales principales: unité allochtone, sub-autochtone et autochtone.

Les données stratigraphiques et géodynamiques récentes montrent que l'île de Timor est en fait constituée par six unités litho-structurales, chacune témoignant d'un épisode majeur de l'histoire géologique de l'Ile. Cette histoire consiste d'abord à la séparation, au Jurassique, d'un bloc issu du continent de Gondwana (unité para-allochtone) qui est entré en collision avec l'arc volcanique asiatique à l'Oligo-Miocène (unités allochtone et sub-allochtone). Cet ensemble a ensuite été séparé de l'Asie lors de l'ouverture de la mer de Banda sud, au Miocène supérieur (unité sub-autochtone) pour finalement entrer en collision avec la marge nord australienne au cours du Pliocène moyen (plateforme australienne et groupe de Kolbano). Timor est depuis incorporée à la marge nord australienne (unité autochtone).

Ce travail présente les différentes échelles stratigraphiques de chaque nouvelle unité, des propositions de corrélations et une comparaison avec les îles voisines de Sumba et de Sulawesi pour aboutir à une proposition d'évolution géodynamique.

ABSTRACT

Since the past few decades, numerous stratigraphic scales have been proposed for Timor Island because of its strong tectonic complexity as well as its facies variability. From the first studies, several stratigraphic series have been distinguished that correspond to three major litho-structural units: allochthonous, sub-autochthonous and autochthonous units respectively.

Our recent stratigraphic and geodynamic data show that Timor Island comprises six units, each linked with one key episode of the geological history of the island. This evolution starts at the Jurassic time with the break-up of a block from the Gondwanan continent (para-allochthonous unit) and its successive collision with the Asiatic volcanic arc during the Oligo-Miocene (allochthonous and sub-autochthonous units). Then, by the Late Miocene, this assemblage of blocks separates from the Asia continent during the South Banda Sea opening (sub-autochthonous unit) and finally collides with the North Australian margin during the Middle Pliocene (Australian platform and Kolbano Group). Since then, Timor Island is a part of the Australian northern margin (autochthonous unit).

This works presents the various stratigraphic scales of each unit as well as some propositions for their correlation. The nearby Sumba and Sulawesi Islands are also compared in order to develop a new model for the geodynamic evolution of Timor.

Introduction

Bien que Timor soit une des îles parmi les plus étudié de l'archipel indonésien, elle demeure mal connue du fait se sa complexité structurale et de l'absence de synthèse générale. Sa position, le long de l'arc de Banda, face à l'Australie, la désignait comme un «prisme d'accrétion» ou un édifice résultant de la collision entre le continent australien et l'arc de Banda, à l'instar de Taiwan, ou de la Papouasie-Nouvelle-Guinée (Chi Yue Huang et al. 2000). Cependant, la présence de terrain allochtone dont la provenance asiatique était possible (Hailé et al. 1979) a fait naître des doutes sur le modèle simpliste d'une collision arc/continent. Dès le début du siècle les chercheurs ont reconnu la structure en nappes et ont différencié des unités allochtones, para-autochtones et autochtones. Mais au lieu de clarifier la situation, le nombre important de travaux n'a fait que compliquer le problème aussi bien sur le plan structural que stratigraphique. Les subdivisions stratigraphiques ont augmenté au lieu de se simplifier. Elles n'ont cessé de varier d'un auteur à l'autre. Cela est probablement du au fait qu'elles étaient le plus souvent basées sur des similitudes de faciès et non sur la connaissance approfondie des nappes et des phases tectoniques qui ont structuré l'île. Nos recherches sur la structure de Timor ainsi que sur son contexte géodynamique, per-

[1] UMR CNRS 6019, Centre de Sédimentologie et Paléontologie, Université de Provence, case 67, 13331 Marseille Cedex 03, France.
[2] UMR 5125 - PEPS, Université Claude Bernard, 11–43 bd du 11 novembre, Bt Géode, 69622 Villeurbanne Cedex, France.
[3] Department of Geology, Institute of Technology Bandung (ITB), Jalan Ganesha,10, Bandung, 40132, Indonesia.
[4] Université de Genève, Département Géologie-Paléontologie, 13, rue des Maraîchers, 1211 Genève 4, Suisse.

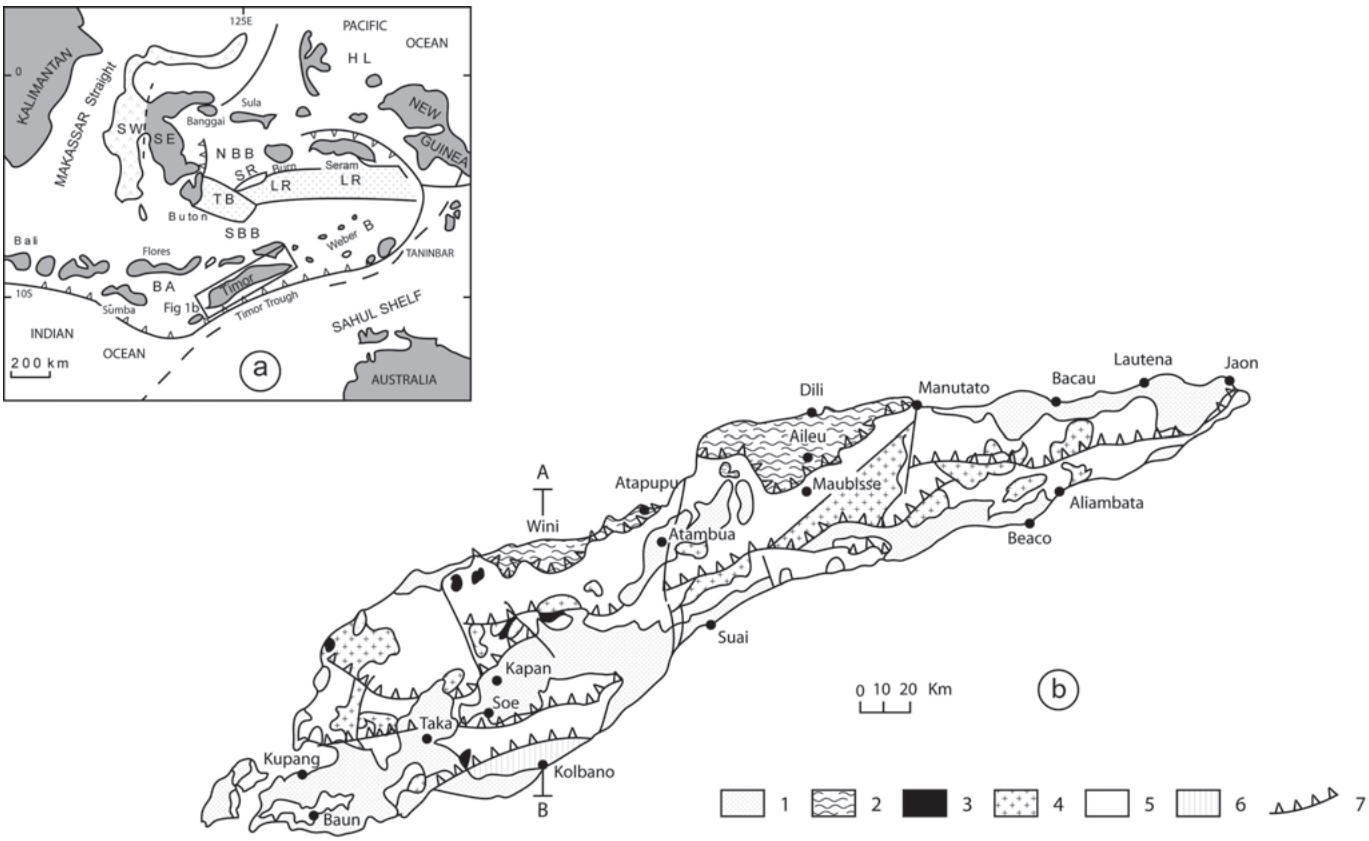

Fig. 1. Localisation de Timor en Indonésie orientale et schéma géologique.
1 unité autochtone, 2 unité sub-autochtone, 3 partie supérieure de l'unité allochtone (groupe G5), 4 partie inférieure de l'unité allochtone (groupe G4), 5 unité para-allochtone, 6 unité para-autochtone, 7 chevauchement.

Fig. 1. location of Timor and geological scheme.
1 autochthon unit, 2 sub-autochthon unit, 3 Upper part of the allochthon unit, 4 Lower part of the allochthon unit, 5 Para-allochtone unit, 6 Para-autochthon unit, 7 thrust.

mettent de distinguer 6 unités structurales au lieu de 3. La redistribution des différentes formations dans chacune des 6 unités entraîne inévitablement une révision de la Stratigraphie.

Travaux Anterieurs

L'île de Timor a été étudiée depuis le début du XXe° siècle à cause de sa position géodynamique dans l'arc de Banda et de ses affinités stratigraphiques avec la marge australienne. Du début au milieu du XXe° siècle, les études ont été conduites par les géologues néerlandais: Molengraaff (1912, 1915), Wanner (1913), De Roever (1940), Tappenbeck (1940), Van West (1941), De Waard (1955), Osberger (1954) et Marks (1961). Ces auteurs ont proposé un modèle «en nappes» (overthrust) pour expliquer la structure très complexe de cette île.

Gageonnet & Lemoine (1958) et Audley-Charles (1968) ont confirmé la structure pelliculaire de Timor en décrivant des massifs métamorphiques chevauchant un substratum sédimentaire. Audley-Charles (1968) a mis en évidence le «Bobonaro olistostrome». Fitch (1972) et Hamilton (1979) ont supposé que l'île était un vaste mélange tectonique mais Carter et al. (1976) et Barber et al. (1977) sont revenus au modèle «de superposition de nappes» sur la marge australienne.

Les géologues indonésiens du GRDC (Geological Research and Development Centre, Bandung) et de l'ITB (Institut Technologique de Bandung) ont levé la carte au 1/250 000 entre 1974 et 1995 (Rosidi et al. 1979, Bachri & Situmorang 1994). Dans le même temps des étudiants de la London University, ont choisi des sujets de thèse sur Timor Ouest comme Kenyon (1974), Earle (1981), Cook (1986), Charlton (1987), Harris (1989) et Barkham (1993).

Les géologues australiens de la Flinders University se sont intéressé à leur voisine dés 1974: Veevers et al. (1974), Chamalaun (1977), Grady & Berry (1977), Chamalaun & Grady (1978), Berry & Grady (1981), Berry & Jenner (1982). Puis des américains tels que Karig et al. (1987) se sont intéressé à l'aspect géodynamique en effectuant des recherches sur les marges Timoraises.

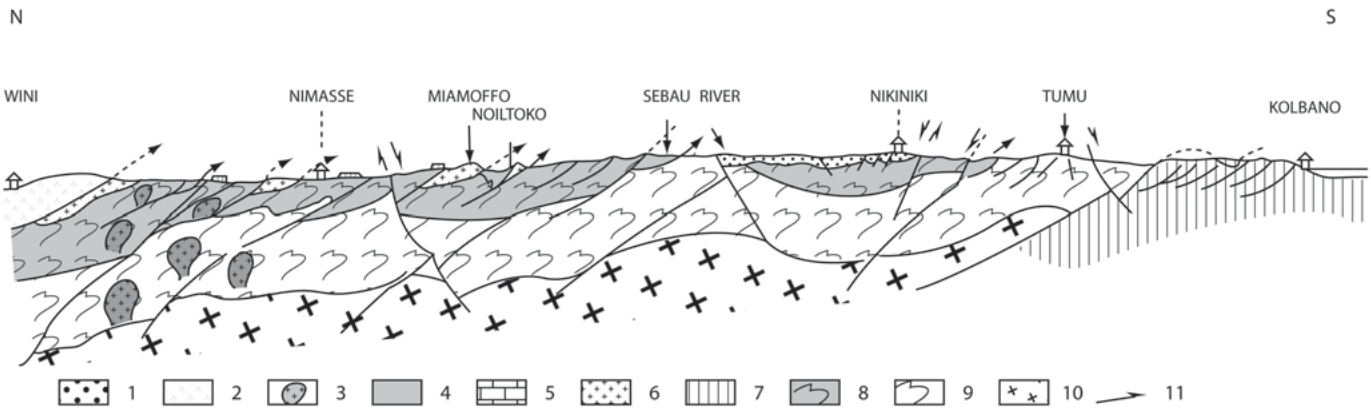

Fig. 2. Coupe géologique schématique de Timor
1 Formations du bassin central (Plio-Pleistocène), 2 complexe de Manamas (Miocène supérieur), 3 intrusions dioritiques (Miocène supérieur), 4 formation de Batu-Putih (Miocène supérieur/Pliocène inférieur), 5 formation de Cablac (Miocène inférieur), 6 unité allochtone (Jurassique à Eocène), 7 groupe de Kolbano (Permien ou Jurassique à Pliocène inférieur), 8 formation de Maubisse (Permien à Eocène), 9 formation de Kekneno-Tumu (Permien à Oligocène), 10 substratum, 11 chevauchements.

Fig 2. Geological cross section of Timor
1 Central basin formations (Plio-Pleistosen), 2 Manamas complex (Upper Miocene), 3 dioritic intrusions (Upper Miocene), 4 Batu-Putih formation (Upper Miocene/Lower Pliosèn), 5 Cablac formation (Lower Miocène), 6 Allochthon Unit (Jurassic to Eocène), 7 Kolbano group (Permian or Jurassic to lower Pliosen), 8 Maubisse formation (Permian to Eocene), 9 Kekneno-Tumu formation (Permian to Oligocen), 10 basement, 11-thrusts.

Les programmes indo-neerlandais (Snellius II) et franco-indonésiens (groupe Geobanda), ont effectué des recherches à terre et en mer, sur la partie orientale de l'Indonésie:(Van Marle 1989, Sopaheluwakan 1990, De Smet et al. 1990, Harsolumakso 1993 et Villeneuve et al. 1999). D'autres contributions importantes sont venues des compagnies pétrolières comme Amoseas Indonesia Inc. qui a effectué des recherches au Timor occidental entre 1990 et 1993 (Sawyer et al. 1993).

D'un point de vu structural, presque tous les auteurs admettent une succession de nappes s'empilant du Nord vers le sud, au-dessus d'un plan de subduction constitué par la marge australienne. Mais les divergences majeures sont liées au nombre de ces nappes et à l'appartenance de celles-ci soit à la marge australienne soit aux «Banda terranes exotiques». D'autres divergences viennent du fait que certains auteurs n'admettent qu'une seule phase de déformation variant d'un auteur à l'autre de l'Eocène terminal (Sopaheluwakan 1991) au Pliocène moyen (Crostella 1977), en passant par l'Oligocène (Tappenbeck 1940), le Miocène Inférieur (Gageonnet & Lemoine 1958), le Miocène moyen (De Waard 1955), le Miocène supérieur (Berry & Grady 1981) ou le Miocène supérieur à Pliocène (Charlton et al. 1991, Harris et al. 2000). D'autres encore comme Grunau (1953) et Villeneuve et al. (1999) distinguent nettement deux déformations principales: la première d'age l'Oligocène supérieur ou Aquitanien et l'autre d'âge Pliocène.

Il n'y a pas unanimité non plus quant à l'origine des différentes formations. Si la majorité des auteurs pensent qu'il s'agit de formations dérivées de la marge australienne ou de l'arc volcanique de Banda, nous pensons quant à nous, que ces formations ont des origines très diverses. Certaines (dont l'unité allochtone) sont certainement liées à l'arc volcanique de la marge asiatique. Pour Sopaheluwakan (1991), cette unité allochtone serait au contraire le témoin d'une ride océanique d'âge Jurassique obductée sur la marge australienne à la fin de l'Eocène. En ce qui concerne enfin le modèle géodynamique, le choix est aussi très vaste mais on peut le résumer à trois hypothèses:

- Le modèle «d'imbrication» proposé par Fitch (1974) et Hamilton (1979) qui compare Timor à un prisme d'accrétion induit par le fore-arc de Banda sur la marge australienne.
- Le modèle «en superposition de nappes» (overthrust) proposé par les géologues anglais (Carter et al. 1976, Barber et al. 1977, etc.) suivant le modèle suggéré par Wanner dès 1913.
- Le modèle du «rebond» (rebond modèle) proposé par Chamalaun & Grady (1978) pour expliquer les failles verticales de la zone NE de Timor où les juxtapositions d'unités sont dues à des failles verticales et non à des thrusts.

Toutes ces divergences ont eu, bien entendu, des répercutions sur les interprétations stratigraphiques proposées.

Structure

Le schéma géologique de la figure 1 montre les principaux ensembles géologiques généralement séparés par des contacts tectoniques (thrusts). Cette carte met en évidence les bassins post-tectoniques (unité autochtone) et la chaîne constituée de

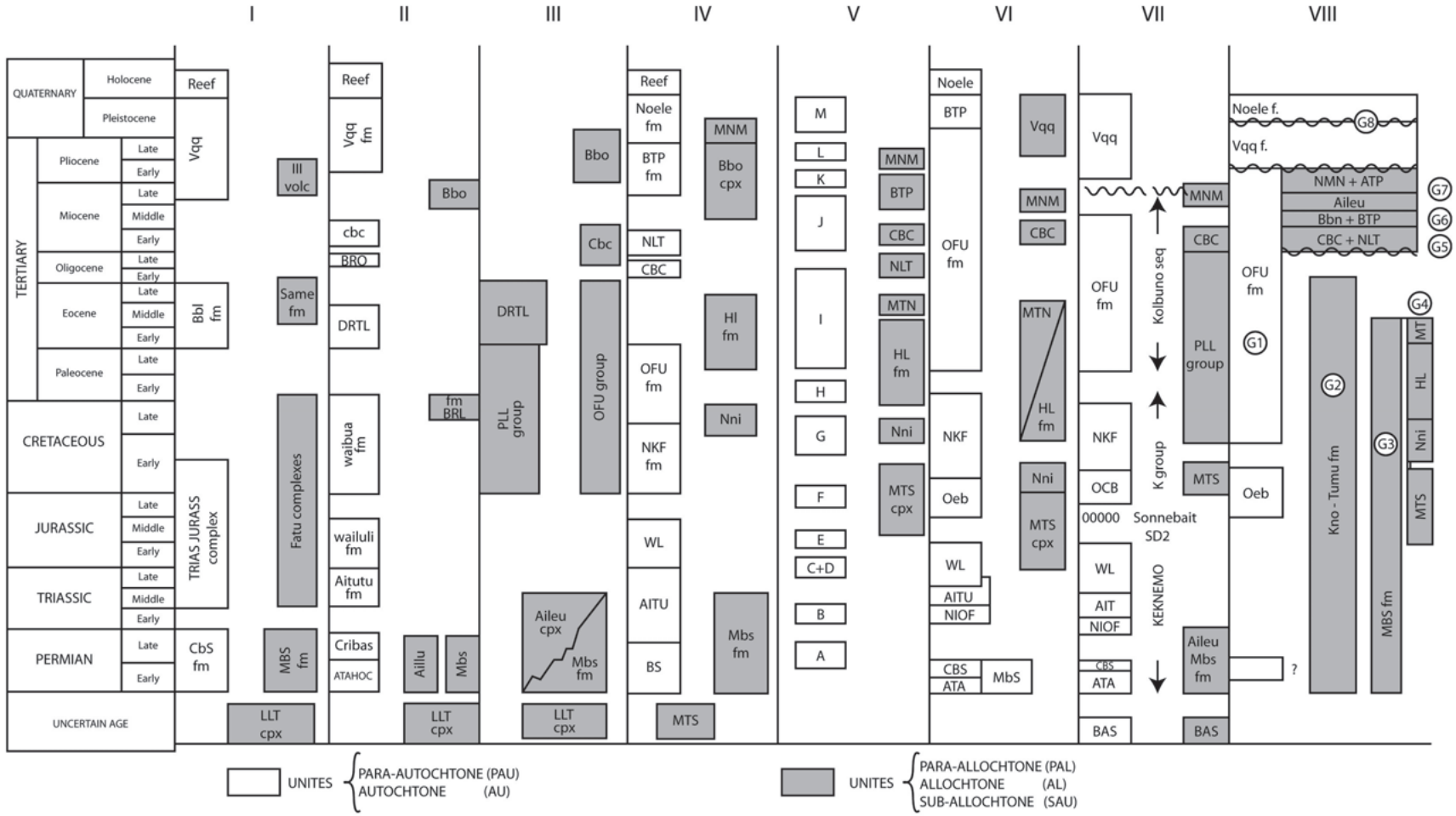

Fig. 3. Corrélations stratigraphiques entre différents auteurs.
Colonnes: **I** Gageonnet et Lemoine (1958), **II** Audley-Charles (1968), **III** Barber et al. (1977), **IV** Rosidi et al. (1979), **V** Harsolumakso (1993), **VI** Sawyer et al. (1993), **VII** Harris et al. (1998), **VIII** Villeneuve et al. (cet article).
PAU: Para-autochtone, **PAL**: para-allochtone, **AL**: allochtone, **SAU**: sub-autochtone, **UA**: autochtone,). **CbS**: formation Cribas, **ATA**: formation Atahoc, **LLT**: Lolotoi complexe, **Mbs**: formation Maubisse, **Bbl**: formation Bibileu, **Vqq**: formation Viqueque, **Brl**: formation Boralalo, **Bbn**: complexe Bobonaro, **DRTL**: formation Dartollu, **Pll**: formation Palelo, **Aileu cpx**: complexe Aileu, **Cbc**: formation Cablac, **Mts**: Complexe Mutis, **Bs**: formation Bisane, **Aitu**: formation Aitutu, **WL**: formation Wailuli, **Nkf**: formation Nakfunu, **Nlt**: formation Noiltoko, **Btp**: formation Batuputih, **MnM**: complexe de Manamas, **Nni**: formation Noni, **HL**: formation Haulasi, **Mt**: formation Metan, **Oeb**: formation Oebat, **Niof**: formation Niof, **Bas**: basement métamorphique, **Kno**: membre Kekneno, **Tumu**: membre Tumu, **Noele**: formation Noele.

Fig. 3. Stratigraphic correlations in Timor.
*Columns: **I** Gageonnet et Lemoine (1958), **II** Audley-Charles (1968), **III** Barber et al. (1977), **IV** Rosidi et al. (1979), **V** Harsolumakso (1993), **VI** Sawyer et al. (1993), **VII** Harris et al. (1998), **VIII** Villeneuve et al. (this paper). **PAU**: Para-autochthon, **PAL**: Para-allochthon, **AL**: Allochthon, **SAU**: Sub-autochthon, **UA**: autochthon,). **CbS**: Cribas formation, **ATA**: Atahoc formation, **LLT**: Lolotoi complex, **Mbs**: Maubisse formation, **Bbl**: Bibileu formation, **Vqq**: Viqueque formation, **Brl**: Boralalo formation, **Bbn**: Bobonaro complex, **DRTL**: Dartollu formation, **Pll**: Palelo formation, **Aileu cpx**: Aileu complex, **Cbc**: Cablac formation, **Mts**: Mutis complex, **Bs**: Bisane formation, **Aitu**: Aitutu formation, **WL**: Wailuli formation, **Nkf**: Nakfunu formation, **Nlt**: Noiltoko foramtion, **Btp**: Batuputih formation, **MnM**: Manamas complex, **Nni**: Noni formation, **HL**: Haulasi formation, **Mt**: Metan formation, **Oeb**: Oebat formation, **Niof**: Niof formation, **Bas**: Metamorphic basement, **Kno**: Kekneno member, **Tumu**: Tumu member, **Noele**: Noele formation.*

plusieurs unités: allochtone, para-allochtone, sub-autochtone et para-autochtone.

Les bassins post-tectoniques occupent le centre de l'île et les marges puisqu'ils se prolongent en off-shore.

La chaîne qui occupe la majorité de Timor présente de nombreux thrusts, les plus tardifs étant généralement parallèles à la direction principale de l'île. Leur vergence est globalement vers le sud. Il y a également des failles verticales ou décrochantes comme la faille qui traverse le bassin plio-pléistocène au centre de Timor occidental et les failles nord-sud notamment la faille de Beli qui sépare le Timor occidental du Timor oriental. Les cartes géologiques antérieures font une large place au complexe conglomératique de Bobonaro considéré par Audley-Charles (1968) comme un olistostrome lié à la subduction de la plaque australienne sous la mer de Banda. En réalité ces formations bréchiques et conglomératiques ont plusieurs origines: mélanges tectoniques liés aux «chevauchements», volcans de «boue» liés à la subduction de la marge australienne ou encore phénomènes d'érosion moderne. Il s'agit donc d'une formation superficielle masquant les structures plus profondes. C'est pour cette raison que nous en tenons peu compte dans le schéma de la figure 1. Dans ce schéma nous distinguons six unités au lieu des trois unités classiques (allochtone, para-autochtone et autochtone).

La coupe géologique schématique de la figure 2 située dans la partie occidentale de l'île, montre les relations entre les différentes unités décrites dans la figure 1. On voit que la partie centrale constitué de plusieurs nappes et écailles chevauche, au Sud, le groupe de Kolbano et est lui-même chevauché, au Nord, par la partie supérieure de l'unité sub-autochtone, c'est à dire le complexe de Manamas.

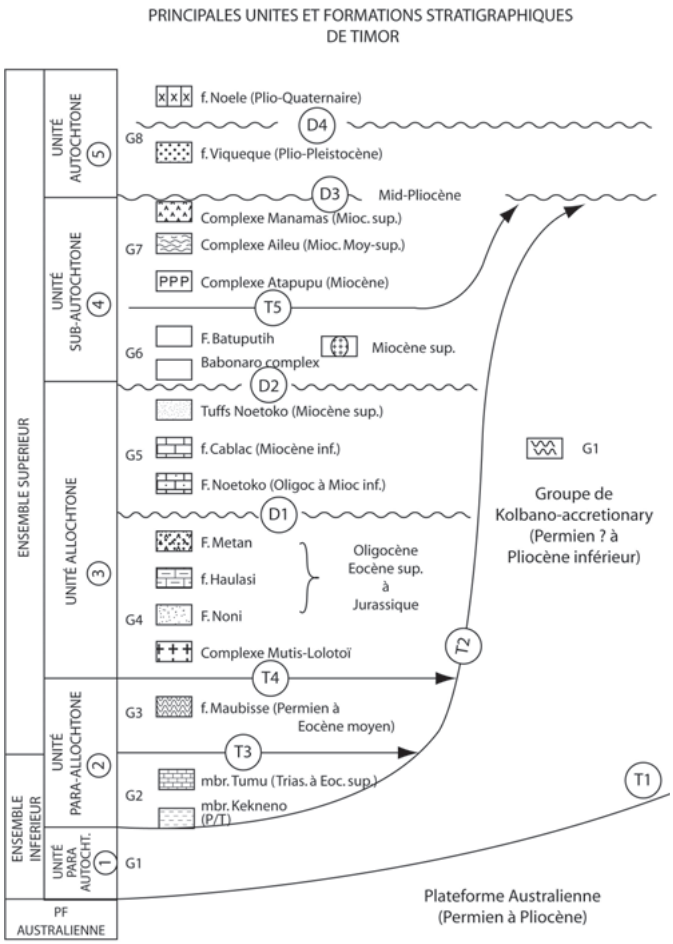

Fig. 4. Principales unités, groupes, formations et complexes stratigraphiques de Timor. **G**: groupe, **T**:principaux «thrusts», **D**: principales discordances.

*Fig. 4. Mains units, groups, formations and stratigraphic complex in Timor. **G**: group, **T**: main thrust, **D**: main unconformity.*

Les differentes interpretations stratigraphiques

Le tableau de la figure 3 regroupe les principales échelles stratigraphiques. A l'exception de Barber et al. (1977), la majorité des auteurs distingue deux grands ensembles avec d'un coté les unités plus ou moins autochtones (autochtones et para-autochtones) qui sont en blanc et de l'autre les unités plus ou moins allochtones (allochtones, para-allochtones et sub-allochtones) qui sont en grisé. La colonne VIII montre notre hypothèse tandis que les colonnes I à VII expriment celle des auteurs antérieurs. On voit que la répartition des formations entre les ensembles allochtones et autochtones a subi de nombreuses variations d'un auteur à l'autre. Les principales divergences portent sur les formations de Mutis-Lolotoi, de Maubisse, de Cablac, de Ofu et de Bobonaro.

Certains auteurs comme Charlton et al. (2002) considèrent le massif métamorphique de Mutis ou de Lolotoi comme le substratum de Timor alors que d'autres (Harsolumakso 1991 et Sawyer et al. 1993) les considèrent comme des massifs allochtones exotiques.

Pour certains dont Audley-Charles (1968), la formation de Maubisse est allochtone alors que pour d'autres (Harsolumakso 1993 et Charlton et al. 2002), il s'agit d'un équivalent latéral de la formation de Cribas et Atahoc (ou Kekneno).

Les calcaires de Cablac n'ont pas toujours été associés à l'ensemble allochtone. Pour Audley-Charles (1968) ils étaient autochtones.

La formation d'Ofu n'est pas toujours bien définie, Pour Rosidi et al. (1979) elle est réduite à la base du tertiaire alors que pour d'autres (e.g. Sawyer et al. 1993) notamment elle définit presque tous les dépôts du tertiaire de l'ensemble autochtone.

Enfin la position stratigraphique de formation conglomeratique de Bobonaro, n'est pas clairement définie. Audley-Charles (1968) la situe au Miocène tandis que pour Harris et al. (1998), il s'agit d'un horizon intra-jurassique appelé conglomérat de «Sonnebait».

Comme on le voit, les divergences ont et générées autant par les fréquentes convergences de faciès des roches que par les difficultés a élaborer un schéma structural fiable.

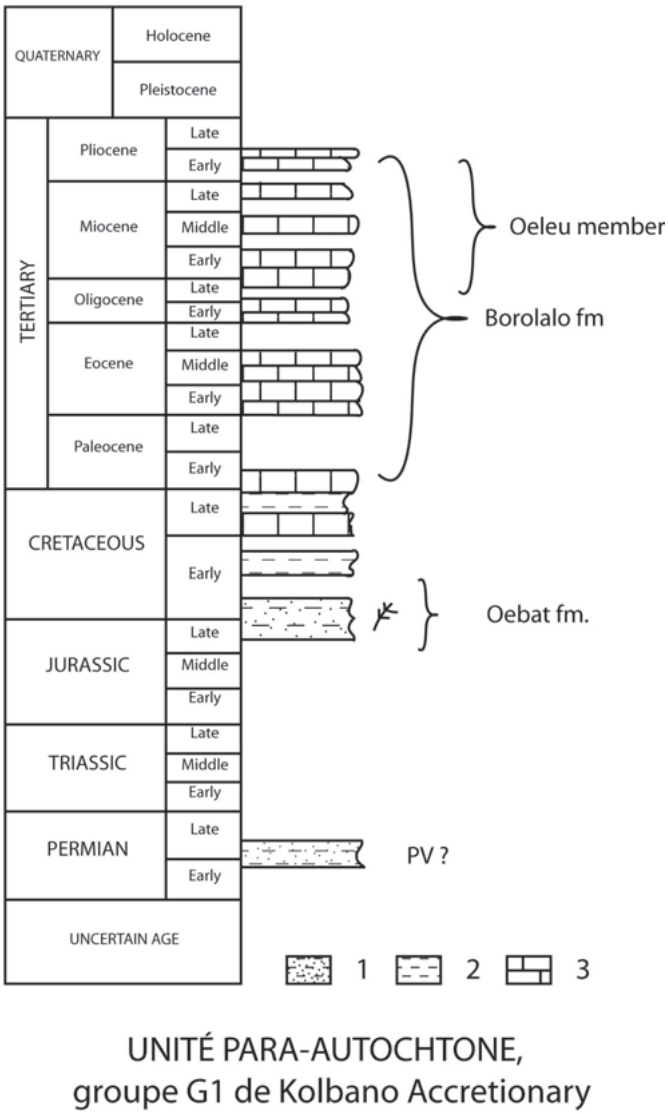

Fig. 5. La succession stratigraphique de l'unité para-autochtone
PV: pierre volante. 1 pélites, 2 shales, 3 calcaires.

Fig. 5. Stratigraphic succession of the para-autochtone unit.
***PV**: not in place rock. 1 pelites, 2 shales, 3 limestones.*

Échelle stratigraphie proposee

En nous appuyant sur les données structurales et cartographiques nous avons distingué sous les formations post tectoniques, un certain nombre de groupes et formations (colonne VIII, fig. 3). Trois nappes tectoniques recouvertes en discordance par des dépôts Miocène, chevauchent une unité para-autochtone (formations Oebat et Ofu). La mise en place de ce dernier chevauchement est datée de la fin du Pliocène inférieur. La figure 4 donne le détail des différentes unités, groupes, formations et membres. En dehors de la plateforme australienne qui n'affleure pas à Timor, nous distinguons 6 unités, 8 groupes et un certain nombre de formations et complexes. Les limites des unités et des groupes sont soit de plans de chevauchements soit des discordances majeures. Les formations correspondent à des contenus sédimentaires relativement homogènes parfois séparés par des discordances et les complexes à des faciès sédimentaires, métamorphiques ou éruptifs généralement qui sont associés sur le terrain. Quelques formations sont subdivisées en membres selon leur homogénéité lithologique. De la base vers le sommet (ce qui correspond à un empilement des nappes du Nord vers le sud), nous avons successivement:

L'Unité de para-autochtone (fig. 5)

Elle est limitée au groupe 1 ou groupe de «Kolbano-accretionary». Sa puissance est de 2000 à 3000 m et elle n'affleure qu'au Sud de Timor occidental. Selon Charlton (1987), les terrains les plus anciens sont ceux de la formation Oebat constitué de grés glauconieux et de conglomérats à ammonites et bélemnites datées de l'Oxfordien au Berriasien. Des foraminifères du Crétacé ont été identifiés dans des calcaires crayeux du Nord du village de Bana ou remaniés dans des shales roses du Paléocène inférieur (Harsolumakso 1993). Au village de Bana nous avons trouvé des calcaires blancs d'âge Paléocène supérieur à Eocène inférieur (formation Ofu). L'Eocène moyen à Oligocène inférieur et le Miocène inférieur à Pliocène inférieur ont été identifiés par Barber et al. (1977) dans la coupe de la Rivière Oetuke. Le Pliocène inférieur affleure à plusieurs endroits et notamment en bord de mer, prés de Kolbano. Nous avons trouvé des pierres volantes constituées de pélites rouges à fusulines rendant possible l'existence du Permien dans cette unité. Sawyer et al. (1993) ont introduit dans leur formation de Kolbano, les formations de Nakfunu et de Menu (Valanginien à Campanien) que nous classons géographiquement et tectoniquement dans l'unité para-allochtone suivante.

L'Unité para-allochtone (fig.6)

Elle est constituée des groupes 2 et 3.
Le groupe 2 comprend les membres de Kekneno, au Nord et de Tumu, au Sud du Timor occidental (fig. 6a). *La formation de Kekneno,* qui affleure dans la boutonnière du même nom au Nord du Timor occidental, a été étudiée en détail par Bird & Cook (1991). Elle est constituée de shales et de grés gris datés du Permien au Trias moyen par les nombreux fossiles (ammonites et bivalves). Par référence au Timor oriental, elle est subdivisée en deux membres: Atahoc (600 m) et Cribas (400 m). Dans la partie sud du Timor occidental, les travaux du Groupe Geobanda (Harsolumakso 1993, Villeneuve et al. 1995, Martini et al. 2000) ont montré que des shales du Trias inférieur et moyen, identiques à ceux du sommet de la succession de Kekneno, se retrouvaient à la base de la formation de Tumu (au Sud de Soe et de Niki-Niki). Dans le membre de Tumu les shales et limestones bariolés à Halobies sont surmontés par des calcaires gris, blancs et roses à radiolaires qui indiquent un âge Trias moyen à supérieur (Carnien à Rhetien). Ces cal-

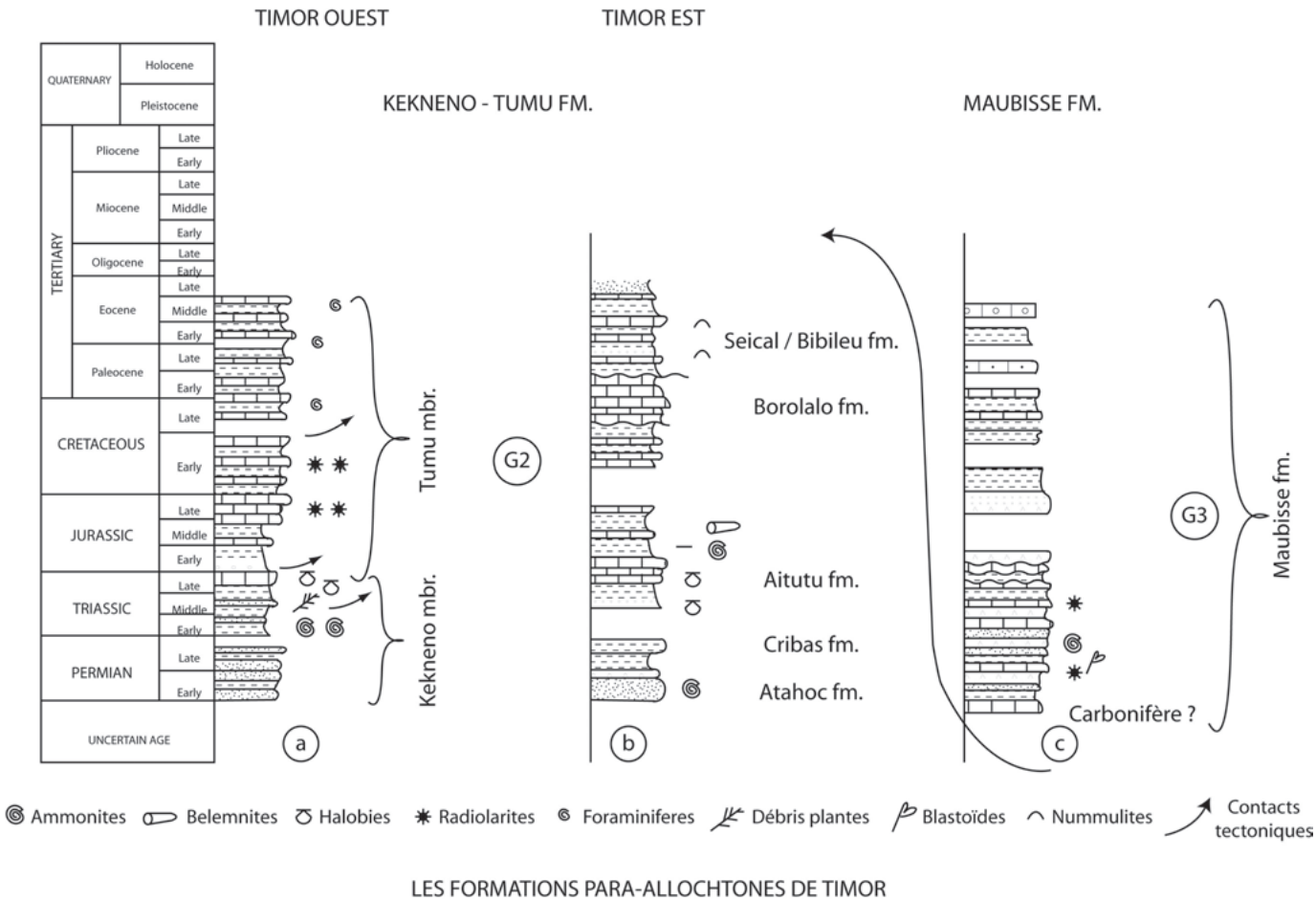

Fig. 6. Les successions stratigraphiques des formations de l'unité para-allochtone de Timor.

Fig. 6. Stratigraphic succession of para-allochthon unit.

caires blancs et gris sont, eux-mêmes, surmontés par des «black-shales» à intercalations calcaires et des argiles grises d'âge Hettangien à Callovien. Les «black-shales» du Jurassique inférieur sont surmontés par des cherts et des calcaires à radiolaires, bleus, gris, oranges ou rouges, d'âge compris entre l'Oxfordien et l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur. La puissance totale de cette formation est d'environ 3000 m. Nous n'avons pas trouvé trace de la formation conglomératique de «Sonnebait» qui selon Harris et al. (1998) séparerait stratigraphiquement les membres de Kekneno et de Tumu. Au Timor oriental un équivalent de ces membres affleure dans l'anticlinal de Cribas où Gageonnet et Lemoine (1958), Audley-Charles, (1968) et Bachri & Situmorang (1994) distinguent les formations d'Atahoc et de Cribas dans le Permien inférieur et moyen (1500 m). Cette formation est continuité en structurale avec les formations de Niof (Trias inférieur et moyen), d'Aitutu (Ladinien à Rhetien), de Wailuli (Jurassique inférieur et moyen), de Waibua (Crétacé inférieur) et de Bibileu (Eocène). Au total cette succession aurait une puissance de 5100 m selon Gageonnet & Lemoine (1958) dont 1000 m pour Aitutu, 1500 m pour Wailuli, 1500 m pour Waibua et 1100 m pour la formation Tertiaire dans son ensemble (dont 300 m pour Bibileu).

Le groupe3 ne contient que la *formation de Maubisse* (1500 à 2000 m) laquelle présente des faciès identiques à ceux de la formation de Kekneno-Tumu pour les parties Crétacé à Eocène, mais des faciès différents pour les parties Permien à Jurassique. C'est pour cette raison que presque tous les auteurs précédents ont considéré que la formation de Maubisse se limitait au Permien et au Trias. Seul Sawyer et al. (1993) ont prolongé la stratigraphie des nappes de la «Tethys margin» jusqu'au Jurassique inférieur. La formation de Maubisse est en contact tectonique avec les formations de Kekneno et Tumu sur lesquelles elle repose. Les roches les plus anciennes de la formation Maubisse appartiendraient au Carbonifère supérieur, mais le faciès le plus représentatif est celui des calcaires et biocalcarénites rouges à crinoïdes associés à des arkoses brunes et à des basaltes souvent en «pillow-lavas». Ils sont datés du Permien inférieur à moyen. La coupe la plus complète du Permien de la formation Maubisse est fournie par Barkham (1993). Il décrit des alternances de calcaires béchiques et de basaltes en

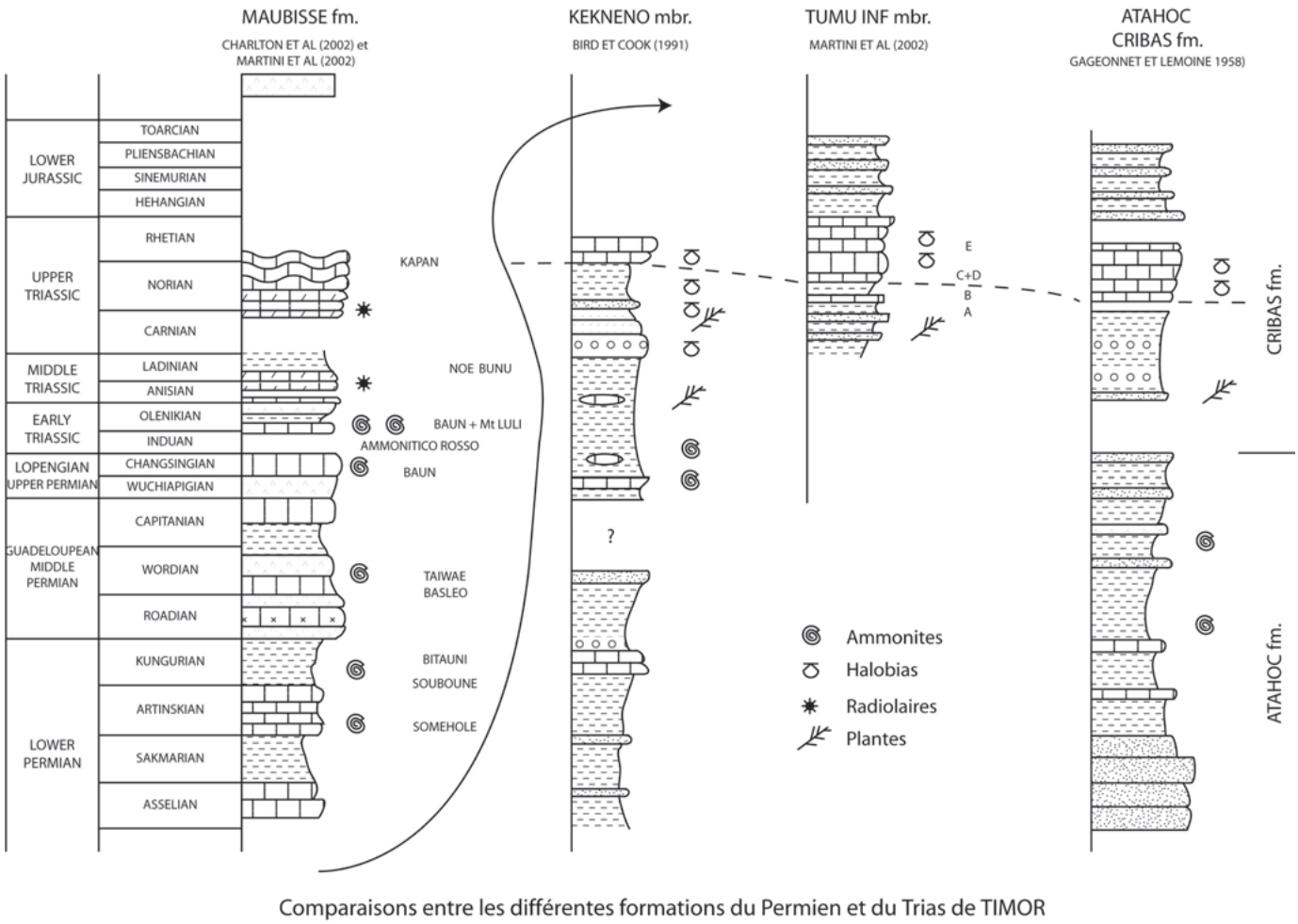

Fig. 7. Comparaisons entre les successions stratigraphiques du Permien, Trias et Jurassique inférieur des formations de l'unité para-allochtone.

Fig. 7. Comparisons between the Permian, Trias and Jurassic of the Para-allochthon unit.

«pillow-lavas» surmontés de turbidites d'âge Permien inférieur. Les calcaires massifs qui les surmontent sont attribués au Permien supérieur, lui-même recouvert par des calcarénites et des marnes du Trias supérieur (Norien). Nous avons trouvé, au Nord de Kapan, des calcaires à brachiopodes datés du Permien moyen (Guadeloupéen) par Racheboeuf (comm. personnelle). Ailleurs les coupes du Permien sont largement incomplètes. Le Permien est recouvert par des calcaires à radiolaires du Trias inférieur (à Noe Bunu). Mais Berry et al. (1984) attribuent au Trias inférieur et moyen les calcaires du Mont Lilu (au Timor oriental) qu'Audley-Charles (1968) et Gageonnet & Lemoine (1958) avaient considérés comme Permiens. Les calcaires argileux rouges à radiolaires et Halobies qui surmontent le Permien au nord de Kapan sont attribués au Trias moyen à supérieur tandis qu'à Baun (au sud-est de Kupang) ont été décrits des faciès ammonitico-rosso du Trias supérieur (Martini et al. 2000). Le Jurassique est représenté par d'importantes venues basaltiques datées par radiométrie du Jurassique supérieur (Harsolumakso 1993). Le Crétacé moyen et supérieur est constitué de cherts à radiolaires de couleur rouge tandis que le Paléocène moyen a été trouvé sous forme de calcaires oolithiques beiges. L'Eocène inférieur est constitué d'argilites roses ou rouges tandis que l'Eocène moyen, affleurant au Nord de Kapan, est constitué de calcaires et d'argilites de couleur marron. Pour Berry & Jenner (1982) la géochimie de ces basaltes du Trias et du Jurassique est compatible avec un contexte de rifting continental. La figure 7 détaille les successions permiennes et triasiques issues des travaux de Gageonnet & Lemoine (1958), Audley-Charles (1968), Bird & Cook (1991), Martini et al. (2000) et Charlton et al. (2002).

Unité allochtone (fig. 8)

Elle comprend le groupe 4. Pour de nombreux auteurs, il s'agit des formations qui reposent en discordance sur les formations para-autochtones dont la formation de Maubisse.

Le groupe 4 comprend des faciès très divers comme les complexes métamorphiques datés du Crétacé inférieur par

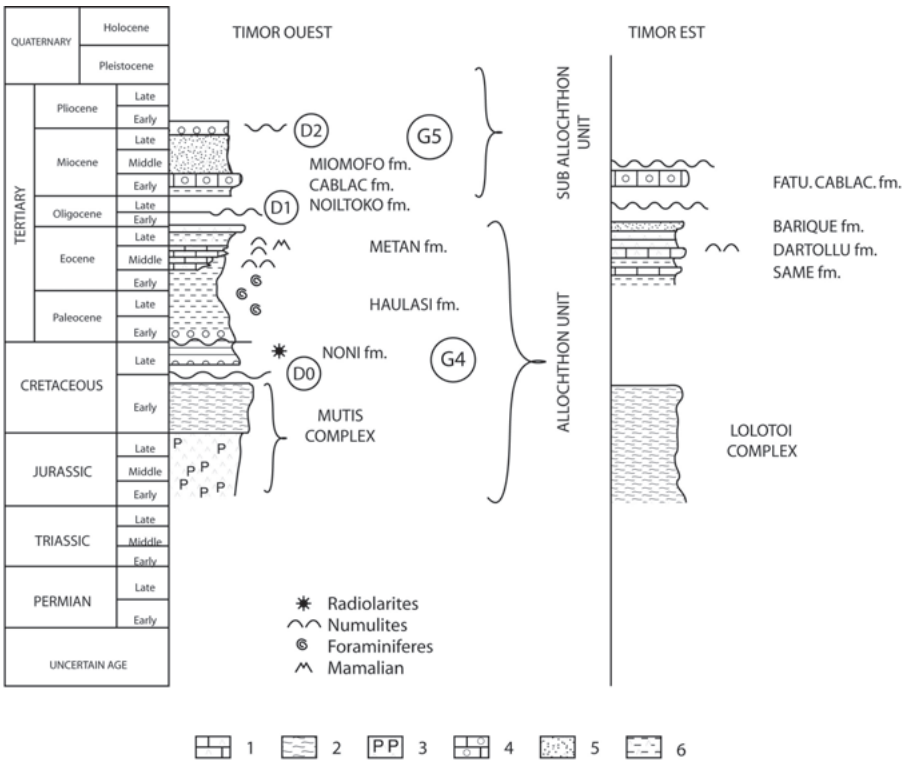

Fig. 8. Succession stratigraphique des formations et complexes de l'unité allochtone de Timor.
1 calcaires et tufs volcaniques, 2 métamorphique, 3 Peridotites (ophiolite), 4 calcaire oolithique, 5 grés et tufs volcaniques, 6 tuffs volcaniques.

Fig. 8. Stratigraphic successions in the formations and complex of the Allochthon unit.
1 Limestones and volcanic tufs, 2 Metamorphic rocks, 3 Peridotites (ophiolite), 4 Oolitic limestones, 5 Sandstones and volcanic tuffs, 6 Volcanic tuffs.

Brown & Earle (1983) et les ophiolites métamorphisées du complexe de Mutis datées du Jurassique par Harsolumakso (1993). A Timor Est, ces massifs métamorphiques sont regroupés sous le terme de «complexe de Lolotoi» (puissance estimée à 1500 m). Ces complexes sont, à Timor Ouest, recouverts en discordance par les cherts à radiolaires du Crétacé supérieur (f. Noni, 50 m), par le conglomérat Paléocène inférieur, par des grauwakes, shales et calcaires à grandes nummulites de l'Eocène inférieur et moyen (f. Haulasi, 400 m) et enfin par des roches volcaniques alternant avec des calcaires (f. Metan, 600 m) rapportés à l'Eocène inférieur par Rosidi et al. (1979). C'est dans ces calcaires à nummulites qu'a été découverte une partie de crâne de mammifère (anthracothère) considéré comme d'origine asiatique par Ducroq (1996). Pour Sawyer et al. (1993b), la formation Metan serait Eocène supérieur à Oligocène inférieur.

À Timor Est, les formations allochtones d'age Eocène moyen à Oligocène inférieur qui sont constituées de calcaires à nummulites et de passées volcaniques portent les noms de Dartollu limestones (100 m), formation de la Same ou encore formation de Barique (400 m).

Unité sub-allochtone (fig. 9)

Le Groupe 5 comprend, à Timor Ouest, les calcaires de base du bassin de Noiltoko (Miocène inférieur, 50 m), les calcaires oolithiques de Cablac (Aquitanien?, 600 à 800 m) et les tufs de Noetoko ou de Miomaffo (700 m) qui sont datés du Miocène inférieur par Rosidi et al. (1979) et du Miocène supérieur (N17) par Carter et al. (1976). A Timor Est ce groupe ne comprend que les calcaires de Cablac. Ces formations sédimentaires reposent en discordance à la fois sur les unités allochtones et para-autochtones.

Unité sub-autochtone.(fig.9)

Elle est constituée par les groupes 6 et 7 discordants entre eux puisque le groupe 7 est parfois charrié sur le groupe 6 préalablement déformé.

Le groupe 6 comprend: les tuffs de Oelo (au NW de Kefa) datés du Miocène supérieur, les conglomérats de Bobonaro (30 à 1800 m) considérés comme d'âge Miocène supérieur par Audley-Charles (1968) mais d'âge Pléistocène par Sawyer et al. (1993b) puis les diorites du Nord de Timor datées de 10 Ma par H. Bellon (Harsolumakso 1993). Les dépôts volcano-sédimentaires de Noetoko (100–300 m) datés du Miocène supérieur par Carter et al. (1976), sont recouverts par les calcilutites blanches de la formation BatuPutih, d'age Miocène supérieur à Pliocène inférieur. Cette formation de BatuPutih, d'épaisseur très variable (100 à 1100 m), repose directement sur tous les terrains antérieurs aussi bien para-autochtone qu'allochtone. Par contre, la formation de Batuputih définie dans le groupe de Kolbano est (N21) est concordante avec les dépôts sous–jacents.

Le groupe 7 est constitué de plusieurs complexes. D'abord le complexe volcanique de Manamas d'une puissance estimée

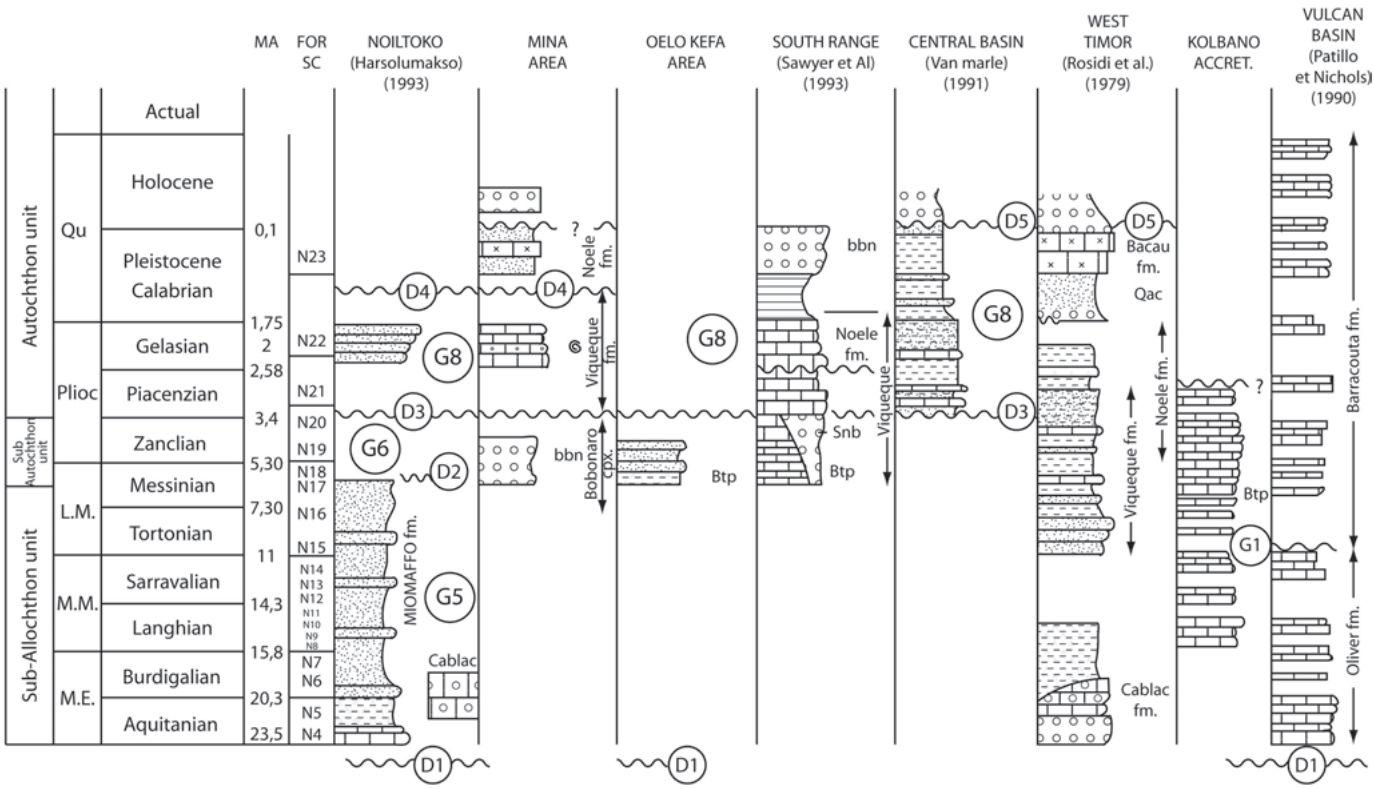

Fig. 9. Successions stratigraphiques des formations appartenant aux unités «sub allochtones», «sub-autochtones» et «autochtones» de Timor.
Bbn: Bobonaro formation, **Btp**: Batuputih formation, **Snb**: Sonnebait formation, **Qac** Pleistocène à Holocène

Fig. 9. Stratigraphic successions in the «sub-allochthon», «sub-autochthon» and «autochthon» units.
***Bbn**: Bobonaro formation, **Btp**: Batuputih formation, **Snb**: Sonnebait formation, **Qac**: Pleistosen to Holocen.*

à 1500 m par Rosidi et al. (1979). Il est daté de 10 Ma selon Harsolumakso (1993) et de 4 à 6 Ma selon Chamalaun (1981). Puis le complexe métamorphique et serpentinique d'Atapupu, d'âge Miocène supérieur selon Villeneuve et al. (en cours) et enfin le complexe métamorphique d'Aileu (à Timor Est) qui a fourni des âges de métamorphisme de 19 à 8 Ma avec une moyenne autour de 11 Ma selon Berry & Grady (1981). Ce dernier complexe contient un matériel à l'origine identique à celui de la formation de Maubisse (Gageonnet et Lemoine1958).

Unité autochtone (fig.9)

Elle est constituée par *le Groupe 8* qui est discordant sur l'unité sub-autochtone. Ce groupe G8 comprend deux formations sédimentaires discordantes entre elles. Ce sont les formations de Viqueque et de Noele. Les datations proposées par De Smet et al. (1990) et Van Marle (1991) ont montré que le bassin central de Timor Ouest a débuté au Pliocène supérieur (N20/N21) avec les premiers dépôts de la formation Viqueque. Celle-ci a une puissance estimée à 700 m dans le bassin central mais peut atteindre plus de 3000 à 4000 m dans les bassins côtiers. Elle est recouverte par la formation Noele qui comprend les calcaires coralliens de Baucau (maximum 300 m) datés du Pléistocène (N23) à Timor Est et des conglomérats et grés du Pléistocène (45m à 60 m). La formation Viqueque présente des plissements plus ou moins importants notamment le long de la rivière Mina (à Timor Ouest) tandis que la formation Noele est pratiquement sub-horizontale. Cette dernière est recouverte par les alluvions quaternaires (qui peuvent atteindre 300 m d'épaisseur) dans le lit des rivières. Pour certains auteurs (Gageonnet & Lemoine 1958, Sawyer et al. 1993) la formation Viqueque englobe les formations Batuputih et Noele.

Correlations stratigraphiques

Nous avons effectué des comparaisons avec les îles de Sulawesi et de Sumba ainsi qu'avec la marge australienne (fig. 10).

L'Ile de Sulawesi résulte de la collision (à la fin de l'Oligocène ou au début du Miocène?) d'un bloc issu du Gondwana (bloc de Kolonodale) et de la marge active de la plaque Euro-asiatique (Villeneuve et al. 2002). Elle est divisée en deux ensembles principaux: le bras Ouest et la partie centrale et orientale.

Le bras Ouest correspond à la marge active asiatique qui a fonctionné, à cet endroit, depuis le Crétacé moyen jusqu'à l'actuel. Il comprend un substratum et des couvertures volcano-sé-

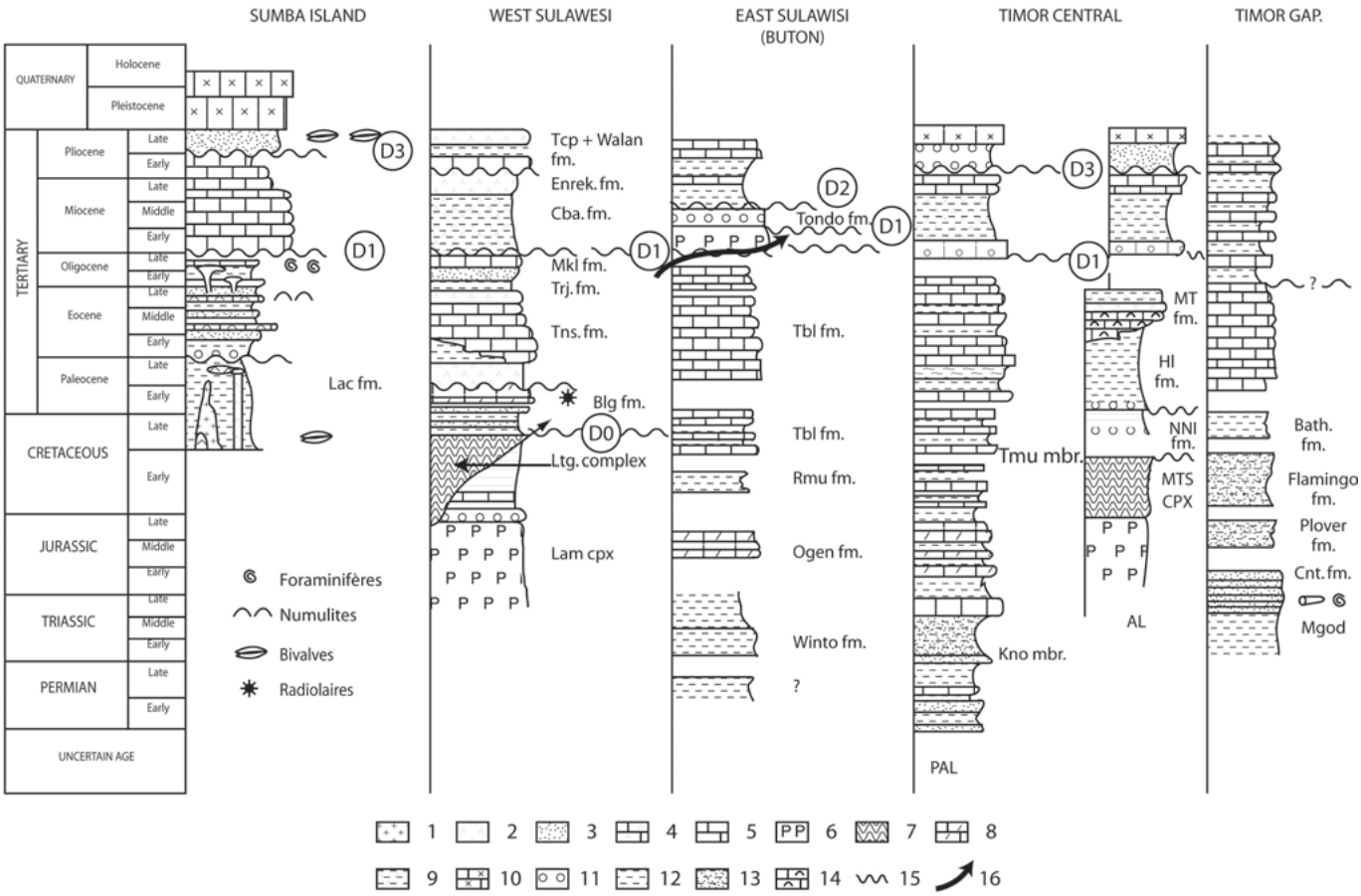

Fig. 10. Comparaisons entre les successions stratigraphiques des îles indonésiennes présentant des affinités avec l'île de Timor.
Lac: Lacipu formation, **Lam**: complexe Lamassi, **Ltg**: complexe Latimojong, **Blg**: formation Balangbaru, **Tns**: formation Tonasa, Trj: formation Toraja, **Mkl**: formation Makale, **Cba**: formation Camba, **Enrek**: formation Enrekang, **Tcp**: formation Tacipi, **Walan**: formation Walanae. **Win**: formation Winto, **Ogen**: formation Ogena, **Rmu**: formation Rumu, **Tbl**: formation Tobelo, **Kno**: Membre Kekneno, **Tmu**: Membre Tumu, **Mts**: complexe Mutis, Nni: formation Noni, Hl: formation Haulasi, MT: formation Metan, **Mgod**: formation du Mont Godwin, **Cnt**: continental red beds, **Bath**: formation Bathurst.

Fig. 10. Correlations between the stratigraphic sucessions of the surroundings islands.
***Lac**: Lacipu formation, **Lam**: Lamassi complex, **Ltg**: Latimojong complex, **Blg**: Balangbaru formation, **Tns**: Tonasa formation, **Trj**: Toraja formation, **Mkl**: Makale formation, **Cba**: Camba formation, **Enrek**: Enrekang formation, **Tcp**: Tacipi formation, **Walan**: Walanae formation. **Win**: Winto formation, **Ogen**: Ogena formation, **Rmu**: Rumu formation, **Tbl**: Tobelo formation, **Kno**: Kekneno member, **Tmu**: Tumu member, **Mts**: Mutis complex, **Nni**: Noni formation, **Hl**: Haulasi formation, **MT**: Metan formation, **Mgod**: Mont Godwin formation, **Cnt**: continental red beds, **Bath**: Bathurst formation.*

dimentaires. Le substratum est constitué par des formations métamorphiques (massifs de Bantimala et de Latimojong), sédimentaires (cherts de Bantimala) et ophiolitiques (massifs de Bantimala, Baru et Lamassi). Notons que les ultrabasiques de Lamassi sont du même âge (Jurassique) que les ultrabasiques du complexe ophiolitique de Mutis (Timor ouest) selon B. Priadi (1993). Les roches de Bantimala et de Latimojong indiquent un métamorphisme d'âge Crétacé moyen comme dans le massif de Boi (unité allochtone du Timor occidental). Ce substratum étudié notamment par Sukamto (1982), Hasan (1990) et Wakita et al. (1996) est recouvert par des alternances de dépôts volcaniques et sédimentaires (principalement des calcaires) datés du Crétacé supérieur (formation de Balangbaru) et du Tertiaire (calcaires à nummulites de Tonasa). On note des discordances entre le Crétacé supérieur et le Paléocène, entre l'Oligocène et le Miocène, entre le Miocène inférieur et le Miocène supérieur et entre le Miocène supérieur et le Pliocène.

La partie centrale et les bras Sud-Est et Nord-Est, sont constitués de formations sédimentaires allant du Trias à l'Oligocène inférieur (bloc de Kolonodale d'après Villeneuve et al. 2001), recouvertes par une nappe ophiolitique d'âge Eocène (Monnier et al. 1995). L'obduction de cette nappe aurait eu lieu à l'Oligocène inférieur (Parkinson 1991, Villeneuve et al. 2002) précédant ainsi la collision du bloc de Kolonodale avec l'arc volcanique du bras Ouest. C'est dans l'île de Buton, étudiée par Smith & Silver (1991) que la succession du Mésozoïque et du Cénozoïque est la plus proche de celle du para-

autochtone de Timor. Le Trias est constitué par des argilites, des shales et des grés de couleur noire ainsi que par des calcaires lités a «halobies» indiquant un âge Norien. Le Jurassique inférieur est représenté par des alternances d'argiles et de calcaires à ammonites du Lias. Le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur sont représentés par des calcaires à radiolaires et spicules. L'Aptien et l'Albien sont constitués par des calcaires à radiolaires et foraminifères tandis que le Crétacé supérieur est représenté par des calcaires finement lités à foraminifères, de couleur orange caractéristique. Le Paléocène semble absent cependant que l'Eocène et l'Oligocène inférieur sont constitués de calcaires et de calcilutites à foraminifères identiques à ceux de la formation Kekneno-Tumu, au Timor occidental.

L'île de Sumba qui se situe à l'ouest de Timor présente une succession de formations volcano-sédimentaires datées du Crétacé supérieur à la fin du Paléogène (intrusions de basaltes, dacites et granodiorites). Au-dessus se trouvent des plates-formes carbonatées mise en place entre l'Eocène et le début du Miocène et des formations volcano-sédimentaires et récifales du Miocène inférieur à l'actuel (Abdulhah et al. 2000). Ces auteurs distinguent plusieurs épisodes volcaniques rapportés au fonctionnement d'un d'arc volcanique (avec notamment des intrusions granodioritiques). Ils relèvent successivement: un épisode Santonien-Campanien (86–77 Ma), un épisode Maastrichtien-Thanetien (71–56 Ma) et un épisode Lutetien-Rupelien (42–31 Ma). Curieusement, il n'y a plus trace de volcanisme dans le Miocène et le Pliocène sur Sumba, mais Van der Werff et al. (1994) signalent une activité volcanique au cours du Miocène dans les bassins situés au sud de Sumba. Les épisodes volcaniques décrits à Sumba existent également dans la partie sud et centre du bras Ouest de Sulawesi. C'est la raison pour laquelle Sumba a été considérée comme une partie de l'arc volcanique de Sulawesi, du moins jusqu'au Miocène inférieur et moyen (Soeria-Atmadja et al. 1998).

La plate-forme australienne qui fait face à Timor est constituée de dépôts sédimentaires allant du Permien à l'actuel. La succession sédimentaire représentée dans le «Sahul shelf», comprend des siltstones et des shales du Permo-Trias, des reds-beds du Jurassique inférieur surmontés par des dépôts peu profonds du Jurassique supérieur et des shales et grés du Crétacé. Le Paléocène et l'Eocène sont constitués de craie à radiolaire et de calcaires crayeux tandis que l'Oligocène, le Miocène et le Pliocène sont constitués de calcilutites pélagiques. Bien entendu, ces dépôts sont peu déformés à cet endroit. Ceci n'empêche pas les auteurs de distinguer des discontinuités intra-Eocene, intra-Oligocene et Mio-Pliocene qui sont en fait des lacunes stratigraphiques. Les reconstitutions paléogéographiques de la marge Nord Ouest de la plateforme australienne proposées par Struckmeyer et al. (1990) indiquent des dépôts du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur constitué des shales et de sandstones, comme c'est le cas dans l'unité de Kolbano.

Des faciès identiques à ceux du Jurassique et du Crétacé inférieur de la marge australienne et de l'unité de Kolbano ont été décrits par Charlton (1991) dans l'île de Tanimbar, au sud est de l'arc de Banda. Jasin & Hailé (1996) ont signalé sur cette île des radiolaires du Jurassique supérieur à Berriasien et du Valanginien au Barrémien, dans des cherts. L'hypothèse d'une corrélation, entre l'unité para-allochtone de Timor et les formations sédimentaires de Tanimbar, ne peut donc être exclue.

En ce qui concerne les îles à dominante volcanique de l'arc de Banda (Alor, Wetar, Babar, Damar, etc.), elles sont constituées par des séries volcaniques et volcano-sedimentaires Néogène liées au fonctionnement d'un arc volcanique depuis le Miocène inférieur.

Discussion

Les dénominations des unités sont, bien entendu, liées à l'interprétation structurale et géodynamique de l'Ile. Les échelles stratigraphiques varient également selon qu'une unité est considérée comme appartenant à la marge australienne ou à la marge asiatique. Notre révision stratigraphique s'appuie donc sur les connaissances structurales et géodynamiques actuelles. C'est ainsi que:

L'unité para-autochtone (groupe G1) est considérée comme appartenant au prisme d'accrétion de la marge australienne.

L'unité para-allochtone (groupe G2 et G3) s'est formée sur un bloc détaché de la marge australienne au Jurassique, lequel a dérivé vers le Nord au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque pour entrer en collision, à l'Oligocène, avec la marge asiatique. Il a donc des faciès sédimentaires de type gondwanien jusqu'au Jurassique mais il est devenu allochtone par rapport à l'unité précédente.

Dans **l'unité *allochtone,*** les formations et complexes du groupe G4 appartenaient à la marge asiatique avant sa collision avec le bloc cité ci-dessus. Cela justifie pleinement sa caractérisation comme allochtone. Dans cette hypothèse l'anthracothère Eocène d'affinité asiatique signalé par Ducroq (1996) dans une formation de l'unité allochtone est un témoin de l'appartenance de cette unité allochtone à la marge asiatique.

- **Le groupe G5** qui s'est déposé après la collision Oligocène sur la marge asiatique est considéré comme «sub-allochtone»
- **Le groupe G6** est considéré comme <u>sub-autochtone</u> car il s'est formé pendant l'ouverture de la mer de Banda sud dans une zone encore assez proche de la marge asiatique.
- **Le groupe G7** qui correspond en fait aux formations de l'arc de Banda charrièes sur Timor à la faveur de la collision de cet arc avec l'Australie (Pliocène moyen), ne sont pas totalement autochtones puisqu'elles ont été tectoniquement déplacées sur une distance non évaluable.

L'unité autochtone (groupe G8) s'est mise en place dans une zone géographique de Timor proche de l'actuelle.

Les considérations géodynamiques justifient donc les qualificatifs attribués aux différentes unités.

Conclusions

En conclusion, nous proposons une échelle stratigraphique qui tient compte des nouvelles données structurales et géodynamiques de l'île de Timor. Cette île ne s'est pas formée seulement aux dépens de la marge australienne et de l'arc de Banda mais au cours d'une histoire plus complexe. Un bloc détaché du Gondwana au Jurassique s'est accrété à la marge asiatique avant de dériver à nouveau vers le Sud, à la faveur de l'ouverture de la mer de Banda sud. A la fin du Pliocène inférieur ce bloc est entré en collision avec la marge australienne. Cette évolution nécessitait non seulement une redéfinition des formations allochtones, para-autochtones et autochtone mais encore la création de trois nouvelles unités: «para-allochtone», «sub-allochtone» et «sub-autochtone». Notre échelle stratigraphique illustrée par la figure 4 distingue 18 formations reparties en 8 groupes eux-mêmes répartis dans les six unités stratigraphiques. Leurs limites entre les groupes sont soit des chevauchements (5 chevauchements, T1 à T5) soit des discordances majeures (D1 à D5).

Remerciements

Nous remercions le PICS (Programme International de Coopération Scientifique) franco- indonésien (Programme de l'INSU-CNRS) et le Fond National Suisse de la Recherche Scientifique (LZ/RM Grant N° 2000-067850.02/1) qui ont financé partiellement ces recherches à Timor.

REFERENCES

Abdullah,C. I, Rampnoux, J. P., Bellon, H., Maury, R. C., Soeria-Atmadja, R. 2000: The evolution of Sumba island (Indonesia) revisited in the light of new data on the geochronology and geochemistry of the magmatic rocks. J. Asian Earth Sci. 18, 533–546.

Audely-.Charles, M. G. 1968: The Geology of Portuguese Timor. Mem. geol. Soc. London 4, 1–76.

Barchi, S. & Situmorang, R. L., 1994: Geological map of the Dili sheet, East Timor, 1.250 000, GRDC, Bandung, Indonesia.

Barber, A. J., Audely-Charles, M. G. & Carter, D. J. 1977: Thrust Tectonics in Timor. J. geol. Soc. Austral. 24, 51–62

Barkham, S. T. 1993: The structure and stratigraphy of the Permo-Triassic carbonate formations of West Timor, Indonesia. Unpublished Ph.D. thesis, London University, 181pp.

Berry, R F. & Grady, A. E. 1981: Deformation and metamorphism of the Aileu formation, north coast, East Timor and its tectonic signifiance. J. Struct. Geol. 3/2, 143–167.

Berry, R. F. & Jenner, G. A. 1982: Basalt geochemistry as a test of the tectonic models of Timor. J. Geol. Soc. London 139, 593–604.

Berry, R. F, Burrett, C. & Banks, M. 1984: New Triassic faunas from east Timor and their tectonic significance. Geologica et Paleontologica (Marburg, Germany) 18, 3/1, 127–137.

Bird, P.R. & Cook, S. E. 1991: Permo-Triassic successions of the Kekneno area, West Timor: implications for paleogeography and basin evolution. J. SE Asian Earth Sci. 6, 359–372.

Brown, M, & Earle, M. M. 1983: Cordierite-bearing schists and gneisses from Timor, eastern Indonesia: P-T metamorphism conditions and tectonic implications. J. metam. Geol. 1, 183–203.

Carter, D. J., Audely-Charles, M. G. & BARBER, A. J. 1976: Stratigraphical analysis of island arc-continental collision margin collision in eastern Indonesia. J. geol. Soc. London 132, 179–198.

Chamalaun, F. H. 1977: Paleomagnetic reconnaissances result from the Maubisse formation and its tectonic implications. Tectonophysics 30, 241–259.

Chamalaun, F. H. & Grady, A. E. 1978: The tectonic development of Timor: A new model and its implications for petroleum exploration. J. Austral. Petrol. Explor. 18, 102–108.

Charlton, T. R. 1987: The tectonic evolution of the Kolbano-Timor Trough accretionary complex, eastern Indonesia. Unpublished PhD. thesis, University of London, 374pp.

Charlton, T. R., Barber, A. J. & Barkham, S. T. 1991: The structural evolution of the Timor collision complex, eastern Indonesia. J. Struct. Geol. 13, 489–500.

Charlton, T. R, De Smet, M. E. M., Samodra, H. & Kaye, S. J. 1991: The stratigraphic and structural evolution of the Tanimbar islands, eastern Indonesia. J. Southeast. Asian Earth Sci. 6, 3/4, 343–358.

Charlton, T. R. 2002: The structural setting and tectonic signifiance of the Lolotoi, Laclubar and Aileu metamorphic massifs, East Timor. J. Asian Earth Sci. 20, 851–865.

Charlton, T. R, Barber, A. J., Harris, R. A, Barkham, S. T, Bird, P. R, Archbold, N. W, Morris N. J., Nicoll, R. S, Owen, R. M, Sorauf, J. E., Taylor, P. D, Webster G. D. & Whittaker, J. E. 2002: The Permian of Timor: Stratigraphy, Palaeontology and Palaeogregraphy. J. Asian Earth Sci. 20, 719–774

Chi Y. H., Yuan P. B., Ching W. L., Wang T. K. & Chung P. C. 2000: Geodynamic processes of Taiwan arc-continent collision and comparisons with analogs in Timor, Papua New Guinea, Urals and Corsica. Tectonophysics 325, 1–21.

Cook, S. E. 1986: Triassic Sediments from east Kekneno. Unpublished PhD. thesis, University of London. 220pp.

Crostella, A. 1977: Geosynclines and plate tectonics in Banda Arcs, Eastern Indonesia. AAPG Bull. 61, 2063–2081.

De Roever, W. P.1940: Geological investigations in the southwestern Moetis region (Netherlands Timor). Geological expeditions Lesser Sunda Islands 2, 97–344.

De Smet, M. E. M, Fortuin, A. R., Troelstra. A, Van Marle L. J., Karmini, M., Tjokosapoetro, S. & Hadiwisastra, S. 1990: Detection of collision-related vertical movements in the oputer Banda Arc (Timor,Indonesia), using micropaleontological data. J. Southeast Asian Earth Sci. 4, 337–346.

De Waard, D. 1955: Tectonic of the Sonnebait overthrust unit near Niki-Niki and Basleo in Timor. Indon. J. Nat. Sci. 111, 144–150.

Durocq, S. 1996: The Eocene terrestrial mammal from Timor; Indonesia. Geol. Mag. 133, 763–766.

Earle, M. M. 1981: The metamorphic rocks of Boi, Timor, Eastern Indonesia. In: Barber A. J. & Wiryosujono S. (Eds.). The geology and tectonics of Eastern Indonesia. Geol., Bandung, Spec. Publ. 2, 239–251.

Fitch, T. J. 1972: Plate convergence, transcurrent fault and internal deformation adjacent to Southeast Asia. J. Geophys. Res. 77, 4432–4460.

Gageonnet, R. & Lemoine, M. 1958: Contribution à la connaissance de la géologie de la province portuguaise de Timor. Estudos Ensaios Docum. Junta Invest. Ultramar Lisboa 48, 1–136.

Grady, A. E & Berry, R. F. 1977: Some Paleozoic-Mesozoic stratigraphic and structural relationships in East Timor and their significance in tectonic of Timor. J. geol. Soc. Australia 22, 223–227.

Grunau, H. R. 1953: Geologie von Portugiesisch Ost Timor. Eclogae geol. Helv. 46, 29–37.

Haile, N., Barber, A. J. & Carter, D. J. 1979: Mesozoic cherts on crystalline schists in Sulawesi and Timor. J. geol. Soc. London 136, 65–70.

Hamilton, W. 1979: Tectonics of the Indonesian region. US. Geol. Surv. Prof. Pap. Washington 1078, 345pp.

Harris, R. A. 1989: Processes of allochthon emplacement with special reference to the Brooks range ophiolite, Alaska and Timor, Indonesia. Unpublished PhD. Thesis, University of London, 514pp.

Harris, R.A., Sawyer, R. K. & Audely-.Charles, M. G. 1998: Collisional mélange development: Geologic association of active melange-forming processes with exhumed melange faciés in the western Banda orogen, Indonesia. Tectonics 17, 458–479.

HARRIS, R. A., KAISER, J. S., HURFORD, A. J. & CARTER, A. 2000: Thermal history of austalian passive margin cover sequences accreted to Timor during Late Neogene arc-continent collision, Indonesia. J. Asian Earth Sci. 18, 47–69.

HARSOLUMAKSO, A. H. 1993: Etude lithostratigraphique et structurale le long du transect Wini-Kolbano à Timor Ouest (Indonésie). Unpublished Thesis, University of Nice-Sophia-Antipolis, Valbonne (Fr), 256pp.

HASAN, K. 1990: The Upper Cretaceous flysch succession of the Balangbaru formation, Southwest Sulawesi, Indonesia. Unpublished PhD. Thesis, University of London, 336pp.

JASIN, B & HAILE, N. 1996: Uppermost Jurassic-Lower Cretaceous radiolarian cherts from Tanimbar Islands (Banda Arc), Indonesia. J. Southeast Asian Earth Sci. 14, 91–100.

KARIG, D. E, BARBER, A. J., CHARLTON, T. R., KLEMPERER, S. & HUSSONG, D. 1987: Nature and distribution of deformation across the Banda Arc-Australian collision zone at Timor. Geol. Soc. Am. Bull. 98, 18–32.

KENYON, C. S. 1974: Stratigraphy and sedimentology of the Late Miocene and Quaternary deposits of Timor. Unpublished PhD. Thesis, Imperial College, London, 291pp.

MARKS, P. 1961: The succession of nappes in the western Miomaffo area of island of Timor; a possible key to the structure of Timor. Proc. 9th Pacif. Sci. Congr. Bangkok, Thailand, 12, 306–310.

MARTINI, R., ZANINETTI, L., VILLENEUVE, M., COREE, J. J., KRYSTIN, L., CIRILLI, S., DE WEVER, P., DUMETRICA, P. & HARSOLUMAKSO, A. 2000: Triassic pelagic deposits of Timor: palaeogeographic and sea-level implications. Palaegeogr. Palaeclimatol. Palaeecol. 160, 123–151.

MOLENGRAFF, G. A. F. 1912: On recent crustal movements on the Island of Timor and their bearing on geological history of the East Indian Archipelago. Proc. Kon. Akad. V. Wetensch. Amsterdam 15, 224–225.

MOLENGRAFF, G. A. F. 1915: Folded mountain chains, overthrust sheets and block-faulted mountains in the East Indian Archipelago. C.R. XII Congr. Intern. Geol. Toronto, 389–702.

MONNIER, C., GIRARDEAU, J., MAURY, R. C., & COTTEN, J. 1995: Back-arc origin for the East Sulawesi ophiolite (Eastern Sulawesi). Geology 23, 851–854

Parkinson, C. D, 1991: The Petrology, structure and geological history of the metamorphic rocks of central Sulawesi, Indonesia, Unpublished PhD. Thesis, University of London. 337pp.

OSBERGER, R. 1954: Contribution to the geology of Timor. Notes on plio-pleistocene corals of Timor. Indonesian J. Nat. Sci. 110, 80–82.

PRIADI, B. 1993: Géochimie du magmatisme de l'Ouest et du nord de Sulawesi: traçages des sources et implications géodynamiques. Unpublished thesis, UPS-Toulouse (Fr), 293pp.

ROSIDI, H. M. D., Suwitodridjo, K. & Tjokosopoetro, S. 1979: Geological map of Kupang-Atambua quadrangle, Timor, 1:250 000. Geol. Res. Dev. Centre, Bandung, Indonesia.

SAWYER, R. S., BROWN, S. &. KARTONO, S. 1993: Stratigraphy and sedimentology of West Timor, Indonesia. Proceedings of the 22nd annual Indonesian petroleum association Convention, 533–574.

SMITH, R. B. & SILVER, E. A. 1991: Geology of a Miocene collision complex Buton, Eastern Indonesia, Geol. Soc. Amer. Bull. 103, 660–678.

SOERIA-ATMADJA, R., SUPARKA, S., ABDULLAH, C., NOERADI, D., & SUTANTO, 1998: Magmatism in western Indonesia, the trapping of the Sumba block and the gateways to the East of Sundaland. J. Asian Earth Sci. 16, 1–12.

SOPAHELUWAKAN, J. 1990: Ophiolite obduction in the Mutis complex, Timor, Eastern Indonesia. Unpublished PhD. thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, 226pp.

SOPAHELUWAKAN, J. 1991: The Mutis metamorphic complex of Timor: A new view on the origin and its regional consequences. Proceedings Indonesian Association of Geologists, 301–315.

STRUCKMEYER, H. I. M, YEUNG, M. & BRADSHAW, M. T. 1990: Mesozoic palaeogeographiy of the Northern margin of the Australian Plate and itsimplications for Hydrocarbon exploration. Pertrol explor. in Papua New Guinea; Proceedings of the PNG petroleum convention, Port-Moresby,12–14th february 1990, 137–152.

SUKAMTO, R. 1982: The geology of the Pankajene and Western part of Watampone, South Sulawesi, scale 1/250 000. Geol. Res. and Dev. Centre, Bandung, Indonesia.

TAPPENBECK, D. 1940: Geologie des Mollogebirges und einiger benachbarter. Gebiete (Niederlandisch Timor). Geol. Exped. Lesser Sunda Islands 1, 1–105.

VAN DER WERFF, W. 1995: Structure and morphotectonics of the accretionary prism in the eastern Sunda/western Banda arc. J. Southeast. Asian Earth Sci. 11, 309–322.

VAN MARLE, L. J. 1989: Benthic foraminifera from the Banda Arc Region, Indonesia, and their paleobathymetric significance for the geologic interpretations of the Late Cenozoic sedimentary record. PhD thesis. Free University Press, Amsterdam. 271pp.

VAN MARLE, L. J. 1991: Late Cenozoic paleobathymetry and geohistory analysis of central West Timor, Eastern Indonesia. Marine Petrol. Geol. 8, 22–34.

VAN WEST, F. P. 1941: Geological investigations in the Miomaffo region (Netherlands Timor). Noord. Hollandsch Uitgevers Maatsschappig, Amsterdam, 131pp.

VEEVERS, J. J., FALVEY, D. A, HAWKINS, L. U. & LUDWIG, W. J. 1974: seismic reflexion measurements of Northwest Australian margin and adjacent deeps. Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol. 58, 1731–1750.

VILLENEUVE, M., HARSOLUMAKSO, A. H., CORNEE J. J. & BELLON, H., 1999: Structure of West Timor along a North-South cross section. Geol Med. 26, 127–142.

VILLENEUVE, M., CORNEE J. J., GUNAWAN, W., MARTINI, R., TRONCETTI, G., JANIN, M. C. SAINT-MARC, P. & ZANINETTI, L. 2001: La succession lithostratigraphique du bloc de Banda dans la région de Kolonodale (Sulawesi central, Indonesie). Bull. Soc. géol. France. 172, 59–68.

VILLENEUVE, M., GUNAWAN, W., CORNEE J. J. & VIDAL, O. 2002: Geology of the central Sulawesi belt (Eastern Indonesia): Constraints for geodynamic models. Int. J. Earth Sci. 91, 524–537.

WAKITA, K., SOPAHELUWAKAN, J., MIYAZAKI, K., ZULKARNAIN, I & MUNASRI, 1996: Tectonic evolution of the Bantimala complex, South Sulawesi, Indonesia. Tectonic evolution of South East Asia Symposium, Geol. Soc. London Spec.Publ. 106, 353–364.

Manuscrit reçu le 13 février 2004
Révision acceptée le 14 février 2005
Published Online First August 31, 2005