



HAL
open science

Contribution à la géologie du bassin nord oriental de l'île de Java - Indonésie. Sédimentologie d'un bassin d'arrière arc.

Abdul Muin

► To cite this version:

Abdul Muin. Contribution à la géologie du bassin nord oriental de l'île de Java - Indonésie. Sédimentologie d'un bassin d'arrière arc.. Tectonique. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1985. Français. NNT: . tel-00711880

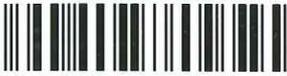
HAL Id: tel-00711880

<https://theses.hal.science/tel-00711880>

Submitted on 26 Jun 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



MUIN (A.)
Ex. n° 1

THÈSE DE DOCTORAT
DE L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

SPÉCIALITÉ GEOLOGIE APPLIQUÉE
OPTION SÉDIMENTOLOGIE

11 DEC. 1985

par

Abdul MUIN

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (78) 87.46.43

CONTRIBUTION A LA GÉOLOGIE DU BASSIN NORD ORIENTAL
DE L'ILE DE JAVA - INDONÉSIE

Sédimentologie d'un bassin d'arrière arc

Thèse soutenue le 28 octobre 1985, devant la commission d'examen:

M. J. PERRIAUX	Professeur à l'USMG de Grenoble	Président
M. J.P. RAMPNOUX	Professeur à l'Université de Savoie	Rapporteur
M. L. RASPLUS	Professeur à l'Université de Tours	Rapporteur
M. G. MASCLE	Professeur à l'USMG de Grenoble	Examineur

THÈSE DE DOCTORAT
DE L'UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE
DE GRENOBLE

SPÉCIALITÉ GÉOLOGIE APPLIQUÉE
OPTION SÉDIMENTOLOGIE

11 DEC. 1985

par

Abdul MUIN

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
1 RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

CONTRIBUTION A LA GÉOLOGIE DU BASSIN NORD ORIENTAL
DE L'ILE DE JAVA - INDONÉSIE
Sédimentologie d'un bassin d'arrière arc

<

Thèse soutenue le 28 octobre 1985, devant la commission d'examen:

M. J. PERRIAUX	Professeur à l'USMG de Grenoble	Président
M. J.P. RAMPNOUX	Professeur à l'Université de Savoie	Rapporteur
M. L. RASPLUS	Professeur à l'Université de Tours	Rapporteur
M. G. MASCLE	Professeur à l'USMG de Grenoble	Examineur

NNB 10075645

11 DEC 1982

UNIVERSITY OF GREGG
INSTITUTE OF GEOLOGY
DOCUMENTATION
THE WALLACE GIBSON
2 BRISTOL GROUND FLOOR
1001 THE BLUES

C'est avec un réel plaisir que je dédie ce mémoire
à ma femme Rosita Susilayanti
à mes enfants Kathy Kirana et Tesa Filardhini
à mes parents
à LEMIGAS

AVANT - PROPOS

Ce travail effectué dans le cadre d'une collaboration scientifique et technique de notre Société PPTMGB "LEMIGAS" (Institut Indonésien du Pétrole) et des Universités de Savoie et de Grenoble I, a pour objet la reconstitution de l'histoire et de l'évolution sédimentaire d'un bassin d'arrière arc au cours du Tertiaire dans la partie nord-orientale de Java.

Au terme de cette étude, je tiens à exprimer toute ma gratitude et mes remerciements à tous ceux qui ont permis la réalisation de ce travail.

A l'Institut Indonésien du Pétrole (PPTMGB "LEMIGAS") mes remerciements s'adressent tout particulièrement à Monsieur le Professeur W. WISAKSONO, Directeur du LEMIGAS, Monsieur SUBIJANTO, Chef de la Division de l'Exploration et de l'Exploitation, Monsieur SUMINTA et Monsieur MUJITO, non seulement pour la grande confiance et l'aide financière importante qu'ils m'ont apportées, mais aussi pour les encouragements et les conseils qu'ils m'ont prodigués et qui ont largement contribué à l'achèvement de ce travail.

Monsieur J. PERRIAUX, Professeur à l'Institut Dolomieu de l'Université de Grenoble, qui m'a si bien accueilli dans son équipe de Sédimentologie et pour le grand intérêt qu'il a porté à ce travail; il a suivi l'avancement de mes travaux de recherche, et malgré ses occupations chargées il m'a aidé avec une patience exceptionnelle lors de la rédaction de ce mémoire. Je n'oublierai pas sa merveilleuse chaleur humaine et son attention familiale.

Monsieur L. RASPLUS, Professeur à l'Université de Tours, qui, avec sa grande expérience sédimentologique, a très amicalement guidé mes premiers pas sur le terrain, et dont les conseils et les fructueuses discussions m'ont permis de préciser les points essentiels de mon travail.

Monsieur J.P. RAMPNOUX, Professeur à l'Université de Savoie, qui après avoir son expérience remarquable acquise sur la partie occidentale des régions indonésiennes, a bien voulu s'intéresser (soutenir) une orientation sédimentologique et m'a confié par la suite l'étude dans ce secteur. Je le remercie aussi très vivement d'avoir accepté d'être l'un de mes rapporteurs, puis corrigé précisément mon manuscrit.

Monsieur G. MASCLE, Professeur à l'Université de Grenoble, pour l'honneur qu'il m'a fait en acceptant d'être membre du Jury.

Monsieur J.P. USELLE, Maître de Conférence à l'Institut Dolomieu pour les conseils et les critiques qu'il m'a prodigués....

Ma gratitude va également à tous mes collègues de ma Société, en particulier JOHANNES P.K. qui m'a accompagné avec patience à plusieurs reprises sur le terrain, et NUR HASJIM qui a effectué les déterminations de la microfaune.

Je remercie également tout le personnel technique de l'Institut Dolomieu et en particulier Mr et Mme REVOL pour leur amitié spontanée et pour l'excellente frappe de ce mémoire.

Enfin, je n'oublie pas tous mes camarades de l'Institut Dolomieu pour la bonne humeur et l'ambiance chaleureuse qu'ils ont créées autour de moi pendant ces trois années de recherche.

RESUME

Le bassin pétrolifère du NE de Java, couvre une superficie de l'ordre de 19.000km², avec une épaisseur sédimentaire atteignant 5 à 6km de puissance.

Ce bassin, situé en arrière de l'arc volcanique tertiaire, appartient à des domaines mobiles affectés à la fois de fortes subsidences, et de déplacements tangentiels, soumis à des mouvements de convergence de plaque. Le jeu des grands accidents de cisaillement (décrochement sénestre N 70°, par exemple), intervenant au niveau de la croûte, a aussi probablement contrôlé pour partie la sédimentation et a engendré à leur contact des plis en échelon.

La première partie de ce mémoire dresse d'abord le cadre sédimentaire général de l'étude, puis se consacre à la description stratigraphique des terrains tertiaires. L'évolution verticale est caractérisée par cinq mégaséquences commençant chacune par une phase transgressive, et couronnée par une phase régressive. Cette organisation séquentielle replacée dans son contexte paléogéographique montre que l'évolution verticale et latérale de la sédimentation du bassin ne fut pas seulement contrôlée par l'oscillation globale du niveau de la mer, mais aussi par la mobilité locale du fond, due à l'activité tectonique.

La deuxième partie est consacrée à l'étude sédimentologique de cette série tertiaire. Elle est nettement axée sur les problèmes des faciès turbiditiques de la Formation de Kerek, dans la zone de Kendeng et sur la Formation de Tawun, notamment les sables de Ngrayong dans la zone de Rembang.

La Formation de Kerek correspond à un flysch argilo-marneux renfermant quelques corps grésos-conglomératique à géométrie chenalisée. L'analyse de ces faciès turbiditiques fait ressortir une dominance de faciès de D2 de MUTTI et RICCI LUCCHI (1975), une certaine fréquence du faciès C2, la présence locale des faciès A et B.

Les variations latérales et verticales de la composition minéralogique et l'orientation des structures sédimentaires révèlent trois sources d'apport de matériel détritique : la plus importante est constituée essentiellement par des éléments volcaniques-basaltiques, venant du Sud; la seconde, principalement terrigène et bioclastique fine, vient du N et du NE. Ces deux sources ont alimenté l'essentiel de la zone de Kendeng depuis la région de Sumberlawang à l'Ouest jusqu'à la région de Miono à l'Est, et ont été favorisées par l'effondrement du bassin avec une migration possible de l'axe et la création de failles de compensation ("growth fault" vers le Sud. La troisième source vient de l'Ouest et comporte soit des matériaux volcaniques, soit des mélanges bioclastiques (Grands Foraminifères) et des quartz non volcaniques grossiers. On la rencontre seulement dans la bordure ouest du bassin (régions Monosegoro et Borangan) à proximité de l'accident N 70°.

Dans la zone de Rembang, les Sables de Ngrayong correspondent à un système deltaïque dont les dépôts (sables quartzeux et argiles ligniteuses) proviennent de reliefs encore inconnus situés au Nord. L'interaction de l'écoulement fluvial et de la marée régit cette sédimentation dans un domaine marin de moyenne à haute énergie complexe et variable selon la position dans le bassin.

La sédimentation carbonatée est importante car elle couronne, en général, chacune des mégaséquences marno-argileuses; elle se présente sous deux faciès différents:

. le premier (calcaires de Kranji, de Prupuh et de Bulu) est caractérisé par la prépondérance des faciès bioclastiques grossiers à grands foraminifères et la présence locale des bioconstructions à Lithothamnium et Coraux;

. le deuxième (calcaires sableux de Ledok et de Sëllorejo) est caractérisé par l'importance des faciès bioclastiques fins à petits foraminifères et glauconie.

La surrection et la stabilité du compartiment NE de cette zone paraissent responsable de la création des hauts fonds du Tuban et du Madura qui perturbent l'ordonnance séquentielle régionale.

Une synthèse paléogéographique sert de conclusion à ce mémoire.

ABSTRACT

The NE Java basin, which may contain as much as 5000-6000 m of sediments, covers a surface area of about 19.000 km².

This basinal complex, situated behind the Tertiary volcanic arc, belong to mobile portions of the Sunda Shelf marked by rapid subsidences and tangential displacements due to convergent motions of the plates. The left lateral strike-slip motions along the N 70° trending major system have controlled to some extent subsequent sedimentation within the adjacent area, and then brought about an "en echelon" folding system in the sedimentary cover.

The first part of this dissertation starts with the sedimentary framework of this study before taking up the stratigraphic description of the Tertiary sediments. Five megasequences can be distinguished in the sedimentary evolution, each starting with a transgressive phase and terminating with a regressive phase. When fitted into its paleogeographical context, this sequential organisation shows that the vertical and lateral evolution of the sedimentation in this basin was not solely controlled by the main global sea level changes, but also by local motions of the basin floor due to tectonic activity.

The second part, focussed on the sedimentological study of Tertiary deposits, is described with special emphasis upon the problems of the turbidite facies of the Kerek Formation (in the Kendeng Zone) and of the Ngrayong Sands Member of the Tawun Formation (in the Rembang zone).

The Kerek formation corresponds to a marly (or argillaceous) flysch containing some geometrically channelized conglomeratic sandstone. The facies analysis of these turbidites, using the MUTTI et RICCI LUCCHI model (1975), shows the predominance of facies D2 associated with a certain frequency of facies C2 and the presence of facies A and B.

The vertical and lateral variations of mineralogical composition together with paleocurrents interpretation reveal three sources of detrital materials: the major one, originating from the South, chiefly consists of volcano-basaltic elements; the second one, mostly fine bioclastic and terrigenous, derived from submarine highs or from carbonate banks bordering the northern flank of the turbidite basin. These two sources fed the major part of the Kendeng zone, from the Sumberlawang region to the west to the Miono region to the East, in which their supplying elements have been favored by subsidences due to synsedimentary growth-faults which probably migrated towards the South. The third source includes either volcanic material or bioclastic mixtures (Foraminifers, Algae, non-volcanic quartz and coal debris) derived from the Western periphery of the basin close to the N 70° trending faults.

In the Rembang zone, the Ngrayong Sands correspond to a deltaic system, whose deposits (quartzic sands and silty clay) are derived from still unknown reliefs, situated in the North. Interaction between the sediment-laden fluvial waters and basinal processes such as waves, tides, and oceanic currents governs the mechanism of sedimentation in a shallow marine environment of variable and complex energy according to the position within the basin.

The shallow-water carbonate deposition is important because it generally terminates each of the megasequences: the two following facies are recognized:

-the first one (Kranji and Prupuh Limestone, and also Bulu Formation) is characterized by the predominance of larger Foraminiferal limestone facies with local developments of coral-algal bioconstructions;

-the second one (Ledok and Selorejo sandy limestones) characterized by an extensive fine-grained bioclastic facies containing planctonic and small benthic foraminifera associated with glauconite.

The uplifting and the stability of the NE compartment of this zone seem to be responsible for the formation of carbonate buildups within the Tuban and Madura regions, which disturb the regional arrangement of the sequences.

As a conclusion to this dissertation, a paleogeographic synthesis is given.

INTRODUCTION GENERALE

I - LE CADRE GÉOGRAPHIQUE

II - LE CADRE STRUCTURAL

III - LE BUT ET LA MÉTHODE

INTRODUCTION GENERALE

I - LE CADRE GÉOGRAPHIQUE (Fig.1)

Située dans la partie septentrionale de Java de l'Est, entre 6°00' et 7°30' de latitude sud et entre 110° et 112°30' de longitude est, la région étudiée couvre la plus grande partie du bassin tertiaire du NE de Java. D'une surface dépassant 9000 km², elle est bordée au Sud par la chaîne volcanique quaternaire, au Nord par la mer de Java, à l'Ouest par les montagnes Ungaran et Muriah et l'Est par le détroit de Madura.

Du point de vue géomorphologique, on y distingue du Sud au Nord trois zones essentielles (Fig.1):

- LA ZONE DE KENDENG, représentée par un anticlinorium d'axe est-ouest, composée principalement de dépôts turbiditiques, pélagiques, et des calcaires bioclastiques du Tertiaire. Elle a 250 km de longueur et 20 km de largeur, et vers l'Est passe sous les plaines littorales de Mojokerto et du détroit de Madura.

- LA ZONE DE RANDUBLATUNG, formée par une vallée centrale, que l'on appelle aussi "Solo valley block" (VISCHER, 1952). Submergée à l'Est, cette dépression est représentée par le détroit de Madura dans lequel le remplissage marin se poursuit.

- LA ZONE DE REMBANG, constituée d'une région élevée du long de la côte septentrionale; elle forme deux anticlinoriums (Rembang et Cepu) séparés par la dépression Blora-Kening. Ainsi délimitée, cette zone a vu se déposer depuis le Tertiaire plus de 4000 m de sédiments. Il s'agit en majorité de calcaires de plate-forme, de marnes et d'argiles franchement marines, mais également de clastiques littoraux.

Les figures 1 et 2 présentent la région d'étude dans ses contextes géographique et géologique.

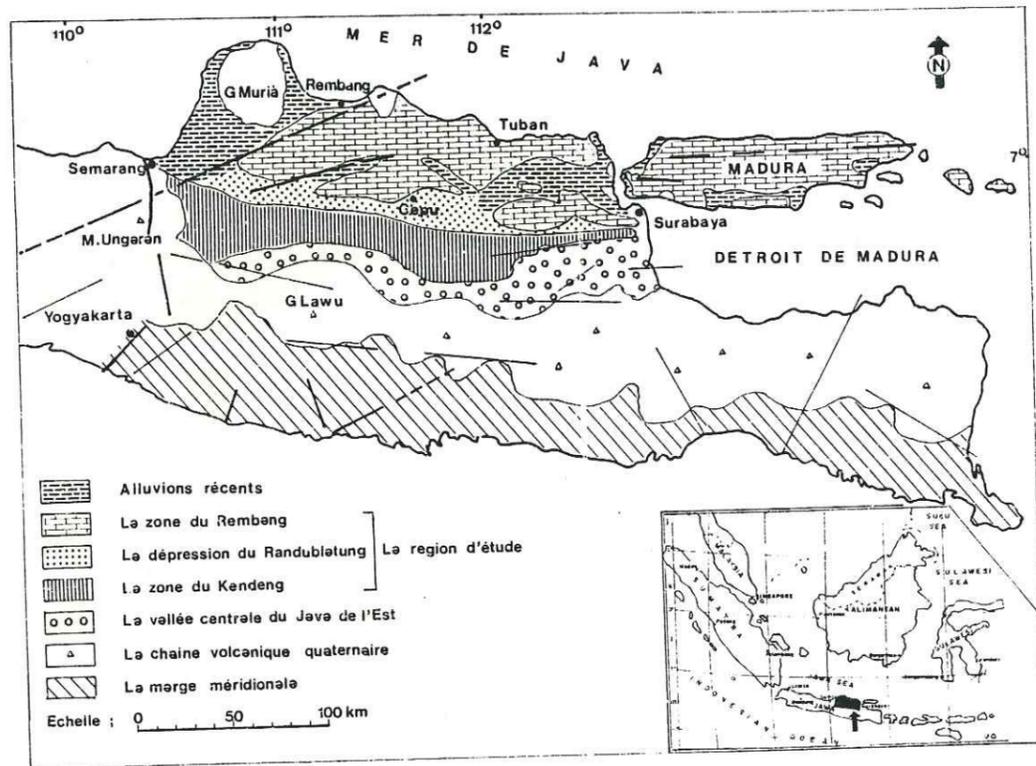
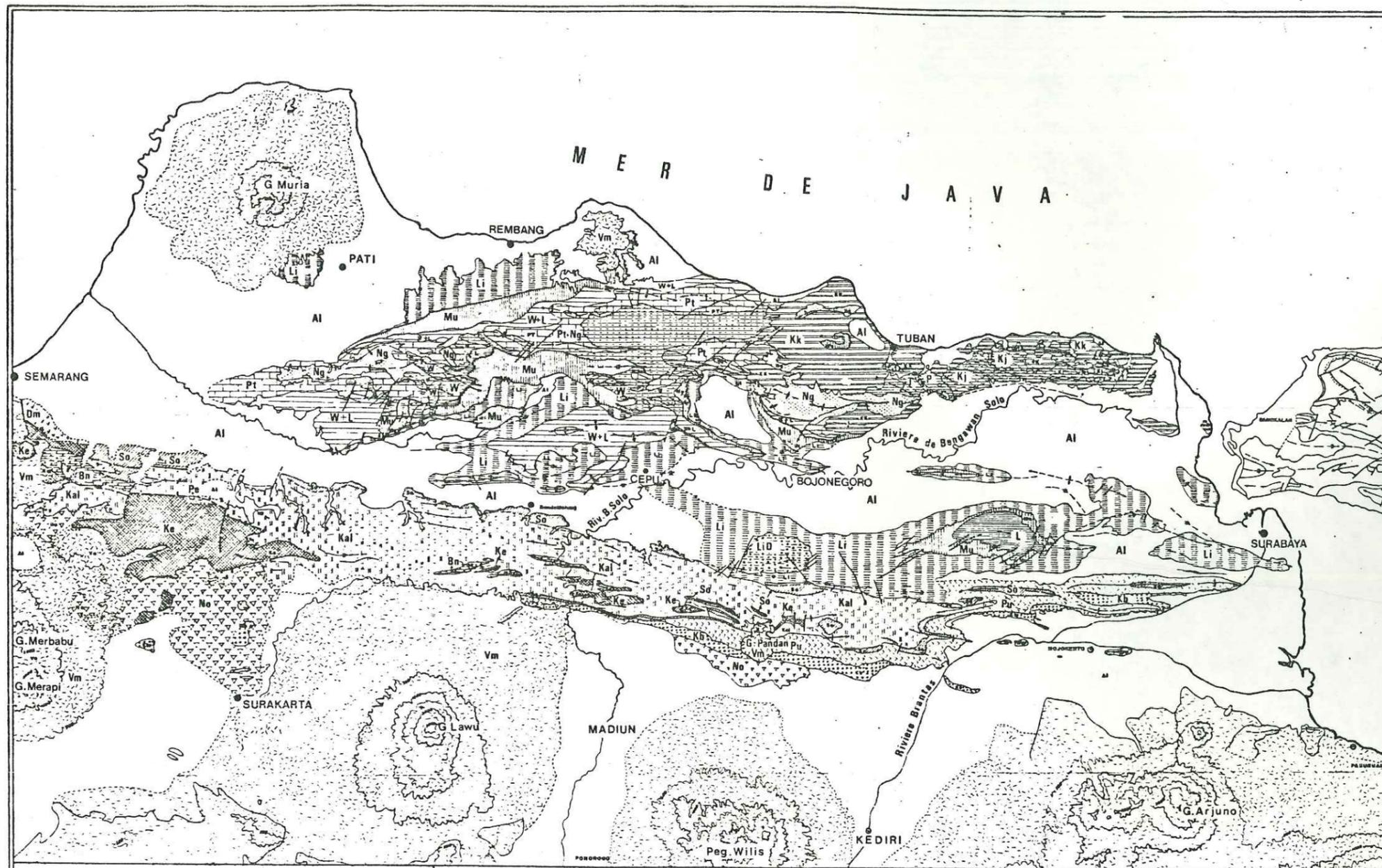


Fig.1 - Situation géographique de la région étudiée

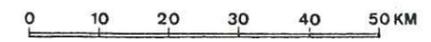
II - LE CADRE STRUCTURAL (Fig.3)

Formé essentiellement par un ensemble de deux arcs insulaires, l'archipel d'Indonésie est une zone interaction entre les plaques indo-australienne, pacifique, eurasiennne et philippine (KATILI, 1975). Au niveau de l'île de Java, qui fait partie de l'arc de la Sonde, la plaque océanique indo-australienne s'enfonce sous la plaque eurasiennne à une vitesse de l'ordre de 6,5 cm/an (LE PICHON et al., 1973). On y distingue plusieurs grandes unités structurales qui sont à peu près perpendiculaires à la direction de subduction, du Sud au Nord (Fig.3):



LA ZONE DE KENDENG		LA ZONE DE REMBANG	
QUATERNAIRE	Vm : Volc. quaternaires	QUATERNAIRE	A1 : ELLUVIAL
	Dm : F. DAMAR		Li : F. LIDAH
	No : F. NOTOPURO	PLEISTOCENE	LID : F. LIDAH (M. Dander)
	Kb : F. KABUH	PLIO-PLEISTOCENE	Kk : F. PACIRAN
	Pu : F. PUCANGAN	PLOCENE	Mu : F. MUNDU
PLIOCENE	So : F. SONDE + M. Klitik	MIOCENE-SUP	W+L : F. WONOCOLO+LEDOK
	Kal : F. KALIBENG	MIOCENE-SUP	L : F. LEDOK
MIOCENE-SUP	Bn : F. BANYAK		W : F. WONOCOLO
MIOCENE-MOY	Ke : F. KEREK	MIOCENE-MOY	Pt : F. BULU
MIOCENE-INF	Pe : F. PELANG		Ng : F. TAWUN+M. Ngrayong
		MIOCENE-INF	T : F. TUBAN
			P : F. PRUPUH
			Kj : F. KUJUNG

Fig.2 CARTE GEOLOGIQUE DU BASSIN DU NE DE JAVA



(d'apres LEMIGAS, modifiée par PRINGGOPRAWIRO, 1983)

- La ride de Java qui couvre la zone active de la subduction.
- Le bassin d'avant arc à remplissage cénozoïque, épais d'environ 6000 m (HAMILTON, 1974).
- L'arc volcanique quaternaire, bordé au Nord dans l'île de Java par des terrains tertiaires et quaternaires, calcaires, sableux et volcaniques, et au Sud par la marge émergée composée surtout de terrains tertiaires (Fig.1), et le bassin d'arrière-arc situé dans la mer de Java.

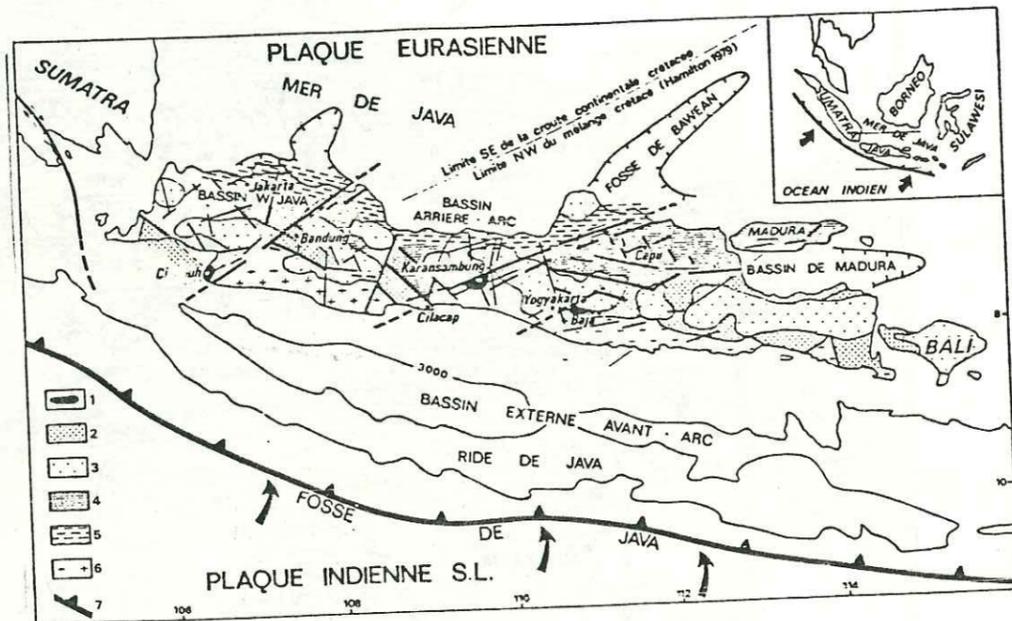


Fig.3: Esquisse structurale de l'île de Java (d'après CHOTIN P. et al., 1980)

- 1: mélangé ophiolitique (Crétacé sup. - Tertiaire inf.);
- 2: bassins quaternaires intra-arc;
- 3: chaîne volcanique;
- 4: zone à plissement exprimé;
- 5: zone globalement affaissé;
- 6: zone globalement soulevée;
- 7: trace du plan de subduction actuel.

Des études structurales (UNTUNG et SATO, 1978; LEMIGAS/BEICIP, 1969-1974; CHOTIN P. et al., 1980), et les images satellites, en particulier aux environs de la région étudiée, ont permis de mettre en évidence cinq ensembles d'accidents (Fig. 1, 3 et 4) qui s'alignent sur:

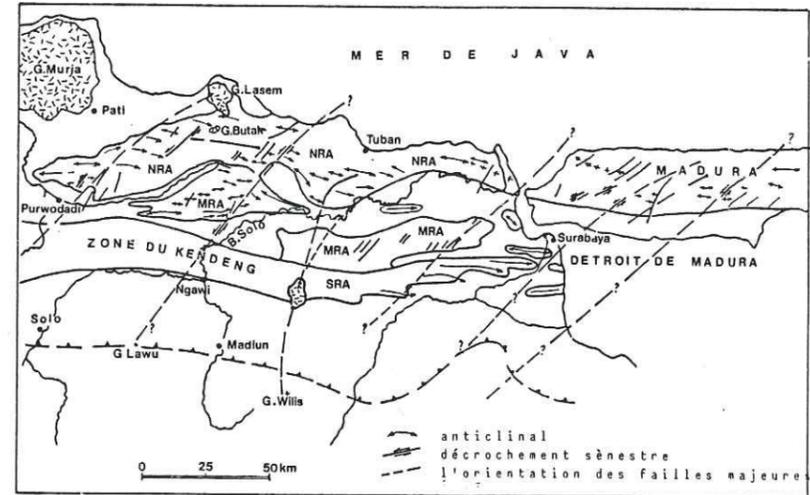


Fig.4. La relation schématique entre la série des failles majeures NE-SE et des plis "en échelon" dans le bassin du NE de Java (d'après LEMIGAS/BEICIP, 1969). NRA=North Rembang Anticlinorium MRA=Middle Rembang Anticlinorium

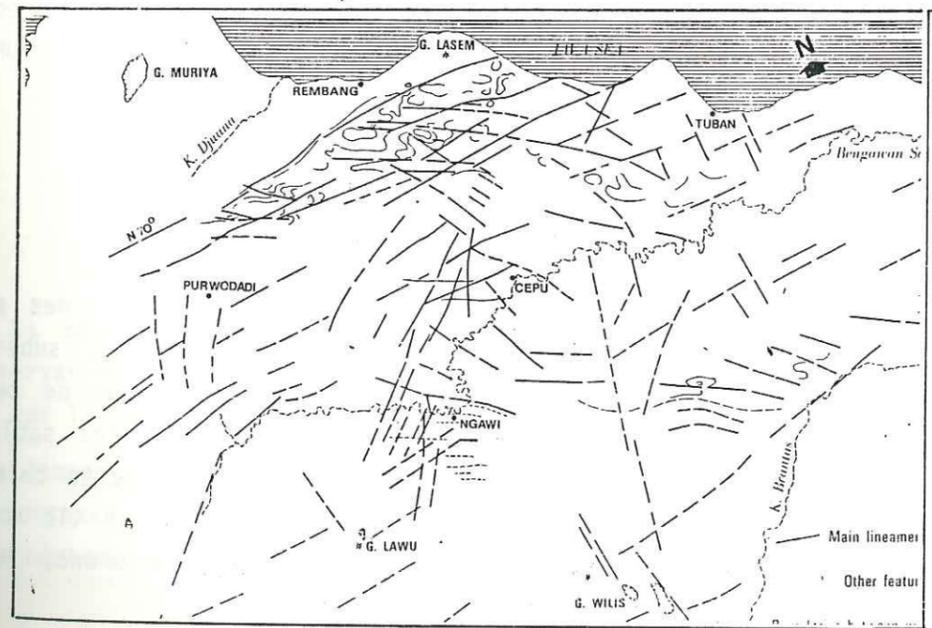
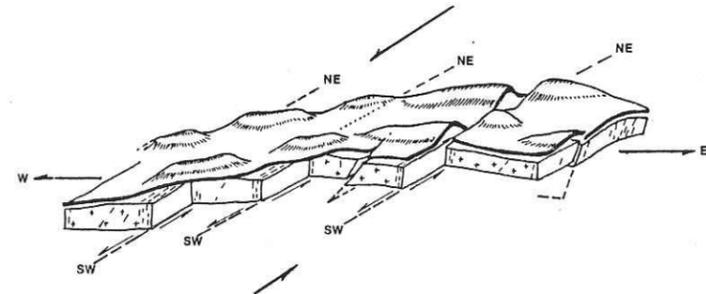


Fig.5 - Interprétation du réseau de fracturation par photo satellite.

- les directions N 30°, N 90°-N 110°, N 135° et N 165° représentant des failles normales;

- la direction N 70°, représentée par des grands décrochements sénestres qui prennent l'île en écharpe.

Les divers apports détritiques, bien observés par les dépôts turbiditiques du Kerek (Kendeng zone) et l'observation des microstructures visibles en quelques points de la zone du Rembang (région Candi) et de la zone du Kendeng (coupe Bengawan Solo, coupe Kedung Geter, coupes Wonosegoro et Tuntang), nous permettent de présenter deux hypothèses particulières:

- quelques uns de ces accidents se seraient développés au minimum depuis le Miocène inférieur (N 60°-75° et N 110°-135°);
- ces accidents pourraient être responsables de la diversité des apports détritiques en déterminant, dans la formation des épaisses séries turbiditiques du Kerek, trois sources principales; au Sud (matériaux volcaniques prédominants), au Nord (biodétritiques resédimentés), et à l'Ouest près de l'accident N 70° (matériaux bioclastiques quartzeux).

En ce qui concerne les systèmes de plissement, on distingue dans la région étudiée, des ensembles d'anticlinoria s'alignant généralement sur une direction est-ouest à NE-SW. Ce système de plissement en échelon aurait été formé par des failles de décrochement NE-SW (SITUMORANG B., 1976; LEMIGAS/BEICIP, 1969).

III - LE BUT ET LA MÉTHODE

Dans le bassin tertiaire du NE de Java, remplie par des dépôts côtiers à profonds (carbonatés détritiques et turbidites), subsistait de nombreux problèmes que la seule méthode stratigraphique ne pouvait résoudre. Parmi ceux-ci, on peut citer ceux posés par les sables de Ngrayong, par la série flyschöide de Kerek et par les faciès calcaires à biohermes qui se développent dans plusieurs formations; ils offrent un intérêt particulier pour la recherche pétrolière et n'ont, jusqu'à présent, jamais été véritablement étudiés.

.Comment ces faciès se sont-ils développés, et quelles sont les provenances de leurs éléments détritiques ?

.Quels sont les rapports entre la tectonique et leurs dépôts ?

.Comment se sont installés les biohermes, et comment ont-ils disparu ?

Ces divers problèmes, ainsi que des nombreuses annexes qui s'y rattachent, restaient sans réponse, ou du moins sans réponse suffisamment argumentée.

Eclairer ces problèmes par une étude sédimentologique et reconstituer la paléogéographie de ce bassin est donc le but de cette étude qui intéresse en fait la totalité du Tertiaire, tout en donnant évidemment priorité aux niveaux à faciès détritiques, récifaux et turbiditiques qui sont caractérisés par de grandes variations latérales et verticales.

C'est aussi la raison pour laquelle les formations à faciès argilo-marneux, qui sont d'une grande monotonie et d'une grande pauvreté en figures sédimentaires, ont été peu étudiées.

Les difficultés rencontrées pour mener à bien une telle étude sont principalement de deux types:

- d'abord le climat du pays, tropical humide, qui provoque des altérations intenses, un couvert éluvial et végétal très développé et une grande rareté des affleurements;

- ensuite la grande fréquence des zones faillées. Il en résulte:

. une grande rareté de belles coupes continues permettant une étude détaillée et comparative, soit formation par formation, soit banc par banc;

. un nombre insuffisant d'observations détaillées du terrain dans les domaines de la morphologie et des structures sédimentaires notamment;

. un éloignement trop important (souvent plus de 10 km) des points d'observation et la rareté de séries complètes dans les formations intéressantes, ce qui interdit l'établissement de corrélations fines.

La méthode utilisée consiste à rechercher, à toutes les échelles d'observation, le maximum d'informations susceptibles d'être fournies, tant par le sédiment que par les fossiles.

L'important de leur analyse est que chaque fait soit étudié dans son contexte, en fonction, et à la lumière des autres objets et autres faits contemporains ou subcontemporains.

Les méthodes d'étude sont les suivantes:

1) Méthodes d'observation

- a) Observation des photographies aériennes et par satellite.
- b) Levé de cartes géologiques à 1/50.000 et 1/25.000 (Direktorat Geologi et LEMIGAS).
- c) Etude des coupes de terrain.

2) Méthode analytique

- a) Analyse stratonomique et séquentielle.
- b) Granulométrie
 - . Méthode linéaire, sur lame mince; mesure Ls et m de chaque grain traversé par le fil du réticule; comptes 200 grains;
 - . Tamisage à l'eau, sur une série AFNOR (intervalle de 1/3 phi, Laboratoire de Sédimentologie de l'Institut Dolomieu) et sur une série ASTM (intervalles de 1/4 phi, Laboratoire de Sédimentologie du LEMIGAS).
- c) Calci-dolométrie avec un manocalcimètre type Géoservice.
- d) Coloration des feldspaths (Méthode Van Der Plas, 1966).
- e) Coloration des minéraux carbonatés (Méthode Dickson, 1965).
- f) Séparation des minéraux lourds au bromoforme et au séparateur magnétique FRANTZ, et détermination.
- g) Analyse des minéraux argileux par diffractométrie X.
- h) Analyse minéralogique en poudre des galets volcaniques par Rayons X.
- i) Analyse des éléments rares (Rare Earth Elements).
- j) Comptages pétrographiques sur lame mince (méthode traditionnelle et méthode Dickinson, 1970); compter 300 grains pour chaque lame mince.
- k) Analyse paléontologique; abondance, diversité et rapport des foraminifères benthiques/benthiques+planctoniques, et datation.

3) Expression des résultats

a) Granulométrie: les résultats des pesées des résidus de tamisage sont représentés par les courbes cummulative, en coordonnées semi-logarithmiques et en gausso-logarithmiques (courbes probabilités). Le diagramme de C.M. de PASSEGA (1951) a été aussi construit.

b) Indices (Fig.6): les paramètres statistiques calculés sont: MEAN, SORTING, SKEWNESS et KURTOSIS. Deux formules ont été choisies

pour calculer ces indices: FOLK et WARD (1957) pour la méthode graphique, et FRIEDMAN (1961) pour la "method of moments". Nous avons procédé à une étude comparative de plusieurs méthodes (Fig.6: TRASK, 1932; OTTO, 1939; INMAN, 1952; KRUMBEIN et PETTIJOHN, 1938; FOLK et WARD, 1957; Mc CAMMON, 1962 et FRIEDMAN, 1961, 1967), et nous arrivons à la conclusion que les valeurs de "Mean" et de "Sorting" obtenues à partir de la méthode de "moments" sont les plus exacts. Par contre, pour le Skewness et le Kurtosis, la méthode des "moments" entraîne une erreur importante.

c) Comptages pétrographiques: les résultats sont représentés sous forme de tableaux de pourcentage (pour la méthode traditionnelle) et sous forme de diagrammes composites QFL (Quartz-Feldspaths-Lithiques) de DICKINSON et SUCZEK, 1979.

d) Les autres analyses: par tableaux et graphiques évolutifs.

	M E A N	S O R T I N G	S K E W N E S S	K U R T O S I S
TRASK [1932]	Median, β_{50}	$S_0 = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$	$Sk = \frac{Q_1 \times Q_3}{(Q_2)^2}$	$K = \frac{Q_3 - Q_1}{2(P_{90} - P_{10})}$
OTTO [1939] INMAN [1952]	$M\beta = \frac{\beta_{16} + \beta_{84}}{2}$	$\sigma_G = \frac{\beta_{84} - \beta_{16}}{2}$	$Sk_{1\beta} = \frac{\beta_{16} + \beta_{84} - 2\beta_{50}}{\beta_{84} - \beta_{16}}$ $Sk_{2\beta} = \frac{\beta_5 + \beta_{95} - 2\beta_{50}}{\beta_{84} - \beta_{16}}$	$K\beta = \frac{(\beta_{95} - \beta_5) - (\beta_{84} - \beta_{16})}{\beta_{84} \beta_{16}}$
KRUMBEIN et PETTJOHN [1938]		$QD\beta = \frac{\beta_{75} - \beta_{25}}{2}$	$Skq\beta = \frac{\beta_{25} + \beta_{75} - 2\beta_{50}}{2}$	$Kqa = \frac{\beta_{75} - \beta_{25}}{2(\beta_{50} - \beta_{10})}$
FOLK et WARD [1957]	$Mz = \frac{\beta_{16} + \beta_{50} + \beta_{84}}{3}$	$\sigma_1 = \frac{\beta_{84} - \beta_{16}}{4} + \frac{\beta_{95} - \beta_5}{6.6}$	$Sk_1 = \frac{\beta_{84} + \beta_{16} - 2\beta_{50} + \beta_{95} + \beta_5 - 2\beta_{50}}{2(\beta_{84} - \beta_{16}) + 2(\beta_{95} - \beta_5)}$	$K_G = \frac{\beta_{95} - \beta_5}{2.44(\beta_{75} - \beta_{25})}$
McCAMMON [1962]	$\frac{\beta_{10} + \beta_{30} + \beta_{50} + \beta_{70} + \beta_{90}}{5}$ $\frac{\beta_5 + \beta_{15} + \beta_{25} + \dots + \beta_{85} + \beta_{95}}{10}$	$\frac{\beta_{85} + \beta_{95} - \beta_5 - \beta_{15}}{5.4}$ $\frac{\beta_{70} + \beta_{80} + \beta_{90} + \beta_{77} - \beta_3 - \beta_{10} - \beta_{20} - \beta_{30}}{9.1}$		
FRIEDMAN [1961]	$\bar{x}_\beta = \sum_{i=1}^n f_i \cdot m_i$ (1 st moment)	$\sigma_\beta = \left[\sum_{i=1}^n f_i (m_i - \bar{x})^2 \right]^{1/2}$ (2 nd moment)	$\alpha_3 \beta = \sum_{i=1}^n \frac{f_i (m_i - \bar{x})^3}{\sigma^3}$ (3 rd moment)	$\alpha_4 \beta = \sum_{i=1}^n \frac{f_i (m_i - \bar{x})^4}{\sigma^4}$ (4 th moment)
" [1967]		$S_{0\beta} = \frac{\beta_{95} - \beta_5}{2}$	$\alpha_5 = (\beta_{95} - \beta_5) - 2\beta_{50}$	

Fig. 6 - Tableau des paramètres statistiques : les indices et les différentes formules utilisées dans les analyses granulométriques.

PREMIERE PARTIE

LA STRATIGRAPHIE

- 1 - LES PRINCIPALES ZONATIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES
- 2 - L'ÉVOLUTION DES CLASSIFICATIONS STRATIGRAPHIQUES DU BASSIN TERTIAIRE DU NORD - EST DE JAVA
- 3 - LES CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE LA SÉRIE TERTIAIRE DU BASSIN

— — —

LA STRATIGRAPHIE

Cette description est réalisée non seulement à partir de l'analyse séquentielle des séries sur le terrain, mais aussi par comparaison avec les données paléontologiques de quelques forages. Il en ressort que nos subdivisions ne sont pas identiques avec celles des précédents auteurs (PALTRINIERI et al., 1976; BAUMANN, 1982), mais quelques mégaséquences restent encore comparables.

Par ailleurs, du fait de l'évolution différente des faunes en Europe et en Indonésie, la nomenclature stratigraphique du Tertiaire indonésien ne correspond pas exactement à celle adoptée en Europe. C'est la raison pour laquelle nous présentons ici les principales zonations biostratigraphiques existant en Indonésie.

I - LES PRINCIPALES ZONATIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES

Du point de vue paléontologique, les microfossiles utilisés pour les corrélations en Indonésie sont représentées par des foraminifères, du nannoplancton et des spores ou pollen. Les foraminifères cénozoïques peuvent être groupés en trois catégories: les planctoniques, les petits benthiques et les grands foraminifères qui induisent la classification indonésienne en lettre "Indonesian Lettre classification").

I.1- LES ZONATIONS DES FORAMINIFERES PLANCTONIQUES

La première fut proposée par BOLLI (1957), puis révisée par BOLLI et BERMUDEZ (1965), BOLLI (1966), et utilisée par la plupart des paléontologistes pour les corrélations jusqu'à l'apparition d'une zonation du Miocène moyen et supérieur par BLOW (1967). Actuellement cette zonation de BLOW est la plus fréquemment utilisée, particulièrement dans les régions tropicales comme en Indonésie. Récemment plusieurs autres zonations planctoniques ont été développées (BLOW, 1969-1970; POSTUMA, 1972; BAUMANN, 1972; BERGGREN, 1972-1973). Mais l'une des raisons de la popularité de la zonation de BLOW en Indonésie est sa simplicité: les lettres N et P subdivisées en chiffres ont été employées pour désigner les zones, plutôt qu'une nomenclature de forme taxonomique. Cette subdivision est basée sur des "range zones" (ou définie par la répartition d'un taxon) sauf pour la zone N 23.

I.2 - LES ZONATIONS DES PETITS FORAMINIFERES BENTHIQUES

En Indonésie comme ailleurs, les zonations basées sur les petits foraminifères benthiques sont peu développées. Cependant, les micropaléontologistes en collaboration avec les compagnies pétrolières en Indonésie, ont établi quelques zonations locales généralement inédites. ADINEGORO (1973) a illustré brièvement la zonation benthique de la région du Jambi, Sumatra du Sud. BILLMAN et al. (1974) ont proposé une zonation benthique pour les dépôts néogènes du bassin de Kutai, Bornéo. Dans la région étudiée HETCH (1937) a fourni une association benthique qui est considérée simplement comme une association écologique sans valeur chronologique (KOESOEMADINATA, 1969).

I.3 - LES ZONATIONS DES GRANDS FORAMINIFERES

Pour remplacer les subdivisions du Tertiaire européen qui ne peuvent pas être directement utilisées en Indonésie, VAN DER VLARK et UMBROVE (1927) ont proposé une zonation basée sur les grands foraminifères (fig.7). La difficulté de corréliser les faunes tertiaires indonésiennes et européennes tient au fait que les mollusques tempérés et les foraminifères en Europe sont très différents de ceux que l'on trouve en Indonésie.

Bien que cette zonation des grands foraminifères soit d'origine indonésienne, ADAM (1970) a considéré qu'elle était applicable à une plus vaste échelle, et il l'a nommé "Indo-Pacific Letter Classification". Selon l'article 46 du Code Stratigraphique Indonésien, le principe est celui d'une classification biostratigraphique basée sur un certain nombre de zones concurrentes "Concurrent range zones") de grands foraminifères.

Noms des grands foraminifères	TERTIAIRE								Q
	Ta	Tb	Tc	Td	Te	Tf	Tg	Th	
<i>Assilina</i>									
<i>Pellatispira</i>									
<i>Nummulites (Camerina)</i>									
<i>Orthopragmina (Discocyclina)</i>									
<i>Lepidocyclina</i>									
<i>Lepidocyclina Megalospheric (1,mm)</i>									
<i>Miogypsina</i>									
<i>Trilina howchini</i>									
<i>Alveolinella</i>									
<i>A. Bontangensis (Flosculinella)</i>									
<i>Alveolina (Fasciulites + Megalviolinella)</i>									
<i>Flosculina</i>									
<i>Cycloclipeus</i>									
<i>Spiroclipeus</i>									
<i>Heterostegina</i>									

Fig.7 - Subdivisions stratigraphiques du Tertiaire d'après la répartition des grands foraminifères.

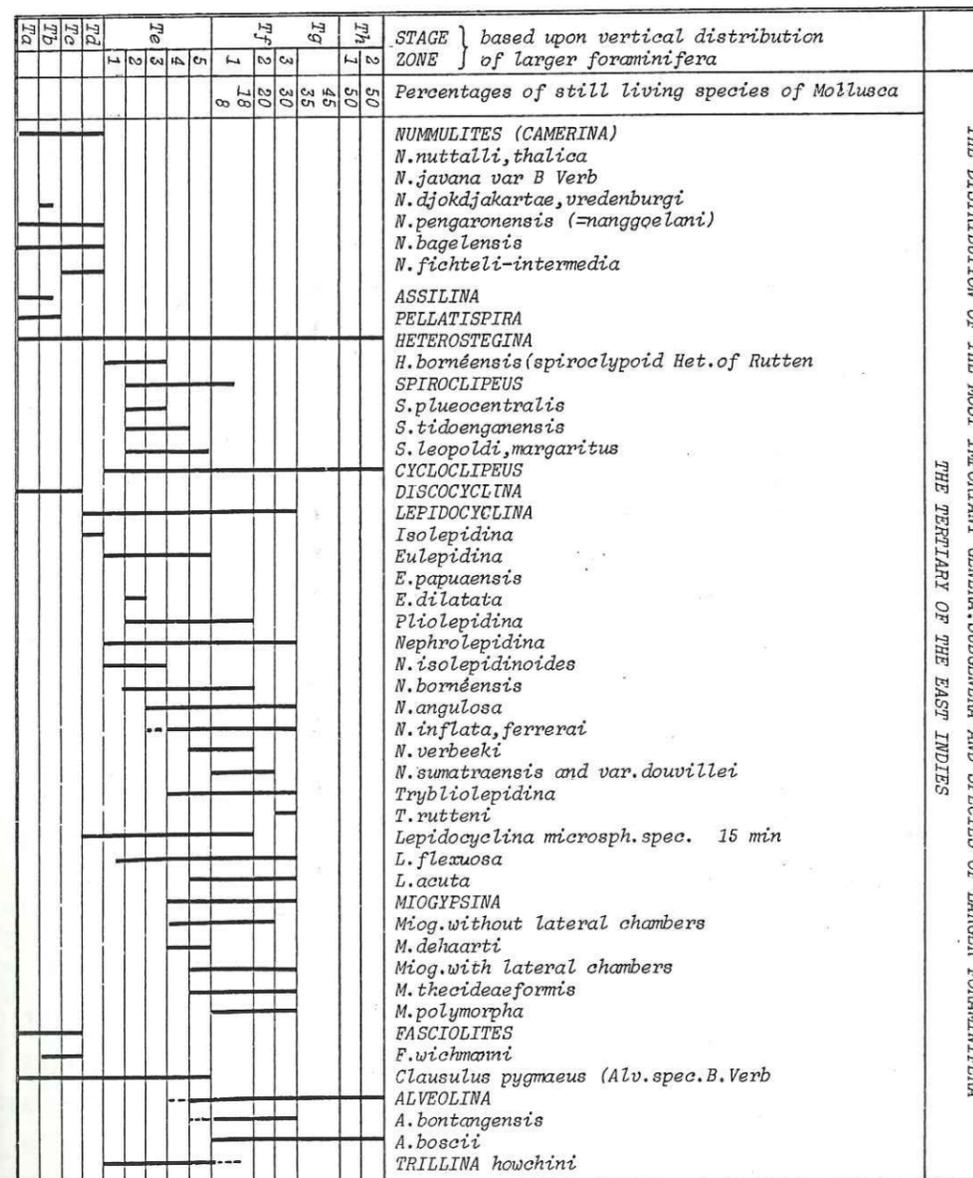


Fig.8 - Révision de l'"Indonesian Letter Classification" d'après van der VLARK, 1931

Cette classification fait apparaître huit unités majeures (fig.7) désignées comme "Tertiaire a" au "Tertiaire h" (ou Ta, Tb, Tc..... et Th). Le Tertiaire (e) a été ensuite subdivisé en cinq, Te1 au Te5, et Tf en trois (fig.8, LEOPOLD W. et VAN DER VLERK, 1931). Il faut noter que les zones Tg et Th sont principalement basées sur les pourcentages des mollusques encore vivants et actuels.

En raison du petit nombre des localités à stratotypes et de la discontinuité des coupes contenant de grands foraminifères, on a souvent des problèmes pour corréliser leurs limites avec d'autres biozonations. Ceci est bien montré dans la figure 9, par trois différentes interprétations faites par ADAM (1970), CLARK et BLOW (1969) et BERGGREN (1972).

Enfin cette classification demeure toujours importante pour la corrélation des séquences carbonatées peu profondes dans lesquelles les espèces planctoniques sont rares.

I.4 - LES ZONATIONS DES NANNOPLANCTONS

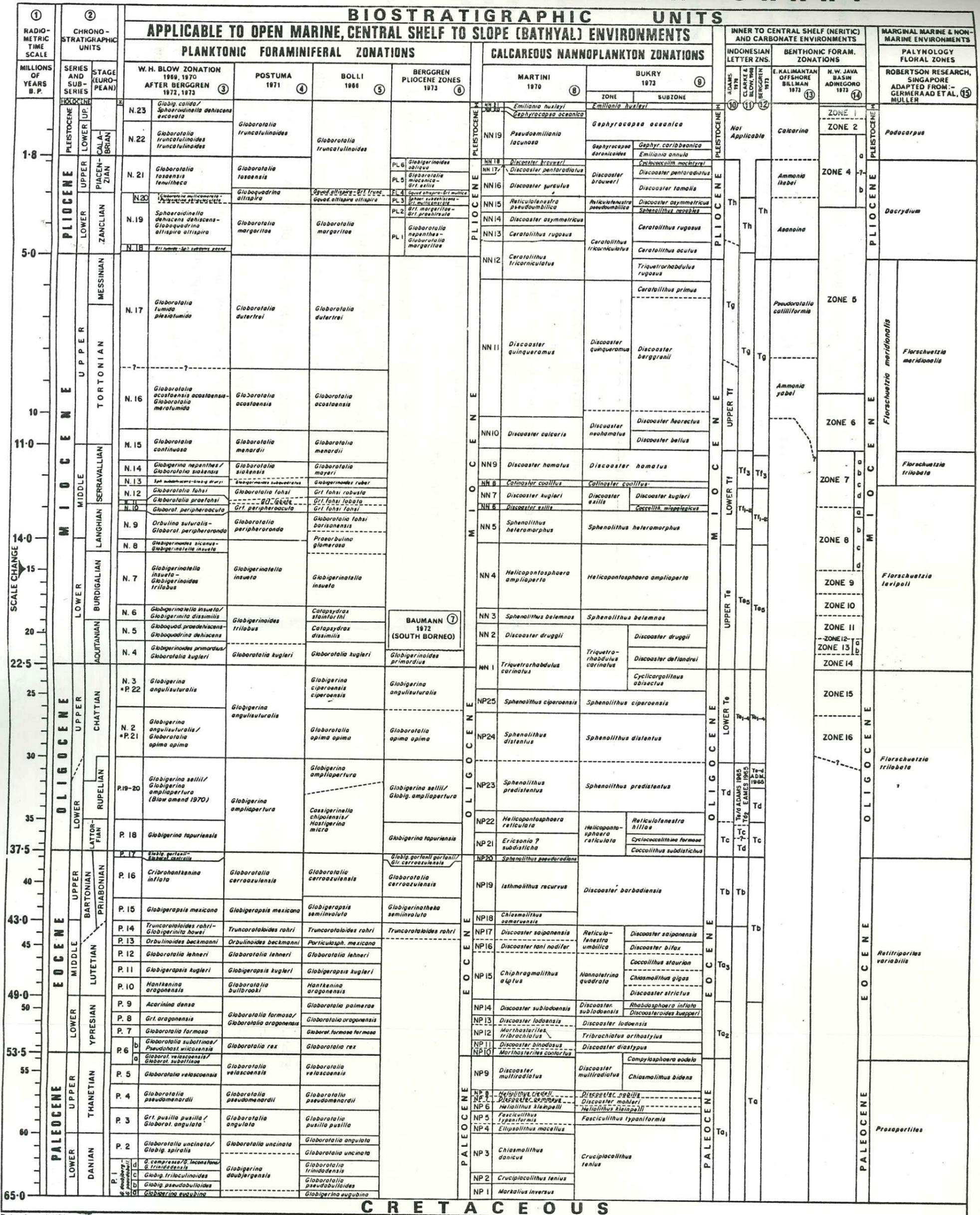
Grâce à leur vaste répartition géographique et à leur évolution verticale rapide, les nannoplanctons constituent d'excellents fossiles stratigraphiques. Deux exemples de zonations nannoplanctoniques (MARTINI, 1970; BUKRY, 1973) sont ainsi illustrées dans la figure 9.

Dans la région étudiée, l'étude faite par NUR HASJIM (1984) a donné un excellent résultat et des données importantes pour cette thèse.

I.5 - LES ZONATIONS PALYNOLOGIQUES (fig.9)

Pour les dépôts cénozoïques en Indonésie, il semble difficile d'établir une zonation palynologique aussi détaillée que celles des foraminifères planctoniques. Jusqu'à présent, la méthode la plus satisfaisante pour établir des corrélations palynologiques est celle qui utilise des "assemblages zones". Dans la pratique, cette zonation de valeur du temps stratigraphique limité, est largement utilisée pour un contrôle du faciès, et assez importante pour la corrélation locale dans les milieux non marins ou côtiers. On utilise en Indonésie une zonation palynologique développée par Robertson Research.

INDONESIA CENOZOIC CORRELATION CHART



Date: August 1973

Harold G. Billman

Fig. 9 - Tableau récapitulatif des zonations du Cénozoïque en Indonésie
(BILLMAN and SCRUTTON, 1976)

I.6 - REMARQUES

D'autres zonations du Tertiaire basées sur d'autres fossiles (mollusques, ostracodes, etc.) sont encore très peu développées en Indonésie, notamment à l'échelle régionale.

On peut citer aussi une zonation basée sur les minéraux lourds établie par DOUGLAS (1940) dans la zone du Rembang, mais cette classification est difficile à intégrer dans la corrélation régionale, car la répartition des minéraux lourds dans cette région est très limitée.

La corrélation basée sur des logs électriques peut être effectuée seulement dans la région aux environs de Cepu (champ pétrolifère).

I.7 - CONCLUSIONS

- Les zonations biostratigraphiques sont très utiles pour les corrélations des dépôts cénozoïques en Indonésie, et surtout dans la région étudiée où les coupes sont généralement incomplètes.

- Pour une corrélation détaillée et fine, il est nécessaire d'utiliser et de comparer plusieurs biozonations surtout dans le bassin étudié qui est caractérisé par des changements très rapides et des faciès ré-sédimentés.

- Dans les faciès carbonatés peu profonds qu'on trouve souvent dans la zone du Rembang, les zonations des grands foraminifères jouent un rôle important pour les corrélations et la datation.

II - L'ÉVOLUTION DES CLASSIFICATIONS STRATIGRAPHIQUES DU BASSIN TERTIAIRE DU NE DE JAVA (fig.10,11, et 12)

Le bassin tertiaire du NE de Java a fait l'objet de nombreux travaux synthétiques depuis le début du 19e siècle, car d'une part son aspect économique a attiré les compagnies pétrolières, et d'autre part les grandes variations latérales de faciès dans cette région marquées par la pauvreté des affleurements, provoquent des polémiques qui continuent encore.

Depuis 1931, plus de treize classifications stratigraphiques ont été établies sur ce bassin, et peuvent être groupées en deux périodes:

TROOSTER (1937)				DUYFJES (1938)				
AGE	FORMATIONS	STAGES	Local facies & Horizon	AGE				
	TRINIL						KABUH & JOMBANG BEDS	
PLIOCENE	MERGEL TON (MT)	Turi Domas	Mala limestone	Th	Th	Pliocene	PUCANGAN BEDS	
		Tambakromo	Dander Ist.					
MIOCENE	UPPER	Mundu	Selarejo / trans bed	Tg	Tg	Mio-Pliocene	UPPER KALIBENG BEDS	
			Kanango Marl hor					
	MIDDLE	GLOBIGERINA (GL)	Ledok	Grove Graene Lagan	Tf. 3	Tf	Up. miocene	LOWER KALIBENG BEDS
			Wonocolo	Platen Complex				
	LOWER	ORBITOID LIMESTONE (OK)	Ngrayong Sand Upper OK	Dillem Complex	Tf. 2	Tf. 1	L. miocene	REMBANG BEDS
			Lower OK					
OLIGO-MIOCENE	KUJUNG	Upper Kujung	Prujuh Limestone	Te. 5-1	Te	Oligo-miocene		
		Middle Kujung						
		Lower Kujung						

VAN BEMMELEN (1949)			MARKS (1957)		
AGE	REMBANG ZONE		AGE	REMBANG AREA	
	SOUTHERN PART	NORTHERN PART			
Holocene	Alluvial deposits	Arching up (Java sea subsiding)	HOLOCENE	High terrace	
Upper Pleistocene	High terrace accumulation	Lasem-Butak volc Uplift	PLEISTOCENE	Turi Fm.	
Middle Pleistocene	Blue Clays with marls and shell lime stones (Malo)			Domas Fm.	
Lower Pleistocene	Blue Clays			Blue clay Fm.	
Upper Pliocene	Globigerina Marls (Mundu)	Karren Limestones	PLIOCENE	Th	Mundu Member Karren Limestone
Lower and Middle Pliocene	Ledok Beds				Ledok Member
Upper Miocene	Wonocolo Beds	(Hiatus)	Tg	Wonocolo Formation	
Middle Miocene	Rembang Beds		Tf. 3	Ngrayong Member = Upper Orbitoid Ist. Member	
Lower Miocene			Tf. 2	Lower Orbitoid Ist. Member	
			Tf. 1	Member	
Aquitanian			Te. 5	Base Marl = Kujung Member	
			Te. 4		
			Te. 1	Rembang Beds	

Fig.10. Les différentes classification stratigraphiques du bassin de NE de Java entre 1937 et 1957.

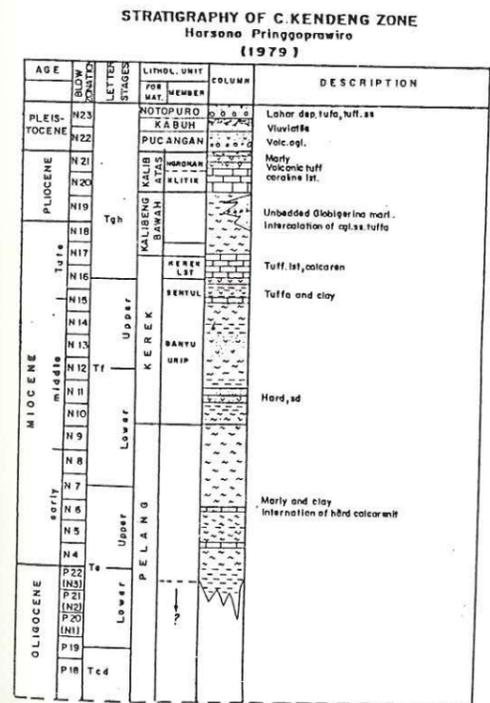
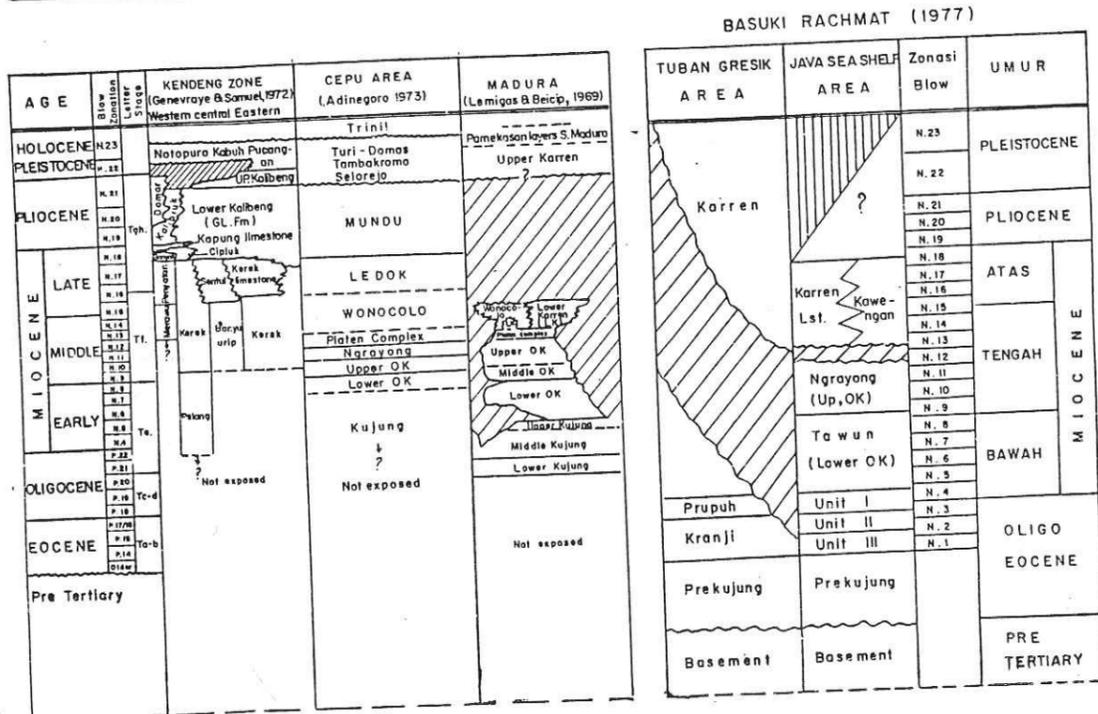
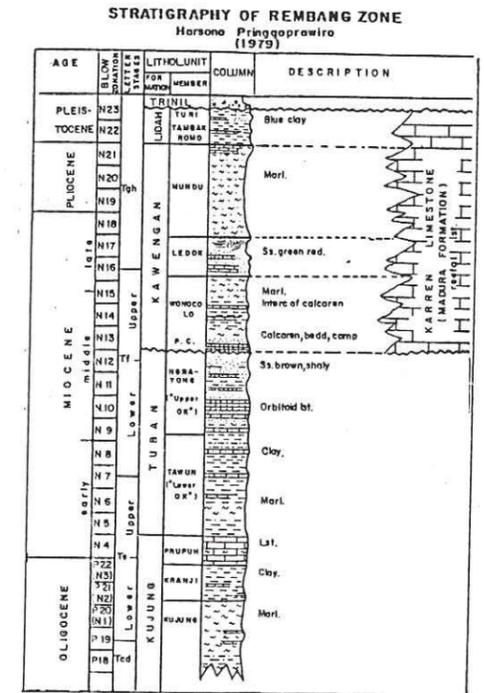
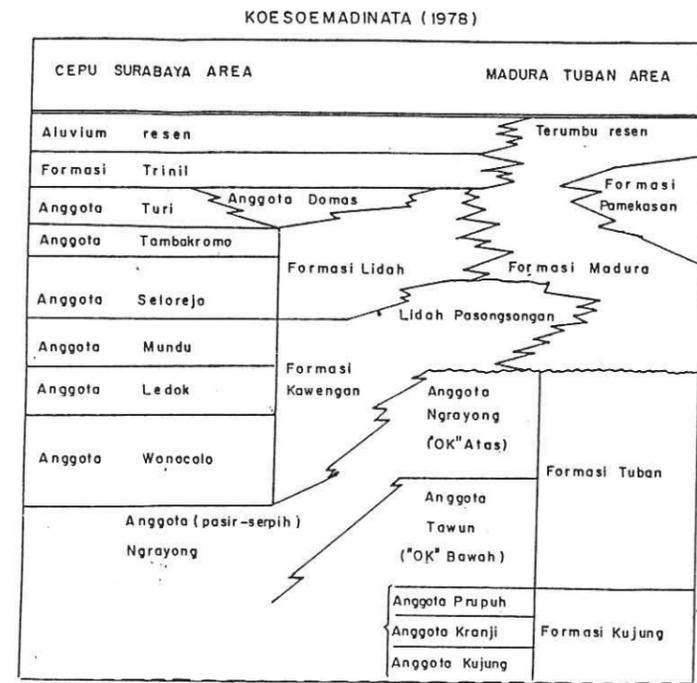
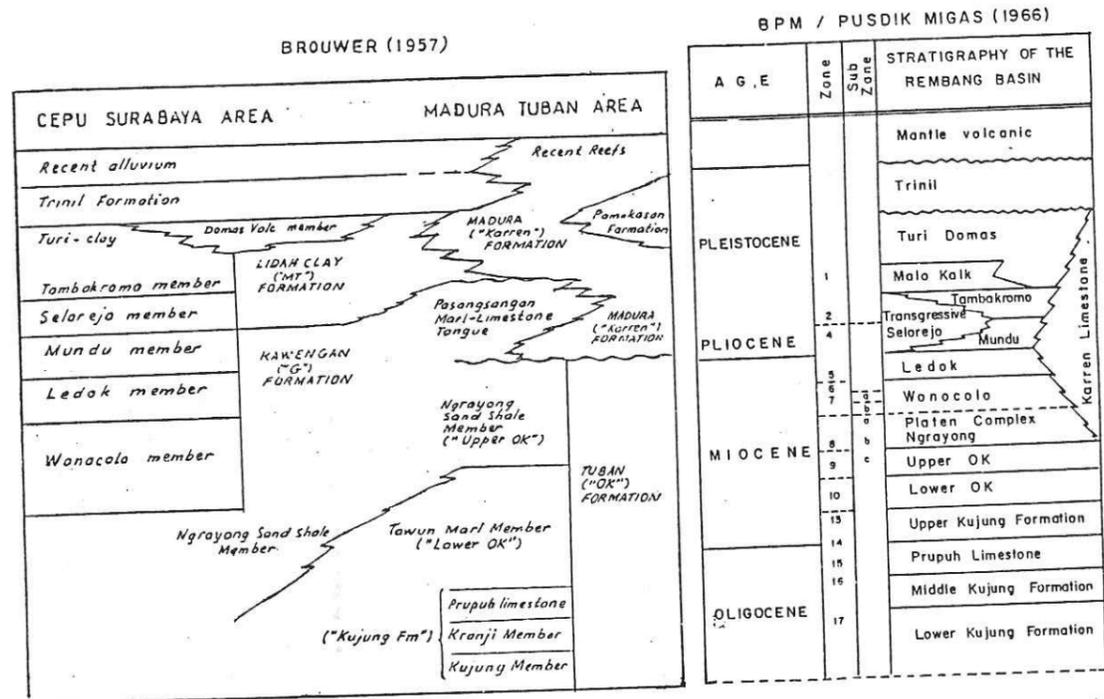


Fig.11. Les differentes classifications stratigraphiques du bassin de NE de Java ,entre 1957 et 1977.

Fig.12. Les differentes classification stratigraphiques du bassin de NE de Java entre 1978 et 1983

- La première, celle des précurseurs (1931-1937), correspond à l'établissement d'un cadre stratigraphique d'ensemble du Tertiaire et du Quaternaire (fig.10), dont les concepts de classification stratigraphique n'ont pas encore été bien définis.

- La seconde (1957-actuel) fut marquée d'emblée par les travaux remarquables de BROUWER (1957) qui a conduit à subdiviser la stratigraphie de ce bassin vers un sens lithostratigraphique.

II.1 - LES PRECURSEURS (1931-1957)

Le premier essai d'une classification stratigraphique de ce bassin a été effectué par SCHUMACHER en 1931, mais c'est à TROOSTER (1937) que nous devons la première synthèse stratigraphique de la région du Rembang. Dans sa classification, il reconnut quatre formations du Tertiaire.

De bas en haut:

- La formation de Kujung;
- La formation calcaire à Orbitoïdes (Orbitoid Limestone);
- Les marnes à Globigerinès ("GL Formation");
- et "Mergel ton".

Cette classification, à peine modifiée au cours des ans, a servi de référence aux géologues hollandais pendant une vingtaine d'années.

Puis les travaux cartographiques et stratigraphiques de Duyfjes (1932-1938) apportèrent une bonne connaissance fondamentale sur la Géologie de la zone du Kendeng. Il a utilisé le terme "beds" au lieu de "formation", ce qui ne correspondait pas bien à l'unité lithostratigraphique, et il a subdivisé cette zone en quatre "beds", qui sont de bas en haut: "Rembang beds" "Kalibeng beds", "Pucangan beds" et "Kabung-Jombang beds".

Dans la zone du Rembang, VAN BEMMELEN (1949) utilise aussi le terme "beds", et utilise la nomenclature de TROOSTER (1937), la différence portant sur les limites des unités.

Il nomme "Rembang beds" la formation "Orbitoid Limestone" de TROOSTER dont il place la limite supérieure au Miocène moyen (unconformite). Par contre, pour toutes les autres unités (Wonocolo, Ledok, Mundu, etc.), il avait correctement placé leurs limites.

Il faut bien noter que pendant cette première période, la subdivision des unités stratigraphiques a été compliquée par une grande divergence des conceptions philosophiques fondamentales des stratigraphies.

II.2 - L'EPOQUE MODERNE

Se basant sur des critères stratigraphiques plus objectifs, BROUWER (1957) a révisé la stratigraphie du Rembang et Madura, en appliquant les notions des formations et des membres dans un sens plus correct. Il a décrit quatre formations tertiaires dans la zone du Rembang (formations de Tuban, de Kawengan, de Madura et de Lidah) qu'il a ensuite subdivisées en plusieurs membres. Cependant, il est regrettable que ses travaux assez remarquables n'aient pas été connus et adaptés dès leur parution. Dans le cadre ainsi cité par KOESOEMADINATA (1969), le mérite de BROUWER fut de préciser l'attribution stratigraphique de la zone du Rembang, tout en rejetant la notion de "beds" qui avait été utilisée par ces prédécesseurs. La figure 11, résume ses corrélations entre la région Cepu-Surabaya et le région Tuban-Madura.

En 1978, KOESOEMADINATA a complété et modifié la classification de BROUWER en mettant le membre du Ngrayong dans la formation de Tuban. Il a ainsi regroupé les trois membres de la formation de Tuban (membre Kujung, membre Kranji et membre Prupuh) dans une formation de Kujung.

Dans le cadre de la recherche pétrolière, BPM/PUSDIK MIGAS (1966) utilise la zonation benthique de HETCH (1937), et fournit une classification semblable à celle de TROOSTER (1937), mais révisée au niveau de la limite des unités. Cette classification est encore souvent utilisée par les compagnies pétrolières.

Après la publication du Code Stratigraphique Indonésien en 1972, les classifications suivantes (Fig.11, 12) sont acceptables, bien qu'on puisse les discuter.

Le travail stratigraphique de PRINGGOPRAWIRO (1983) fut remarquable; il concerne essentiellement deux points:

- Dans la zone de Kendeng, il propose de transformer la nomenclature de la formation du Kalibeng inférieur et celle du supérieur en une formation du Kalibeng et une formation de Sonde. Il a créé ainsi un nouveau membre de la formation du Kalibeng caractérisé par les dépôts volcaniques et qu'il nomme "Membre d'Atas Angin" précédemment interprété par LEMIGAS/BEICIP (1976) comme la partie supérieure de la formation du Kerek.

- Dans la zone du Rembang, treize unités lithologiques (membres) de sa première classification (1979) ont été révisées et portées au rang de sa formation.

C'est cette nouvelle classification stratigraphique avec peu de modifications qui fut ma meilleure référence pour mes travaux.

III - LES CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE LA SÉRIE TERTIAIRE DU BASSIN

La série tertiaire de la région étudiée et des régions voisines est marquée par la superposition de plusieurs cycles de sédimentation, d'échelle variable; certains permettent de définir des unités lithostratigraphiques séquentielles, appelées formation et membre, dont la continuité latérale, qui a pu être établie depuis la plate-forme jusqu'au bassin, constitue le fondement de cette étude.

Les dépôts les plus anciens qu'on observe dans ce terrain sont datés de l'Oligocène supérieur, mais grâce aux campagnes de forages/exploitation effectuées par PERTAMINA, on peut noter la présence de dépôt de l'Eocène supérieur.

Dans ce chapitre, la définition des termes utilisés est suivie d'une description du cadre stratigraphique établie par PRINGGOPRAWIRO (1983), puis d'une présentation générale des données paléontologiques et sédimentologiques essentielles qui découlent de l'analyse détaillée de toutes les formations dans ce bassin.

III.1 - LES PROBLÈMES DE LA SUBDIVISION STRATIGRAPHIQUE

Plusieurs classifications stratigraphiques, établies depuis 1937 jusqu'à présent, montrent la confusion fondamentale dans le concept philosophique de subdivision des unités stratigraphiques.

Les langages communs sur les unités lithostratigraphiques entre les stratigraphes n'étaient pas bien définis et clairs, donc les unités biostratigraphiques étaient souvent appliquées comme des unités lithostratigraphiques. De ce fait la commission stratigraphique indonésienne a publié un code stratigraphique en 1973 qui admet les chercheurs de l'époque moderne à réviser cette confusion et à établir une raisonnable subdivision.

III.1.1 - Les unités lithostratigraphiques

Selon l'article 18 du code stratigraphique indonésien, la formation est une unité de base dans la subdivision des unités lithostratigraphiques, de rang intermédiaire entre le groupe et le membre. La formation doit être homogène et avoir une nature lithologique définie, constituée soit d'un certain type lithologique, ou bien d'un ensemble de deux (ou plusieurs) types lithologiques.

Cette définition admet la pluralité des lithofaciès au sein d'une même formation et n'exclut ni les variations verticales, ni les variations latérales de lithofaciès.

Le membre est une unité subordonnée à la formation, et caractérisé par une nature lithologique différente de celle de la formation (article 18.3). Dans l'organisation séquentielle des dépôts, le membre peut correspondre, en chacun des points d'observation, à une séquence de deuxième, troisième ou quatrième ordre. Cette définition peut aboutir à une multitude de nomenclatures, d'abord à cause de passages latéraux qui existent au sein d'un même membre, ensuite par l'absence de référence à un seul type de sédiment.

Enfin, les membres ainsi définis ne permettent pas aisément l'établissement de bonnes corrélations stratigraphiques d'une région à une autre, car d'une part leurs limites peuvent être hétérochrones, et d'autre part une grande confusion bibliographique résulte de leur multiplicité.

III.1.2 - Les surfaces limitantes

Selon l'article 17, la limite de deux unités lithostratigraphiques est marquée par un contact entre deux unités présentant des caractères lithologiques différents. Cette limite est placée sur la surface de contact dans le cas où le changement lithologique est net. Si le changement lithologique n'est pas bien net, la limite sera placée arbitrairement.

Dans son usage actuel, elle se heurte inévitablement à des difficultés car les affleurements dans la région étudiée sont pauvres, et les continuités latérales sont rares, espacées et tectoniquement dérangées. Enfin, les grandes variations latérales des faciès posent souvent des problèmes.

On peut noter aussi que cette définition est très simple et peu descriptive, et pour éviter les limites arbitraires, il est nécessaire de définir les surfaces limitantes d'une façon plus claire en les groupant de la manière suivante.

a) Contact net en régime de sédimentation discontinue

Il correspond à une surface parfaitement nette qui sépare deux types de lithofaciès bien distincts. Cette surface résulte de la superposition de deux phénomènes généralement indépendants, d'une part le changement de faciès dû à la modification des paramètres physico-chimiques du milieu de dépôts, et d'autre part, la lacune relative provoquée, soit par ravinement synsédimentaire (discordance simple), soit par déformation tectonique assez importante (discordance angulaire), soit enfin par absence de dépôt.

BAUMANN et al. (1972) ont constaté que le membre du Ngrayong est limité avec la formation de Tawun par une discordance simple.

Dans la formation du Kerek, les ravinements sont plus importants, et provoquent une ablation des dépôts plus anciens (départ de matériaux bioclastiques resédimentés avec les matériaux volcaniques au sein des coulées sableuses, coulées boueuses ou courants de turbidité..).

b) Contact par transition ou passage en régime de sédimentation continue

Ce type de contact représente un changement de sédimentation, marqué soit par une variation graduelle de lithologie, soit par une inversion de la courbe de l'évolution des faciès. Théoriquement, ce contact traduit une variation des paramètres physico-chimiques locale (courant, température, salinité, etc.) ou régionale (variation eustatique, changement de climat et de mouvements tectoniques) du milieu des dépôts.

Dans le premier cas, où les variations physico-chimiques locales entraînent un faible changement de la nature vers des dépôts, le contact peut être marqué par un passage progressif à petite ou moyenne échelle; (exemple des couches calcaires minces dans la formation du Pelang).

Par contre, le changement des paramètres physico-chimiques à l'échelle régionale provoque dans le milieu de dépôt une variation assez importante de la sédimentation qui se traduit, soit par un passage brusque d'un faciès à un autre faciès voisin, soit par une longue rupture progressive

de la courbe des faciès (exemple: passages du faciès bioclastique du Ledok entre les marnes du Wonocolo et du Mundu, dans la zone du Rembang).

En général, la modification des paramètres physico-chimiques dans un milieu de dépôt est précédée par un net ralentissement de la vitesse de sédimentation. Il faut donc noter, dans certaines assises bioclastiques, la dominance des éléments remaniés et très usés, et l'augmentation des traces de bioturbations.

Ce deuxième type de contact qui peut être assimilé à des surfaces isochrones, caractérise généralement les dépôts du bassin étudié.

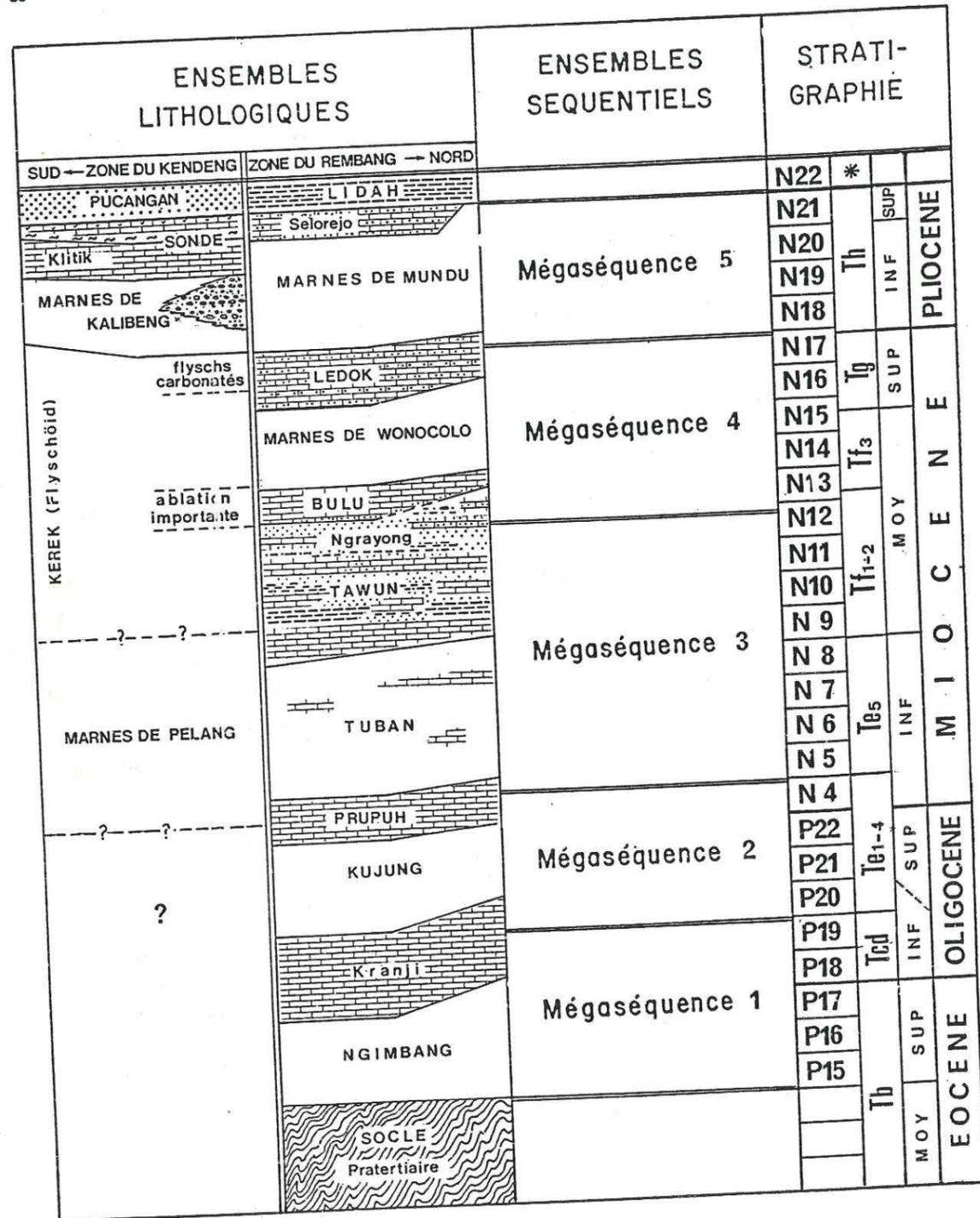
III.2 - LES MEGASEQUENCES ET LES ENSEMBLES LITHOLOGIQUES

Plusieurs cycles sédimentaires du Cénozoïque appartenant à l'arc magmatique, constitué par les îles de Java et de Sumatra, par son arrière pays, et par le plateau de la Sonde ont été décrits par PALTRINIERI et al. (1976), et récemment par BAUMANN (1982). Se basant sur des mécanismes géotectoniques, ce dernier auteur a subdivisé le Cénozoïque de Java et de Sumatra en cinq cycles sédimentaires (fig.16), commençant chacun par une transgression et se terminant par une phase volcanique et tectonique. Mais dans la région étudiée, les phases terminales volcaniques du premier, deuxième et troisième cycle n'ont malheureusement pas encore pu être mises en évidence.

LEMIGAS et BEICIP (1969) ont constaté que l'évolution de la sédimentation dans ce bassin correspond simplement à un comblement progressif, sans perturbation orogénique importante; cependant, l'étude stratigraphique que nous avons effectuée indique que l'évolution de ce bassin n'est pas aussi simple.

La grande variation latérale du faciès et une forte variation d'épaisseur des membres et des formations observées parfois dans ce bassin illustrent que l'évolution de la sédimentation n'est pas seulement contrôlée par l'oscillation globale de niveau de la mer, mais aussi par la mobilité du fond du bassin.

Toutefois, les grandes phases de transgression sont interrompues à plusieurs reprises par des périodes de régression, soit locale, ou bien généralisée aux milieux de dépôt, produisant une progradation temporaire ou durable des faciès peu profonds dans un faciès voisin plus profond.



* BERGREN (1973)

Fig.13. Correlation entre la disposition mégaséquentielle des assises tertiaires du bassin de NE de Java et les ensembles lithologiques (Formation en majuscule membre en minuscule)

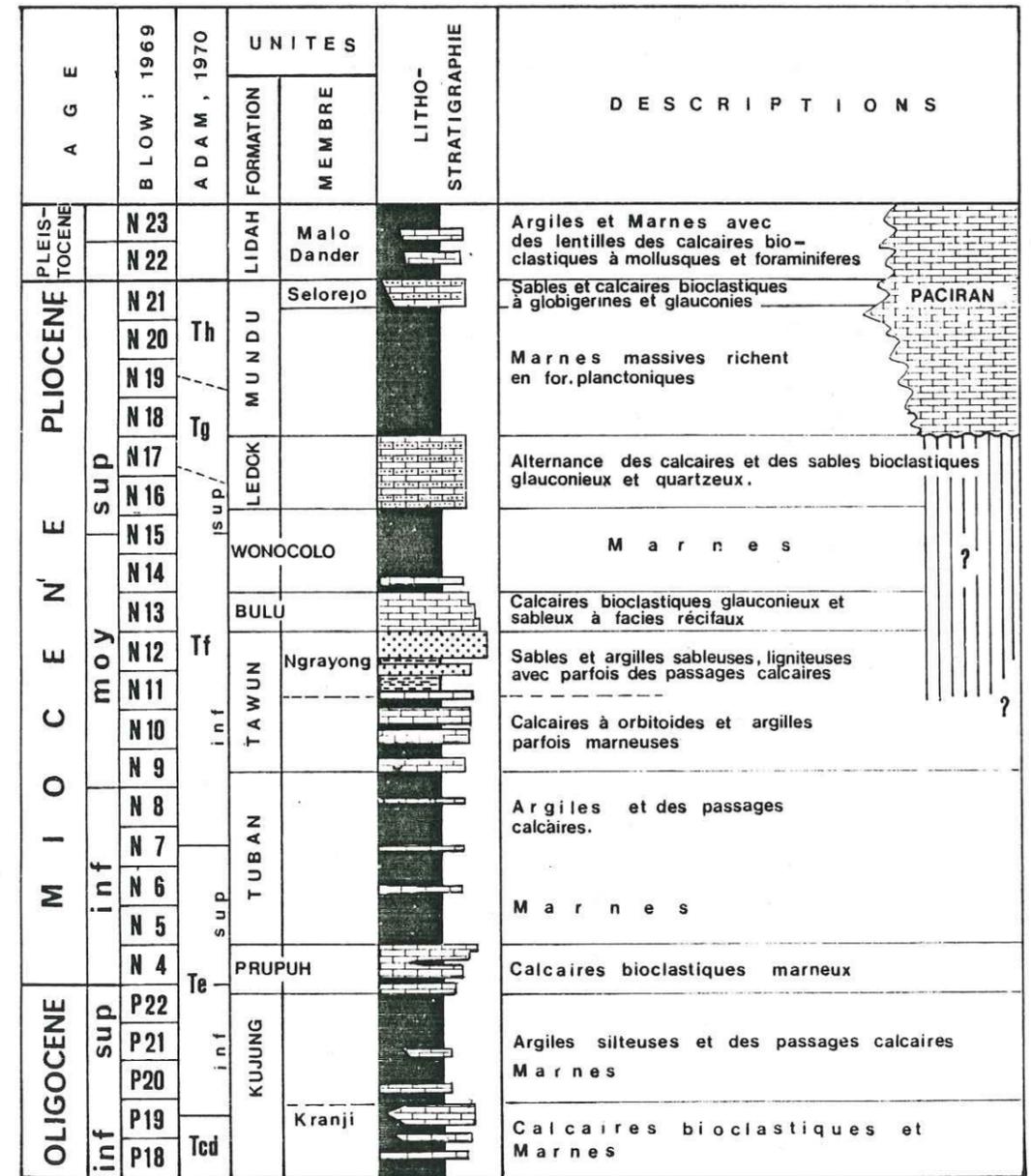


Fig.14 - Lithostratigraphie de la zone de Rembang (PRINGGOPRAWIRO, 1983)

A G E	B L O W : 1969	A D A M , 1970	U N I T E S		L I T H O - S T R A T I G R A P H I E	D E S C R I P T I O N S			
			F O R M A T I O N	M E M B R E					
P L E I S - T O C E N E	N 23		N O T O P U R O			Brèches volcaniques, tufs et sables			
	N 22		K A B U H			Sables grossiers, tuffacés (dépôt fluviatile)			
			P U C A N G A N			Grès sableux tuffacés et conglomérats			
P L I O C E N E	N 21	T h	K A L I B E N G S O N D E			Calcaires à balanes, mollusques, et marnes			
	N 20					K L I T I K	Calcaires bioclastiques à faciès récifaux		
	N 19	A T A S - A N G I N				Grès et brèches volcaniques turbiditiques			
	N 18					Marnes massives à globigerines			
	N 17					Dépôt turbiditiques à faciès pélitique-gréseux :			
M I O C E N E	N 16	s u p	K E E R E K			Alternance de calcaires gréseux (ou grès parfois conglomératiques) et d'argiles (ou marnes)			
	N 15								
	N 14	m o y							
	N 13								
	N 12								T f
	N 11								
	N 10	i n f							
	N 9								
	N 8	i n f							
	N 7								
N 6	P E L A N G								
N 5									
N 4	T e					Marnes et argiles avec des passages calcaires en couches minces			
O L I G O C E N E	P 22	s u p							
	P 21								
	P 20	i n f							
	P 19								
P 18	T c d								

Fig.15 - Lithostratigraphie de la zone de Kendeng
(modifiée d'après PRINGGOPRAWIRO, 1983)

Ces oscillations périodiques du niveau relatif de la mer ont une grande importance stratigraphique et lithologique, car:

- les périodes de progradation des faciès de plateforme correspondent à un accroissement des teneurs en carbonate et des pourcentages des terrigènes;
- les périodes de rétrogradation des faciès de plate-forme sont marquées par l'abondance des dépôts marneux dans le bassin.

A partir des caractères oscillatoires trouvés dans ce bassin, nous avons regroupé ces dépôts tertiaires en cinq mégaséquences (fig.13) qui constituent à l'échelle régionale douze ensembles lithologiques de rang de formation et de membre. Les formations peuvent être considérées comme des séquences de troisième ordre (ou mégaséquences), subdivisées en séquences de deuxième et premier ordre (séquence d'unité). Les pulsations des mégaséquences s'observent généralement dans la zone de Rembang, tandis que dans la zone de Kendeng leurs limites sont masquées par les dépôts profonds (fig.14 et 15).

III.2.1 - La mégaséquence 1 (Eocène supérieur - Oligocène inférieur)

Dans le bassin du NE de Java, comme dans la plupart des autres régions javanaises le début du Tertiaire n'affleure généralement pas, et n'est connu que par quelques forages d'exploration:

- à l'Ouest, par le forage du Purwodadi et à l'Est par les forages Ngimbang et Kujung 1.

La coupe du Purwodadi, base de la série de référence offre un excellent point de départ pour la description stratigraphique de ce secteur, et met bien en évidence la première période transgressive dans ce bassin. On y distingue deux ensembles lithologiques majeurs:

- un ensemble inférieur argilo-sableux, regroupant la formation du Ngimbang (Roskamil, 1979);
- un ensemble supérieur à calcaires bioclastiques, représenté par le membre du Kranji de la formation du Kujung.

a) L'ensemble inférieur (Formation du Ngimbang)

Il correspond à la transgression marine sur le socle prétertiaire (métamorphique) et à un développement des faciès argilo-sableux de la formation de Ngimbang qui est caractérisée à la base par l'alternance

de sables fins, gris, ligniteux, d'argiles ligniteuses et de schistes argileux. Vers le sommet, les argiles sont de plus en plus importantes et le rapport entre les espèces planctoniques et benthiques croît (20 à 60 %).

Les faciès de cet ensemble ont livré des espèces de grands foraminifères:

- *Operculina* sp., *Operculina victoriensis*, *Nummulites semi-globulus*,
Nummulites djokdjakartae et *Discocyclina* sp.;

et des planctoniques:

- *Hantkenina primitiva*, *Hantkenina alabamensis*, *Globorotalia centralis*,
Globorotalia cerruatulensis, *Globigrinatheka tropicalis*, *Globigerina-*
theka africana, *Hastigerina micra* et *Globigerapsis*, caractéristiques
de l'Eocène supérieur (P 15- P 16).

Les variations de faciès

Dans la partie est de la zone du Rembang, la variation de faciès entre la région de Kujung et la région de Ngimbang est relativement rapide. A Kujung, les faciès transgressifs surmontant le socle métamorphique ont les mêmes caractères que ceux de la base de la partie ouest, mais avec parfois, des passages de calcaires bioclastiques au sommet. Tandis que sur la région de Ngimbang (\pm 30 km au Sud de Kujung), les calcaires bioclastiques prédominent vers le sommet, avec très peu de passages marneux et argileux. L'ensemble de cette partie est: cette formation a été déposée dans un domaine côtier peu profond, par contre à l'Ouest ce faciès transgressif a évolué jusqu'au domaine profond.

Les variations d'épaisseur

L'épaisseur globale de la formation de Ngimbang est très variable: 153 m à l'Ouest et quatre fois plus dans les environs du Kujung. A Ngimbang, où le forage n'a pas pénétré jusqu'au socle, on note une épaisseur supérieure à 800 m.

Ces variations de faciès et d'épaisseurs indiquent que la paléotopographie, pendant la première transgression était assez irrégulière. Celle-ci est à son tour modifiée par un mouvement tectonique local qui rajeunit le relief, enfonce leur marge et renouvelle le jeu de l'usure et de l'accumulation.

Pendant la transgression, dans la partie est, les dépôts carbonatés sont importants et en équilibre avec la subsidence, tandis que dans la partie ouest, la faible épaisseur et les variabilités des dépôts (côtiers ou bathyaux) traduisent un déséquilibre du rapport sédimentation-subsidence.

b) L'ensemble supérieur (membre du Kranji)

Le dépôt des calcaires bioclastiques, récifaux (forage Purwodadi) sur la formation du Ngimbang implique une régression marine qui couronne ce premier mégacycle, et est en relation avec la régression régionale comme en Indonésie occidentale (BAUMANN, 1982) et sur la plate-forme australienne (QUILTY, 1980).

Dans la région de Ngimbang, cette régression est marquée par la progradation des calcaires bioclastiques, mais par contre vers le Nord (forage Kujung) elle est marquée par la progression du faciès transgressif précédent qui se poursuit jusqu'à l'apparition des calcaires du Prupuh (mégaséquence 2). Si cette régression est régionale, il est possible que l'absence des calcaires du Kranji, dans la région de Kujung, soit provoquée par des mouvements différentiels locaux. Ceci implique probablement l'interaction de deux phénomènes différents dans la partie Est de la zone du Rembang sur la sédimentation de cette époque:

- une mobilité tectonique locale du soubassement à la limite transgressive-regressive; ce phénomène serait responsable d'une différenciation des vitesses de subsidence entre la région de Kujung et la région de Ngimbang;
- un approfondissement important et local des milieux de dépôt dans la région de Kujung.

Au point de vue paléontologique, les calcaires de cet ensemble supérieur renferment de nombreuses espèces de grands foraminifères indiquant la zonation tertiaire "c" et "d" (*Nummulites fichteli*, *Nummulites intermedius*, *Nummulites acutus*, *Heterostegina praecursor*, etc.)

Sont également présents des ostracodes, des gastéropodes, des bryozoaires et des coraux.

L'épaisseur totale de ces calcaires varie peu d'Est en Ouest (78m à l'Ouest, 100-150 m à l'Est), et diminue rapidement vers le Sud.

III.2.2 - La mégaséquence 2

Avec la disparition des calcaires bioclastiques du Kranji, la deuxième mégaséquence est représentée par la formation de Kujung et la formation de Prupuh.

a) L'ensemble inférieur (Formation de Kujung)

Le début de la deuxième phase de transgression est marqué dans toute la région étudiée par une vaste sédimentation hémipélagique, principalement marno-argileuse.

Dans le secteur est de la zone du Rembang, ces assises hémipélagiques, dont la localité type (composite) se trouve à 500 m au Nord du village de Kujung (première localité type) et aux environs du village du Kranji (deuxième localité type) affleurent surtout au flanc nord des anticlinoria (anticline Kujung, anticline Pajaman et anticline Prupuh), et disparaissent vers le Sud (PRINGGO PRAWIRO, 1983).

A la première localité type, les assises hémipélagiques comportent au niveau basal de la formation du Kujung, des marnes, grès, verdâtres à nombreuses espèces planctoniques, avec passages de calcaires (2 à 40 cm), bioclastiques à grands foraminifères, algues et débris de coraux.

Tandis qu'au niveau sommital (localité type 2), elles sont constituées par des argiles monotones, intercalées par des calcaires bioclastiques parfois sableux (20-50 cm).

Dans la partie ouest (Purwodadi) les intercalations des calcaires bioclastiques dans les faciès généralement argileux n'apparaissent qu'au sommet.

Cette formation marquée dans la partie ouest par un grand pourcentage des foraminifères planctoniques (50 à 70 %) ont livré les espèces: *Globigerina venezuelana*, *Globigerina tripartita*, *Globigerina cryptomphala*, *Globorotalia opima*, *Globorotalia Kugleri* etc., caractérisant l'Oligocène moyen à supérieur.

Les variations de faciès et d'épaisseur

Le long de la zone du Rembang, l'ensemble inférieur de la deuxième mégaséquence est surtout représenté par des dépôts du domaine hémipélagique avec parfois des passages calcaires bioclastiques.

Vers le Sud (Zone de Kendeng), il devient progressivement plus marneux; il est représenté par la Formation de Pelang, alors que vers le Nord (mer de Java), la Formation de Kujung, atteinte par les forages

du Citles Service, correspond principalement à des faciès carbonatés peu profonds avec des sables côtiers; elle est ligniteuse à sa base.

L'épaisseur maximum de cette formation est encore incertaine, car les coupes observées dans la partie est ne sont jamais complètes, mais on l'estime à plus de 1000 mètres.

A l'Ouest (Purwodadi), les assises hémipélagiques ont une épaisseur beaucoup plus faible (± 120 m), parce que ce secteur est à la proximité du bord ouest du bassin.

b) L'ensemble supérieur (Formation de Prupuh)

Les affleurements de cet ensemble dont la localité type se trouve au village de Prupuh sont répartis seulement dans la partie est de la zone du Rembang, aux environs de Tuban et de Paciran.

Du point de vue lithologique, la formation de Prupuh est caractérisée par l'alternance de bancs décimétriques (maximum 50 cm) de calcaires bioclastiques et de biomicrites fines, marneuses.

Les calcaires bioclastiques, riches en grand foraminifères, en association avec des algues (surtout *Lithothamnium*) et des débris de coraux indiquent un domaine de dépôt de plateforme à faciès récifal.

L'érosion synsédimentaire, attestée par les bancs de calcaires à brèches, est surtout présent au niveau sommital de cet ensemble.

Les espèces de grands foraminifères, écologiquement bien développés (souvent de grande taille) sont dominés par:

- *Lepidocyclina sumatraensis*, *Lepidocyclina verrucosa*, *Lepidocyclina borneensis*, *Spiroclypeus Leopoldi*, *Spiroclypeus orbitoides*, *Mioqupsine borneensis*, *cycloclypeus* appartenant à l'Oligocène supérieur et au Miocène inférieur. La zonation planctonique, effectuée par PRINGGO PRAWIRO a précisé la datation au niveau N3 à N5, en raison de la présence des espèces: *Globigerina ciperoensis*, *Globigerina tripartita* et *Globigerinita dissimilis* à la base, et de l'apparition des espèces *Globigerinoides immaturus*, *Globigerinoides primordius* au sommet de cet ensemble.

Les variations de faciès et d'épaisseur

Disparaissant dans certaines zones (forage Lodan 4, LEMIGAS/BEICIP, 1969), les faciès précédents varient probablement de l'Ouest à l'Est pour passer à des faciès marneux, ou argiles sableuses. Vers le Sud, les calcaires bioclastiques passent rapidement aux faciès marneux de la formation de Pelang.

La variation d'épaisseur, observée dans la partie Est et au forage

de Purwodadi, est moins importante. A l'Ouest, on note une épaisseur d'environ 30 m et à l'Est, elle varie de 50 à 80 m. Il semble donc que la paléotopographie ait été longitudinalement moins irrégulière pendant l'installation de cet ensemble (plateforme Oligocène supérieur).

III.2.3 - La mégaséquence 3

Dans l'ensemble, le troisième mégacycle correspond à la formation de Tuban de PRINGGO PRAWIRO (1979), ou à l'ensemble de la formation OK, plus le membre du Kujung supérieur de TROOSTER (1937) et de PUSDIK MIGAS, 1966.

L'ensemble de "OK" a été subdivisé en deux membres "OK supérieur" et "OK inférieur" par plusieurs auteurs (TROOSTER, 1937; MARK, 1957; BPM/PUSDIK MIGAS, 1966; BASUKI RACHMAT, 1977; KOESOEMADINATA 1978

Cette subdivision a été surtout basée sur des critères paléontologiques, donc en équivalent avec la biozonation, mais ne correspond à aucun critère lithostratigraphique.

En raison de la présence de nombreuses petites oscillations des faciès dans l'ensemble de "OK", il est évident que les auteurs précédents eurent beaucoup de difficultés à établir une limite raisonnable entre "OK inférieur" et "OK supérieur". Pour notre part, la subdivision de l'ensemble "OK" peut être réalisé seulement en faisant une analyse détaillée des micro-faciès et des séquences sur une série complète de "OK", ce qui n'est jamais possible dans la région étudiée.

De ce fait, dans cette description stratigraphique, nous sommes en accord avec la subdivision récente de PRINGGO PRAWIRO (1983), dans laquelle la formation de "OK" est nommée "Formation de Tawun", qui correspond relativement à l'ensemble supérieur de la mégaséquence.

L'ensemble inférieur de la mégaséquence 3 représente donc la formation de Tuban (PRINGGO PRAWIRO, 1983) ou le membre de Kujung supérieur (TROOSTER 1937, BPM/PUSDIK MIGAS, 1966).

a) L'ensemble inférieur (Formation Tuban, PRINGGO PRAWIRO, 1983)

La formation de Tuban, qui correspond à l'ensemble inférieur de cette mégaséquence, dont la localité type se trouve au long de la rivière Suwuk au village Drajat, Paciran, Tuban, est caractérisée par des argiles monotones avec quelques passages des calcaires bioclastiques de 5 à 10 cm d'épaisseur. On observe aussi des interlits marneux riches en foraminifères à la base des séquences.

Dans la partie est, les argiles et les marnes d'épaisseur de 500m à plus de 600m ont livré les espèces planctoniques du Miocène inférieur (de zonation N5-N6) attesté fossiles indices comme: *Globigerina tripartita*, *Globigerinoides primordius*, *Globorotalia opima nana* et *Globigerinoides alti aperturus* tandis qu'à l'extrémité ouest, on trouve aussi des espèces comme *Globigerina rohri* etc. de l'intervalle N4 à N6.

Les bancs calcaires contiennent souvent des orbitoïdes (comme *Lepidocyclina*, *Cycloclypeus* et *Miogypsina*) peu des algues et des débris de coraux.

Les variations de faciès et d'épaisseur

Vers l'Ouest ce faciès argileux devient de plus en plus marneux, et les passages calcaires sont très rares. A Tawun 5., ils sont tous représentés par des marnes d'une épaisseur supérieure à 1370m. A l'extrémité ouest (Purwodadi), les faciès sont relativement similaires à ceux des environs de Tuban, mais déposés dans un domaine plus profond que les faciès de la localité type, car le rapport planctoniques/benthiques+ planctoniques est plus élevé; les grands foraminifères, presque absents, et les benthiques en association représentent un domaine de 100 à 200m de profondeur. Dans ce secteur ouest, l'ensemble inférieur à environ 200m d'épaisseur.

Vers le Sud, cet ensemble passe probablement au faciès marneux profond, représentant la formation du Pelang. Dans la mer de Java, en allant vers le Nord, les calcaires du haut fond apparaissent de plus en plus remarquables. Les caractères régressifs de ce faciès calcaire confirme notre idée d'une invasion de la mer (transgressive) pendant le Miocène inférieur.

b) L'ensemble supérieur (Formation Tawun)

La limite entre les deux ensembles de la mégaséquence 4, ne peut pas être placée avec précision en raison des difficultés d'observation d'une part, et des lacunes des séries complètes d'autre part.

Dans cette mégaséquence, la rupture et le point d'inflexion entre les faciès plus marneux ou argileux et le faciès plus silteux (avec des passages calcaires à orbitoïdes plus fréquents) seront considérés comme une limite transgressive - régressive.

Bien qu'on ne puisse pas trouver une série complète, la formation de Tawun qui est encore plus connue sous le nom de "Ok formation", est présente dans presque toute la zone du Rembang.

L'épaisseur, généralement très variable, est très importante vers le Nord, où elle peut atteindre 750 mètres. Elle est constituée principalement par l'alternance de schistes argileux et de sables, disposés en bancs continus et épais dans lesquels s'intercalent les bancs calcaires à orbitoïdes parfois gréseux caractéristiques de cette formation.

Ces intercalations calcaires, se présentant régionalement sous forme de grosses lentilles sont caractérisées par plusieurs types de faciès:

- des wackstones-grainstones à orbitoïdes;
- des packstones-grainstones à débris d'orbitoïdes, de coraux, d'algues et de mollusques;
- des faciès récifaux à coraux et algues, soit sous forme de biohermes isolés, soit sous forme organisée.
- des wackstones-grainstones à mollusques.

Aucun faciès oolitique n'a été observé dans cette formation, ou ni dans aucune série tertiaire de ce bassin.

A la base, l'ensemble supérieur de cette mégaséquence débute généralement par une assise argileuse plus épaisse que vers le sommet. Il renferme aussi parfois des passages marneux. Les passages de calcaires bioclastiques sont moins fréquents à la base qu'au sommet.

Vers le sommet, les argiles deviennent de plus en plus silteuses, schisteuses et ligniteuses. Ainsi que les sables et les calcaires bioclastiques qui se développent progressivement vers le sommet.

Au sommet de cette formation, les faciès de "OK" sont dominés par des sables meubles, propres, constitués surtout de quartz à grains fin moyen. Ce faciès sableux, bien connu sous le nom de "Ngrayong Sand" ou membre du Ngrayong (TROOSTER-1937, MARKS-1957, BROUWER-1957, ADINEGORO-1973; KOESOEMADINATA-1978; PRINGGOPRAWIRO-1979-1983) renferme les principaux réservoirs pétrolifères dans ce bassin.

Dans l'ensemble, cette formation représente souvent une mésoséquence rythmique partagée entre les dépôts terrigènes, argilo-sableux et les dépôts carbonatés, dont le développement varie beaucoup latéralement.

En même temps que de fréquentes oscillations du domaine des dépôts, on note toujours une évolution générale de type régressif. Les faunes livrées par des schistes argileux ou des marnes, dont l'abondance diminue vers le sommet, sont représentées par de petites quantités d'espèces planctoniques comme: *Globorotalia trilebus*, *Globorotalia fohsi-fohsi*, *Globorotalia praemenardii*, *Globorotalia sub aquadratus* et *Globigeninoïdes alti aperturus* qui donnent un intervalle de zonation N8 à N12 (BLOW, 1969) de la fin du Miocène inférieur au Miocène moyen.

Les petites forams benthiques sont représentées par les espèces *Bathysiphon* spp.; *Nodosaria* spp.; *Bulimina* spp.; *Quinqueloculina* spp., *Sigmoilina*, *Discorbis*, *Cibicides*, *Textularia*, *Nonion* et *Rotalia*, etc.

Le groupe des grands foraminifères à orbitoïdes, caractéristiques dans cette formation, est livré surtout par des bancs calcaires constitués des espèces: *Lepidocyclina atuberculata*, *Lepidocyclina ephippioides*, *Lepidocyclina nipponica*, *Miogypsinoïdes Bantamensis* et *Cycloclipeus* spp. (PRINGGO PRAWIRO, 1983) qui donnent la même datation que celle des planctoniques.

Les variations de faciès

D'Ouest en Est, les faciès peuvent varier lithologiquement du pôle argilo-sableux au pôle carbonaté: ce changement à l'échelle régionale est rapide, mais progressif.

Du Nord au Sud, la carte de la répartition du faciès qui représente la partie supérieure de cette formation (ou équivalent ou OK supérieur de BPM / PUSDIK MIGAS, 1966) montre que les faciès sableux s'amincissent vers le Sud avec l'épaississement du faciès argilo-marneux.

On note aussi l'invasion des faciès récifaux et des faciès sableux vers le Sud, ce qui indique bien une phase régressive pendant cette époque. Plus au Sud, dans la zone du Rembang se développent des faciès flyschoides marneux qui s'intercalent avec les dépôts turbiditiques à matériaux volcaniques provenant du Sud.

L'ablation synsédimentaire au Miocène moyen, située à peu près sur l'axe est-ouest de Ngawi paraît être responsable de la resédimentation des dépôts marneux anciens (Formation Tuban ou Pelang) dans la formation de Kerek.

Les variations d'épaisseurs

D'Ouest en Est, l'épaisseur de cette formation est peu variable, mais en direction nord-sud, elle varie assez rapidement.

Sur la coupe du forage Tawun 8 on a une épaisseur de 1750 m (sans correction de pendage et de failles).

A l'Ouest sur la coupe de la rivière Kedung Winong \pm 10 km au Nord de Purwodadi, AMINUDIN et YOHANNES (1981) ont mesuré 727 m d'épaisseur représentant "OK formation". Pour notre part, cette coupe concerne non seulement cette formation, mais aussi la formation de Bulu.

Sur la coupe de Kedung Atis (\pm 12 km à l'Est de la coupe de Kedung Winong) une série incomplète correspondant à cette formation donne une épaisseur supérieure à 515 m. (KOESOEMO, Y.P., 1982)

Épaisse de 118 m au forage Trembul 23 cette formation est constituée à la base par des marnes, des schistes et des calcaires à orbitoïdes, et vers le sommet par des passages sableux.

Dans l'ensemble, il est impossible de reconstituer une carte d'isopaque de cette formation, car les séries complètes sont très rares, même en forage.

III.2.4- La mégaséquence 4

La quatrième mégaséquence qui débute par le remaniement des couches supérieures des sables de Ngrayong, correspond successivement au développement du haut-fond du Bulu et au comblement des faciès marneux du Wonocolo. Elle se termine au Miocène supérieur par la progradation des calcaires bioclastiques à globigérines du Ledok.

Plusieurs auteurs ont constaté que le début de la transgression du Miocène a coïncidé avec l'installation des sables du Ngrayong (LEMIGAS/BEICIP - 1969, BAUMAN, 1982). Par contre, l'observation des faciès et l'analyse séquentielle sur le membre du Ngrayong nous montrent que ces sables se développent d'une façon régressive à la base et transgressive vers le sommet, et ce changement est généralement graduel (voir Partie A, Chapitre II).

Ce changement, qui traduit un bouleversement de condition physico-chimique du bassin, est souvent précédé par un ralentissement de la vitesse de sédimentation (attesté par une recrudescence des traces de bioturbations ou, dans les assises bioclastiques, par la prépondérance des éléments très usés et remaniés à la base de la formation de Bulu).

Une lacune par érosion synsédimentaire se trouve aussi dans le membre du Ngrayong, alors que dans la partie sud (vers la zone de Kendeng), on constate la présence d'une surface d'ablation synsédimentaire. De ce fait, la limite entre la troisième et la quatrième mégaséquence est représentée de façon générale par un contact de transition, mais localement il peut correspondre à un contact net dû à un régime de sédimentation discontinue.

a) L'ensemble inférieur

La quatrième phase transgressive, marquée par le retrait du faciès sableux du Ngrayong est caractérisée par l'installation de la plateforme du Miocène supérieur. Elle correspond à la base du développement des calcaires bioclastiques à nombreux faciès récifaux connus sous le nom de "Platen-Complex" (TROOSTER-1937, BPM/PUSDIK MIGAS-1966, LEMIGAS/BEICIP-1969, ADINEGORO-1973, PRINGO PRAWIRO-1979), et appelés récemment "Formation de Bulu" (PRINGGO-PRAWIRO, 1983).

Morphologiquement bien distincts, ils se répartissent largement dans la zone du Rembang, depuis Montonsekara à l'Est, jusqu'au Prawoto à l'Ouest, au Nord du Purwodadi). Ils sont constitués de "grainstones" et de "wackestones" à grands foraminifères algues, échinodermes et débris de coraux; souvent nettement lités, de 10 à 50 cm d'épaisseur, entre lesquels se développent parfois des bioconstructions assez importantes ou des biohermes à algues ou coraux. Ils comportent aussi des quartz resédimentés, des mollusques qui sont assez importants à la base et des glauconies.

Les grands foraminifères, nettement plus riches dans les calcaires lités, sont dominés par des groupes *Lepidocyclina* et *Cycloclypeus*.

Les planctoniques, rencontrés dans les passages marneux ou argileux, sont généralement moins importants (< 30 %), et représentent des espèces de la fin du Miocène moyen.

Les variations de faciès et d'épaisseur

D'Ouest en Est, cette série passe latéralement des calcaires bioclastiques lités aux calcaires massifs à faciès récifaux, et l'importance du développement de ces deux faciès est assez variable. Chaque construction récifale qui est souvent constituée de Lithothamnium, parfois de coraux en association, est généralement peu développée (largeur de 5 à 10 m, hauteur 1 m à 3 m).

Mais dans l'ensemble, ce faciès récifal peut se construire progressivement sur une épaisseur de plus de 50 m et une largeur de l'ordre d'une centaine de mètres à quelques kilomètres, comme nous l'avons observé dans la partie centrale de la zone du Rembang (montagne Baladewa, Sud du Rembang) et à l'Ouest (Kedung Winong).

Vers le Nord, surtout dans la mer de Java, plusieurs forages du Cities Service ont traversé principalement des faciès récifaux.

Vers le Sud, avec la diminution d'épaisseur globale ces calcaires bioclastiques sont progressivement remplacés par des faciès marneux. Verticalement on note que les faciès récifaux se développent surtout à la base avec une migration relative vers le Nord, par contre les calcaires bioclastiques lités sont plus importants vers le sommet, mais avec une diminution relative de la granulométrie.

D'Ouest en Est, l'épaisseur globale diminue dans un rapport de 4 à 1 (PRINGGOPRAWIRO, 1983), avec une épaisseur maximale de 248 m dans la localité type (village de Bulu, Sud du Rembang) et un minimum de 54,1 m à l'Est (région Manjung). Pour l'auteur, cette variation est beaucoup plus importante, car on a mesuré une épaisseur maximale de plus de 250 m à l'extrémité ouest de la zone du Rembang (Kedung Winong), et une épaisseur minimale de 10 m sur la coupe de Prantakan (au Nord de Bojonegoro).

Remarque: Au Sud, dans la zone du Kendeng, cette période d'abaissement est difficile à distinguer au point de vue lithologique, car les dépôts dans cette région relèvent du domaine profond de la formation du Kerek. Dans cette formation, la sédimentation correspondant à l'intervalle N 13 est très importante et semble être en relation avec la quatrième phase de transgression.

b) L'ensemble moyen (Formation Wonocolo)

Cet ensemble qui débute par la disparition progressive des calcaires bioclastiques de Bulu, est caractérisé par un approfondissement important des milieux de dépôt. C'est ce niveau qui montre dans toute la zone du Rembang l'apparition des couches marneuses, riches en foraminifères planctoniques.

Ce faciès marneux, nommé "Formation de Wonocolo" (PRINGGOPRAWIRO, 1983) est souvent intercalé à la base par des calcarénites à foraminifères, quartz et glauconites d'épaisseur de 2 à 15 cm, et vers le sommet par des argiles.

Les planctoniques représentés par des espèces de *Globorotalia menardii*, *Globorotalia siahensis*, *Globorotalia acrostoma*, *Globorotalia obesa*, *Globigrenoides tribolus*, *Globigerina praebulloides*, *Globorotalia acostaensis*, *Globigrenoides sacculifer*, *Globigrenoides immaturus* et *Hastigerina aequilateralis*, dont l'importance varie de 20 à 70% de l'ensemble, indiquent une zonation de N 14 à N 16 (au Serravalien supérieur à Tortonien inférieur).

Les associations des foraminifères benthiques comme *Bulumina inflata sequensa*, *Cibicides umbonatus Phlager*, *Bolivina striata*, *Uvigerina*, *Nodosania*, etc. et le rapport planctoniques / planctoniques + benthiques de 20 à 70 % indiquent un domaine marin ouvert, de profondeur 100 à 500 m (TIPSWORD, 1966, TROELSTRA).

Les variations de faciès et d'épaisseur

D'Ouest en Est, le changement de faciès de la formation du Wonocolo est relativement faible. Par contre, du Sud vers le Nord, ces faciès marneux deviennent généralement de plus en plus sableux. Plus au Sud dans la zone du Kendeng, ces faciès correspondent au faciès flysch marneux. Ce changement de faciès correspond directement aux variations d'épaisseur. La carte d'isopaque construite à partir des données des forages et les coupes des terrains (fig.) montre un épaissement global vers le Sud, sauf dans la partie est où on distingue une oscillation d'épaisseur. Sur l'axe est-ouest (Pegat, Bojonegoro, Tambakromo), l'épaisseur de cette formation peut atteindre plus de 1300 m, mais plus au Sud (l'axe Tobo 8 - Dander), elle décroît jusqu'à moins de 500 m, ce qui révèle dans cette partie un paléorelief de direction NW-SE.

Lorsqu'on observe dans la zone du Kendeng (au Nord du Ngawi) sur les dépôts turbidites du Kerek, un développement des flexures en direction NE-SW (voir Chapitre B II) donc perpendiculaire à ce paléorelief, on peut penser que les matériaux bioclastiques et les galets mous de ce dépôt de turbidites est aussi d'origine gravitaire NE.

c) L'ensemble supérieur (Formation du Ledok)

L'ensemble de la formation du Ledok, caractérisé par un niveau glauconieux remarquable, marque un ralentissement de la sédimentation et un abaissement assez important du milieu du dépôt par rapport à l'ensemble moyen du Wonocolo. La limite avec la formation du Wonocolo est généralement caractérisée par un contact graduel. Cette formation

dont la localité type se trouve au village de Ledok, 10 km au Nord de Cepu est constituée par une alternance de grès calcaireux et de marnes gréseuses. Les grès calcaireux, de 5 à 4 cm d'épaisseur, sont composés par des quartz fins généralement en faible pourcentage (15 %), mais pouvant parfois atteindre 50% au sommet de la série, et par des glauconites, fins à moyens de 5 à 45%. Alors que les marnes gréseuses, grises à gris verdâtre sont généralement plus épaisses à la base que les grès calcaireux (80 à 20 cm), elles s'amincissent vers le haut; une autre caractéristique de cette formation est de posséder de nombreuses traces de bioturbations, de fréquentes stratifications entrecroisées ("Trough cross bedding" et "Planar cross bedding") à grande échelle. Les marnes ont livré des espèces planctoniques caractéristiques de la zonation N17 - N18 (BLOW, 1969), donc Miocène supérieur attesté par la présence de *Globorotalia pleisiotomida*, et des espèces benthiques à association écologiques de type peu profond.

L'immersion maximum semble affecter seulement la bordure nord du bassin, qui se situe vers la mer de Java.

Les variations de faciès et d'épaisseur

Vers le Nord, ces faciès sont remplacés par des faciès récifaux et des faciès argilo-sableux côtiers (KENYON C.S., 1977), tandis que vers le Sud au centre du bassin (entre Cepu et Ngawi), les marnes sont plus prononcées. Cependant, plus au Sud dans la zone du Kendeng où ce niveau correspond à la partie sommitale de la série turbidite du Kerek, on note aussi une période d'abaissement du milieu du dépôt attestée par l'augmentation des teneurs en carbonate, et par des caractères de turbidites proximales. On peut donc conclure que cette période d'abaissement du niveau de la mer correspond à une phase régressive régionale.

D'Ouest en Est, l'épaisseur moyenne de la formation de Ledok varie seulement de 100 à 250 m. Ceci nous donne l'image de faciès déposés sur une plate-forme longitudinalement peu ondulée.

III.2.5 - La mégaséquence 5

Coïncidant à la base avec la disparition immédiate des grès calcaireux, cette dernière mégaséquence tertiaire débute avec l'invasion des faciès marneux profond à la fin du Miocène supérieur, et se termine vers la fin du Pliocène par les dépôts bioclastiques riches en foraminifères planctoniques (nommé membre du Solorejo).

Cette mégaséquence qui correspond à la formation de Mundu (PRINGGO PRAWIRO, 1983), au membre de Mundu (MARKS, 1957; BROUWER, 1957; KOESOE-MADINATA, 1978; PRINGGO PRAWIRO, 1979), est caractérisée par des marnes gris verdâtre, très riches en foraminifères planctoniques, raison pour laquelle on l'appelait "*Globigerina marl*" ou marnes à Globigerines (VAN - BEMMELEN, 1949).

La présence des espèces planctoniques comme:

Sphaerodinella dehiscens, *Globoquadrina altispira*, *Sphaerodinellopsis seminulina* (KOESOE J.P., 1982) et l'absence de *Globorotalia tosaensis* dans cet ensemble marneux, indiquent son appartenance à la zonation N 19 et N 20 (BLOW, 1969) ou au Pliocène inférieur. Mais lorsque à la base de cette formation on trouve *Globorotalia tumida* en l'absence de *Sphaerodinella dehiscens*, on peut estimer qu'elle débute dans le N18, à la fin du Miocène supérieur.

Formation	Mundu			Membre Solorejo		
	N16	N17	N18	N19	N20	N21
<i>Globorotalia tumida</i>			■	■	■	■
<i>Sphaerodinella dehiscens</i>			■	■	■	■
<i>Sphaerodinellopsis seminulina</i>			■	■	■	■
<i>Globoquadrina Altispira</i>			■	■	■	■
<i>Globigerinoides obliquus</i>			■	■	■	■
<i>Globorotalia cultrata</i>			■	■	■	■
<i>Globorotalia tosaensis</i>						
ZONATION	N16	N17	N18	N19	N20	N21
SERIE / SUBSERIE	M I O C E N E Supérieur			P L I O C E N E Inf. Sup.		

L'abondance des foraminifères planctoniques surtout dans sa partie inférieure (> 70% par rapport à l'ensemble de faune) et la présence des benthiques en association des espèces comme: *Uvigerina peregrina*, *Cibicides wuellerstorfi* caractérisent un domaine bathyal supérieur (TROELSTRA, 19).

Au-dessus, cet ensemble est constitué par une alternance de sables bioclastiques marneux et de calcaires sableux qui dessinent une période terminale (d'abaissement du milieu du dépôt) de la cinquième mégaséquence et qui est connu comme "membre du Selorejo".

Le changement de faciès marneux de l'ensemble inférieur au faciès sableux du Selorejo est souvent marqué par un contact net. Dans le village Blungun, à l'Est de Cepu, le contact entre les marnes de Mundu et les sables à foraminifères du Selorejo, peu ondulé, est caractérisé par la présence de perforations verticales.

Ceci peut indiquer une période de ralentissement de la sédimentation marneuse ou plus probablement une courte période de lacune par non dépôt, qui est provoquée par un changement brutal, des conditions physico chimique du milieu de dépôt.

Et malgré ce changement catastrophique, la suite de la sédimentation est marquée par de nombreuses accumulations de foraminifères et des glauconies associées avec les terrigènes quartzeux fins.

Ces sables bioclastiques en bancs plus épais à la base et plus minces vers le sommet (150 à 10 cm) alternant avec de minces couches (2 - 5 cm) calcareuses durcies, avec de nombreuses traces de bioturbations forment une séquence répétitive (a.b, a.b, a.b, etc.). On peut noter aussi dans cette région que l'amincissement des bancs sableux friables avec l'augmentation de la fréquence des couches minces durcies vers le haut est suivi par l'augmentation des pourcentages de glauconite. L'ensemble du membre Selorejo représente généralement des structures massives à la base et des entrecroisements à grande échelle ("Mega trough cross bedding").

Les "foreset cross bedding" se trouvent aussi souvent et surtout dans la partie supérieure.

Bien que cet ensemble supérieur, daté N 21 (AMINUDDIN et al., 1981, PRINGGOPRAWIRO, 1983), contienne de nombreux planctoniques (parfois plus de 70%), nous considérons qu'ils se sont redéposés dans un domaine peu profond (subtidal jusqu'à marginal) en raison de la fréquence des forset et des structures entrecroisées à grande échelle.

Les variations de faciès et d'épaisseur

Vers le NE de la zone de Rembang, aux environs de Tuban, un soulèvement probablement local a provoqué un ravinement des dépôts anciens. L'abaissement important du milieu de dépôt dans cette partie produit un développement des faciès récifaux remarquable nommé "Formation de Paciran" (PRINGGOPRAWIRO, 1983) et très connu comme "Karren Limestone" (TROOSTER, 1937) ou bien comme "Formation de Madura" (BROUWER, 1957).

Vers le Sud, la mégaséquence 5 est représentée par les faciès marneux du Kalibeng et les faciès bioclastiques récifaux de la Sonde. La carte d'isopaques de la formation de Mundu (Fig.79) montre que l'épaisseur maximale dans la zone du Rembang se trouve vers l'Ouest, dans le secteur du Pati (350 à 650 m). Tandis qu'à l'Est du Cepu, elle est beaucoup plus réduite (70 m). A la périphérie de la Formation du Paciran, autour de laquelle la Formation de Mundu s'interdigite, l'épaisseur de la Formation de Mundu semble être moins importante, car l'épaisseur maximum de la Formation du Paciran ne dépasse pas 150 m. Plus au Sud, dans la zone du Kendeng, l'ensemble de la Formation du Kalibeng et la Formation de Sonde donnent une épaisseur assez importante (600 mètres).

Cette grande variation d'épaisseur, soit en direction E-W, soit en direction N-S, semble provenir de l'instabilité du bassin pendant cette époque.

III.3 - CONCLUSIONS

La série tertiaire du bassin du NE de Java est constituée par la superposition de nombreuses séquences d'échelles variées et présente des variations de faciès assez remarquables.

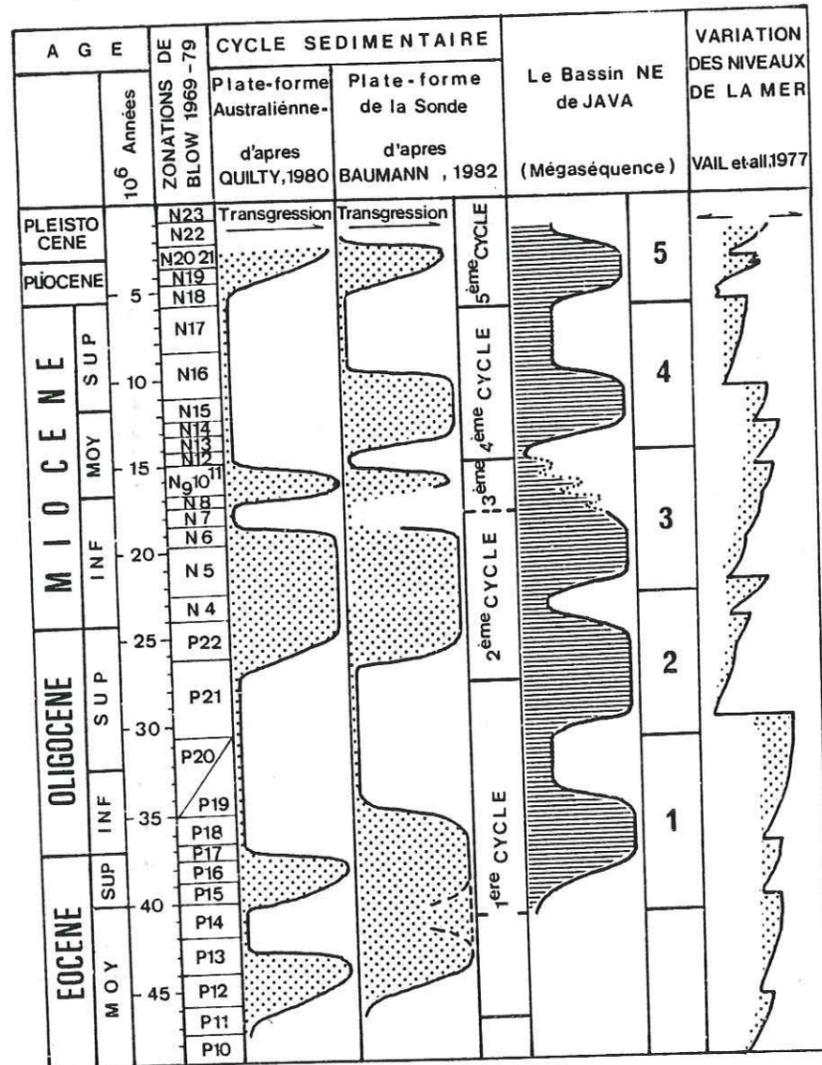


Fig.16 - Comparaison entre les mégaséquences de la région étudiée et les cycles sédimentaires de la plate-forme de la Sonde d'après BAUMANN (1982), de la plate-forme australienne (QUILTY, 1980) et les variations globales des niveaux de mer (VAIL et al., 1977).

En raison de la répétition générale de leurs caractères lithologiques provoquée par les oscillations des niveaux de la mer à l'échelle locale ou régionale. Cette série peut se subdiviser en cinq mégaséquences (Fig.13 et 16)

D'une manière générale, ces mégaséquences présentent les mêmes caractères généraux que les ensembles lithologiques dont elles sont constituées:

- les contacts majeurs qui les délimitent sont souvent nets et relativement horizontaux lorsqu'ils correspondent à des changements de faciès très rapides (bouleversement important des conditions physico-chimiques du milieu de dépôt) ou par transition lorsque le changement est peu important et progressif;
- elles peuvent correspondre fondamentalement à des séquences de comblement en sédimentation continue.
- aucune discontinuité régionale n'existe dans ce bassin, donc celle-ci est provoquée seulement par l'érosion synsédimentaire le ralentissement des dépôts ou même les lacunes de sédimentation qui ne sont pas remarquables au niveau des biozonnations.

La première et la deuxième mégaséquences peuvent être bien individualisées grâce à la rupture nette de la courbe du faciès observée sur la coupe du forage du Purwodadi.

Les corrélations entre ces mégaséquences, les cycles sédimentaires de la plate-forme de la Sonde (BAUMANN, 1982), de la plate-forme australienne (QUILTY, 1980), et les variations globales des niveaux de la mer (VAIL et al., 1977b) montrent quelques points remarquables (fig.19).

1- Le début de la phase transgressive de la Mégaséquence 1 est en conformité avec celle notée par QUILTY (1980), mais la phase terminale est plutôt en accord avec celle de BAUMANN (1982);

2- la deuxième Mégaséquence débute par une phase transgressive au N2 ou P21 (Blow zonation, 1969) qu'on peut observer soit dans la région Purwodadi grâce à la superposition des faciès hémipélagiques sur le faciès récifal du Kranji, soit dans la mer de Java (KENYON, 1977).

L'arrivée de cette deuxième phase transgressive est plus précoce que celle notée par BAUMANN (1982), mais tout à fait comparable à celle de VAIL et al., (1977b);

3- la troisième Mégaséquence débutant par l'invasion des faciès argilo-marneux de la formation du Tuban, se termine par une alternance de dépôts calcaires bioclastiques et argilo-sableux de la Formation de Tawun. En raison de l'absence de données et d'observations, BAUMANN (1982) n'a pas marqué le retrait du niveau de la mer pendant la zonation de N4;

4- la quatrième et la cinquième Mégaséquence sont relativement similaires avec celle de BAUMANN (1982), mais dans le détail (échelle de la séquence de premier ordre). La limite basale par transition de la quatrième mégaséquence est plutôt placée à l'intérieur du membre de sable du Ngrayong, donc pas à sa base comme l'ont indiqué BAUMANN et al. (1972) et BAUMANN (1982).

Enfin, les mégaséquences tertiaires observées dans la région étudiée sont généralement continues sans aucune perturbation importante, sauf dans la région de Tuban où le soulèvement local pendant le Miocène-Pliocène a masqué leurs caractères à l'échelle régionale.

DEUXIEME PARTIE

LA SEDIMENTOLOGIE

LA SEDIMENTOLOGIE

--

INTRODUCTION

Les sédiments tertiaires du bassin du NE de Java se sont déposés dans deux domaines paléotopographiques et géographiques différents: la zone de Rembang à sédimentation carbonatée et clastique, provenant du Nord (continent de la Sonde) et la zone de Kendeng à sédimentation clastique généralement d'origine sud (arc volcanique).

La zone de Rembang (Fig. 17)

Elle correspond à un vaste plateau sous-marin, peu profond, limité par des talus faiblement inclinés vers le Sud, qui la raccordent à la partie profonde et à la zone de Kendeng. Des milieux émergés de la plate-forme de la Sonde du bassin, on peut reconnaître quatre domaines de dépôts:

- Le domaine interne de la plate-forme correspond à des milieux peu profonds, localement protégés, parfois confinés et temporairement émergés, avec des niveaux d'énergie très variables. Les ensembles sédimentaires sont généralement caractérisés par la richesse en éléments détritiques terrigènes, déposés dans des milieux médio- ou infra-littoraux: sables moyens à très fins, vases argilo-sableuses à lignites, parfois pyriteuses et glauconieuses.

- La bordure de la plate-forme correspond aux milieux les plus agités qui se forment périodiquement, surtout pendant les phases régressives. Dans cette zone, il existe une barrière hydrodynamique entre le domaine interne et le talus externe.

Les faciès de bordure sont caractérisés par des sables quartzeux ("sand bars"), des biohermes à lithothamium et (ou) coraux, des grains-tones à packstone à débris de coraux, échinodermes et mollusques.

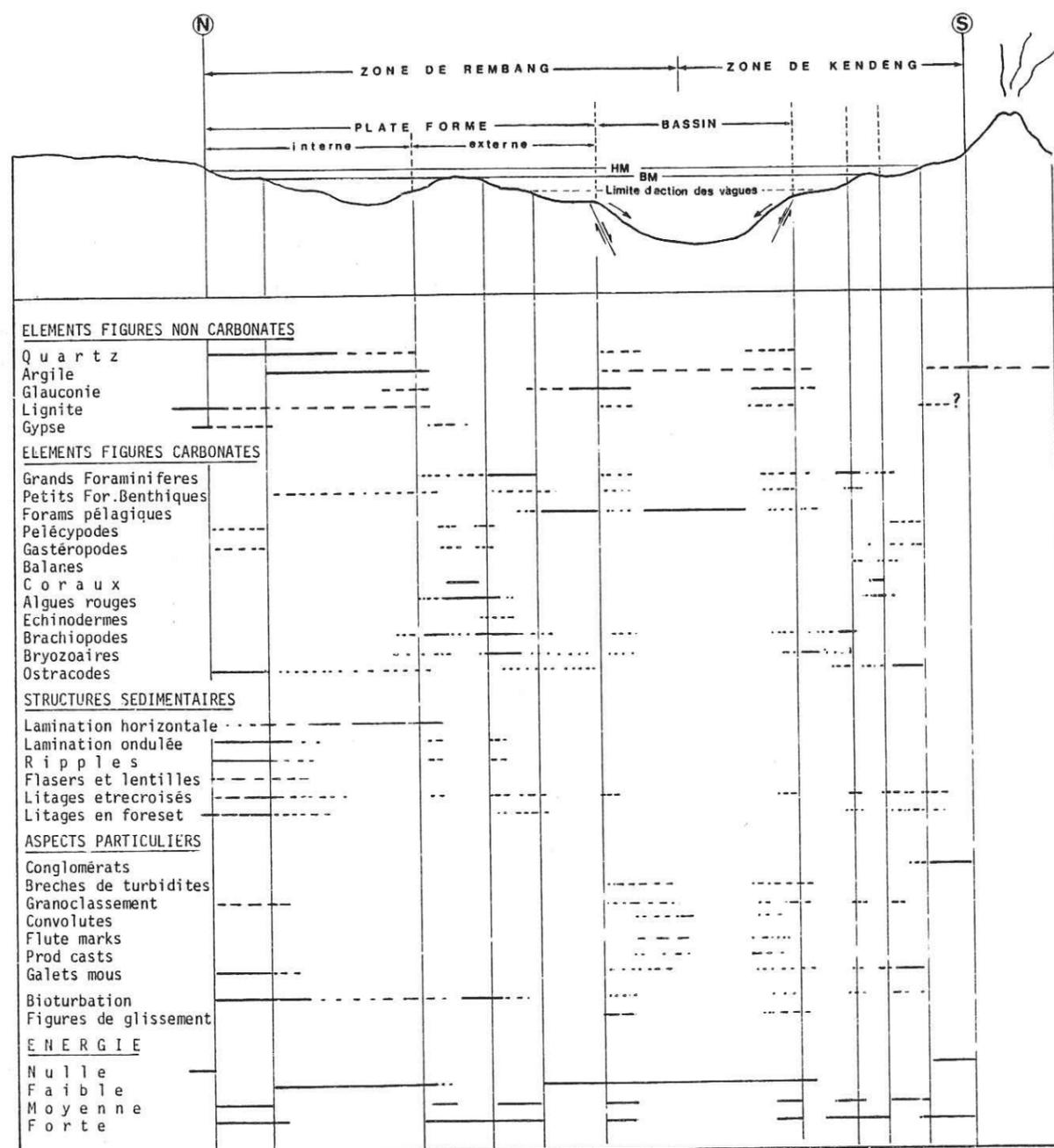


Fig.17 - Inventaires des types de milieu de dépôt cénozoïque du bassin de NE de Java

- Le talus externe est caractérisé par des dépôts calcaires bioclastiques (à grands foraminifères, bryozoaires, échinodermes, etc.) des sables de dunes hydrauliques ("sand wave") et des sables bioclastiques à foraminifères et glauconieux.

- Le bassin correspond à des milieux profonds et calmes caractérisés par des dépôts pélagiques, très fins, riches en microfaunes planctoniques avec des passages sableux hémipélagiques fins.

La zone de Kendeng correspond principalement à des milieux profonds situés entre la pente nord et la pente sud du bassin. On y distingue:

- Des vases pélagiques très fines équivalentes à celles de la zone de Rembang;
- Des épaisses séries turbiditiques à matériaux volcaniques abondants, d'origine sud et à matériaux bioclastiques provenant des différents apports (sud, nord et ouest).

La position stratigraphique des divers corps sédimentaires étant connue, cette deuxième partie a pour objet de détailler les principaux caractères sédimentologiques des formations superposées qui constituent la série tertiaire de ce bassin.

Cependant, toutes les formations de ces deux zones de dépôt, qui caractérisent une grande série sédimentaire d'un bassin d'arrière arc, seront rassemblées et développées dans cette étude sédimentologique en deux groupes d'importance très inégale.

Les premières, qui affleurent mal, et sont surtout connues grâce aux forages d'exploration, et d'autre part représentées par des séries monotones marne-argileuses (donc peu d'intérêt au niveau des études sédimentologiques), seront pour cela simplement citées pour mémoire dans cette partie. Il s'agit dans la zone de Rembang de la formation de Kujung, de la formation de Prupuh, de la formation de Tuban et dans la zone du Kendeng de la formation de Pelang.

Les secondes qui affleurent mieux, et sont d'un intérêt important pour cette étude, seront particulièrement étudiées. Il s'agit essentiellement des séries turbiditiques (formation du Kerek) appartenant à la zone du Kendeng et des ensembles de faciès de la plate-forme dans la zone du Rembang (formation de Tawun).

LA ZONE DE REMBANG

I - LA FORMATION DE TAWUN

I.1 - GENERALITES

La nomenclature de cette formation a, comme pour toutes les autres fait l'objet de plusieurs révisions stratigraphiques. Nommée par BROUWER (1957) à partir d'une coupe stratotype (forage Tawun-5) aux environs du village de Tawun comme "Tawun Marl Member, Tuban Formation"; elle correspond à la "Orbitoid Limestone Formation" (TROOSTER 1937 - VISHER, 1952), et à l'Orbitoid Limestone Member, Rembang Formation" (MARKS, 1957 - HARTONO, 1961).

La série stratigraphique de cette formation, qui correspond à une mégaséquence régressive, est caractérisée par des alternances d'argiles sableuses, de sables et de dépôts carbonatés.

Elle affleure dans presque toute la zone de Rembang, mais ne représente jamais une série complète, car elle est très souvent masquée par la végétation et est perturbée par de nombreuses séries de failles. Cette rareté de grandes coupes continues, étudiables bancs par bancs, et leur mauvaise qualité nous ont empêché d'une part d'établir des corrélations fines, et d'autre part de définir latéralement les variations d'épaisseur et de faciès de toutes les unités lithologiques qu'elle contient.

Pour avoir cependant un maximum d'informations susceptibles d'être fournies sédimentologiquement et une idée générale sur l'évolution de cette formation, nous avons choisi:

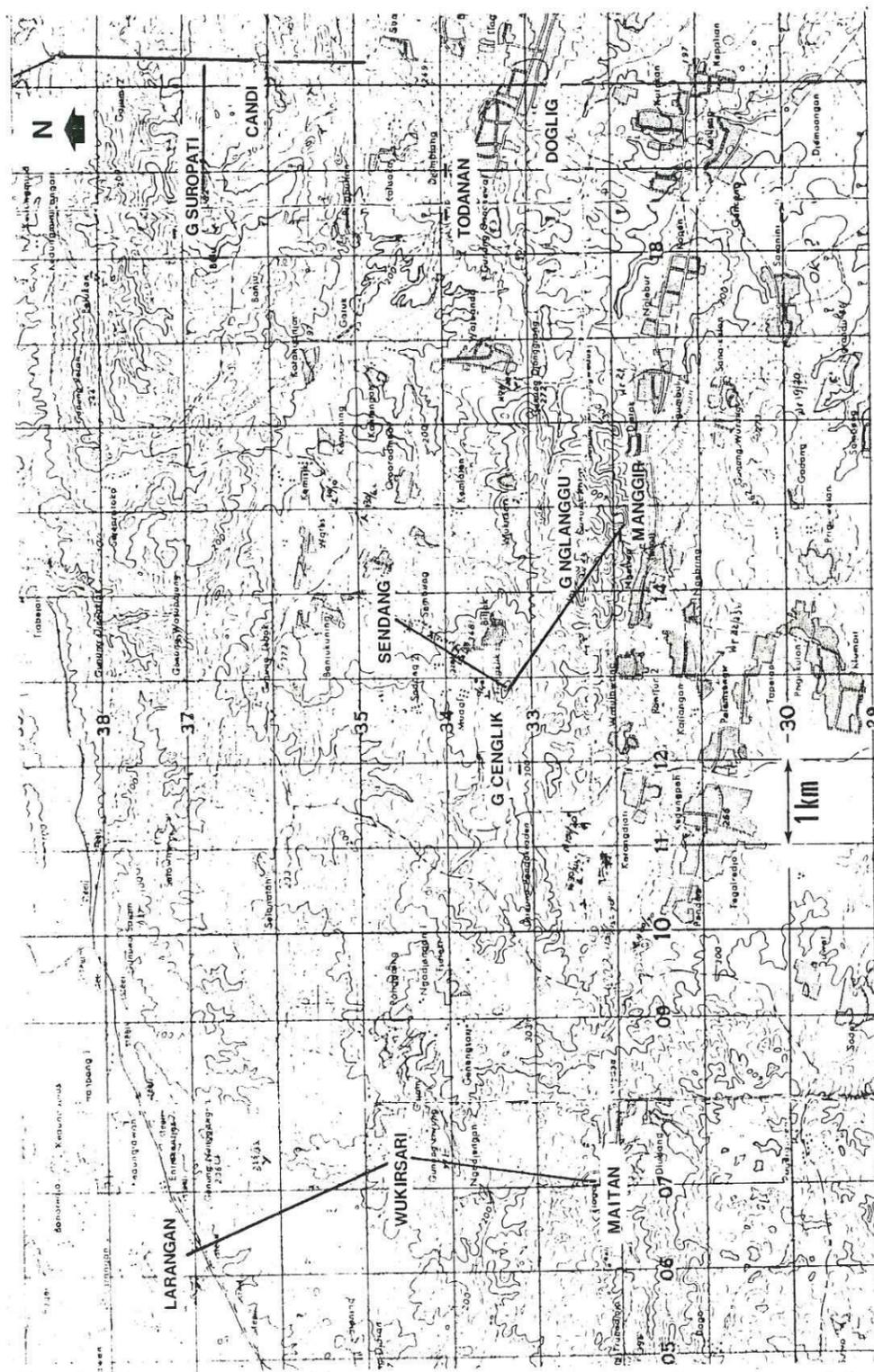
- trois coupes dans la partie ouest de la zone de Rembang; (Fig 18)

- coupe Larangan-Maitan-Wukirsari;
- coupe Gunung Cengklik - G. Manggir
- coupe Candi-Puncakwangi

- six coupes qui représentent la série supérieure de cette formation (ou le Membre de Ngrayong) seront détaillées dans le chapitre suivant.

L'étude sur les coupes composites, levées dans la partie ouest de la zone de Rembang a permis d'analyser les variations des caractères sédimentologiques de cette formation et d'étudier son évolution verticale.

Fig.18 - Position des coupes de la Formation de Tawun (dans la partie occidentale de la Zone de Rembang)



Cette formation de Tawun est constituée par des alternances de niveaux de dépôts terrigènes à faciès mixte argilo-sableux et de niveaux de calcaires à faune benthique (principalement orbitoïdes) et associés parfois au faciès récifal.

I.2.1 - Faciès mixte argilo-sableux

Il s'agit d'une ou plusieurs répétitions entre les dépôts où les argiles prédominent (clastic shale ratio, généralement inférieur à 0,1) et les sables plus ou moins propres.

Les argiles (souvent ligniteuses) dont l'épaisseur est généralement importante et très variable (métrique à décamétrique) sont souvent marquées par des laminations horizontales et ondulées formant des structures en "flasers" et lentilles caractéristiques d'un milieu de "tidal flat" (REINECK, 1973). La microfaune est très rare et représentée dans quelques niveaux argilo-marneux basaux (niv. Bi 8, coupe G. Cengklik-Manggir) par la prédominance d'espèces de grande taille d'origine infralittorale (*Lepidocyclina* spp, *Operculinella* sp., *Amhistegina lessonii*, *Amhistegina radiata*). Parmi les petits foraminifères benthiques, on reconnaît les espèces *Quinqueloculina* sp., *Cellantus craticulatus*, *Cibicides repethoensis*, *Pyrgo* sp., et *Ammonia umbonata*. A côté de ces benthiques dominants on rencontre aussi quelques espèces de Foraminifères planctoniques, notamment *Orbulina universa*, *Globigerinoides trilobus* et *Globoquadrina altispira*.

Les dépôts plus grossiers se présentent comme des corps sableux, à contact basal souvent progressif, mais parfois net et contact sommital net avec les argiles qui s'y intercalent. L'épaisseur de ces corps sableux est généralement de l'ordre de quelques mètres, avec un maximum de 13 m aux niveaux Mw 9, 10 (Fig.19).

Ils constituent des sables fins à très fins à laminations horizontales à ripple-marks et parfois des mégaripples, et parfois des bioturbations. L'argile des flasers piégées dans les creux, entre les rides, s'accumule probablement pendant les étales de marées.

Fig.19 - Coupes de Maitan - Wukirsari et de Larangan

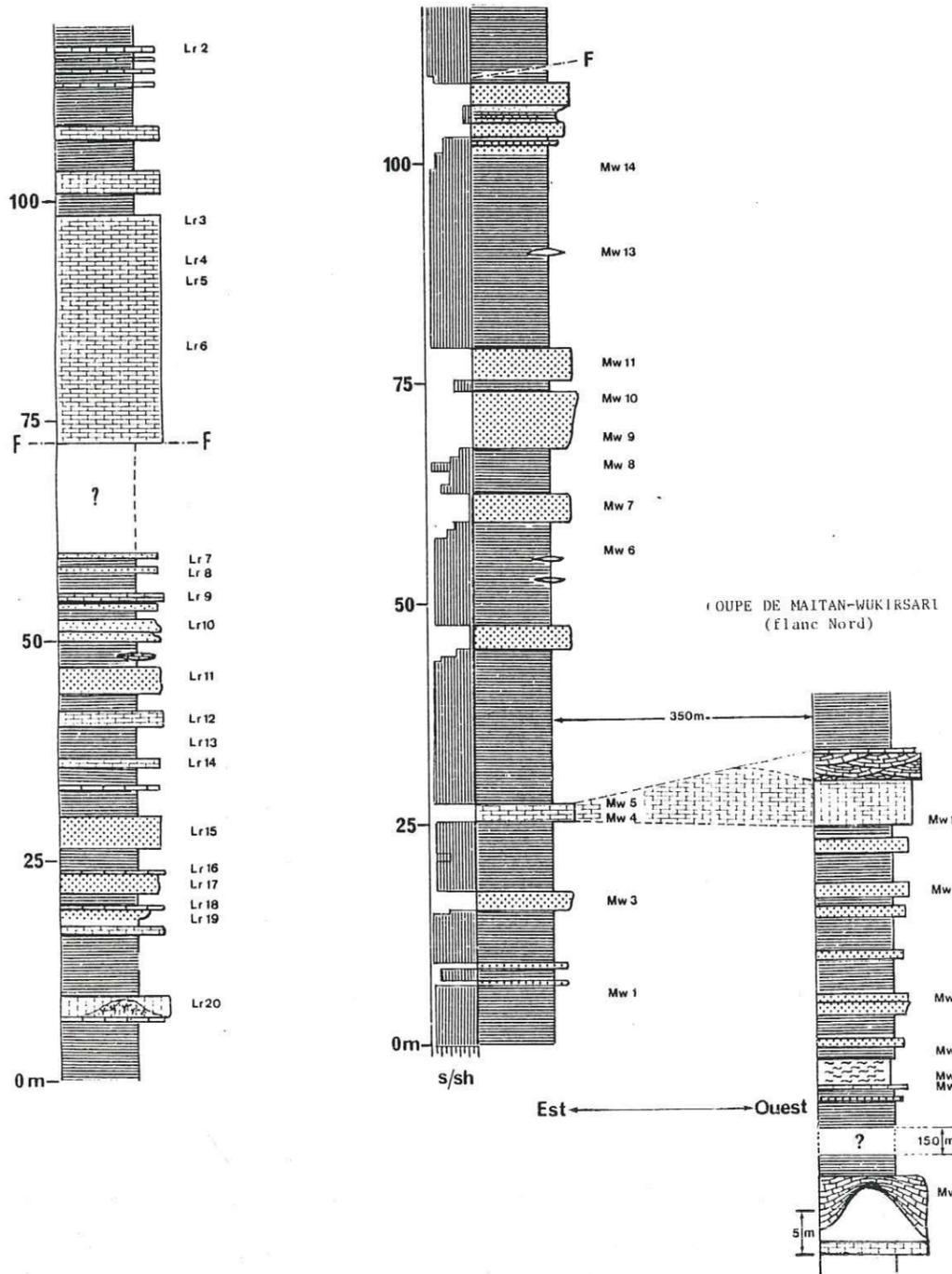
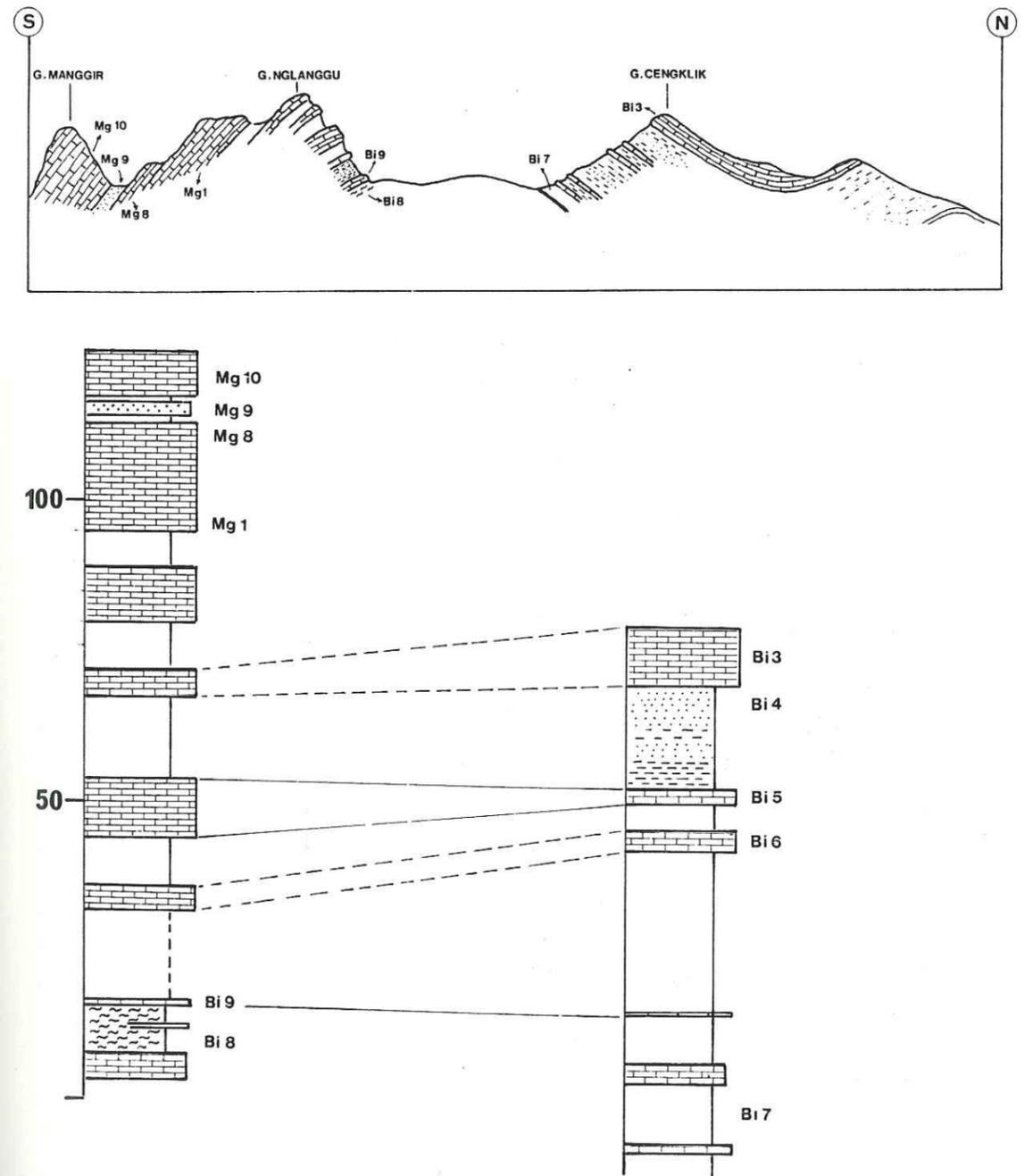


Fig.20- Coupe de G.Manggir - G.Cengklik.



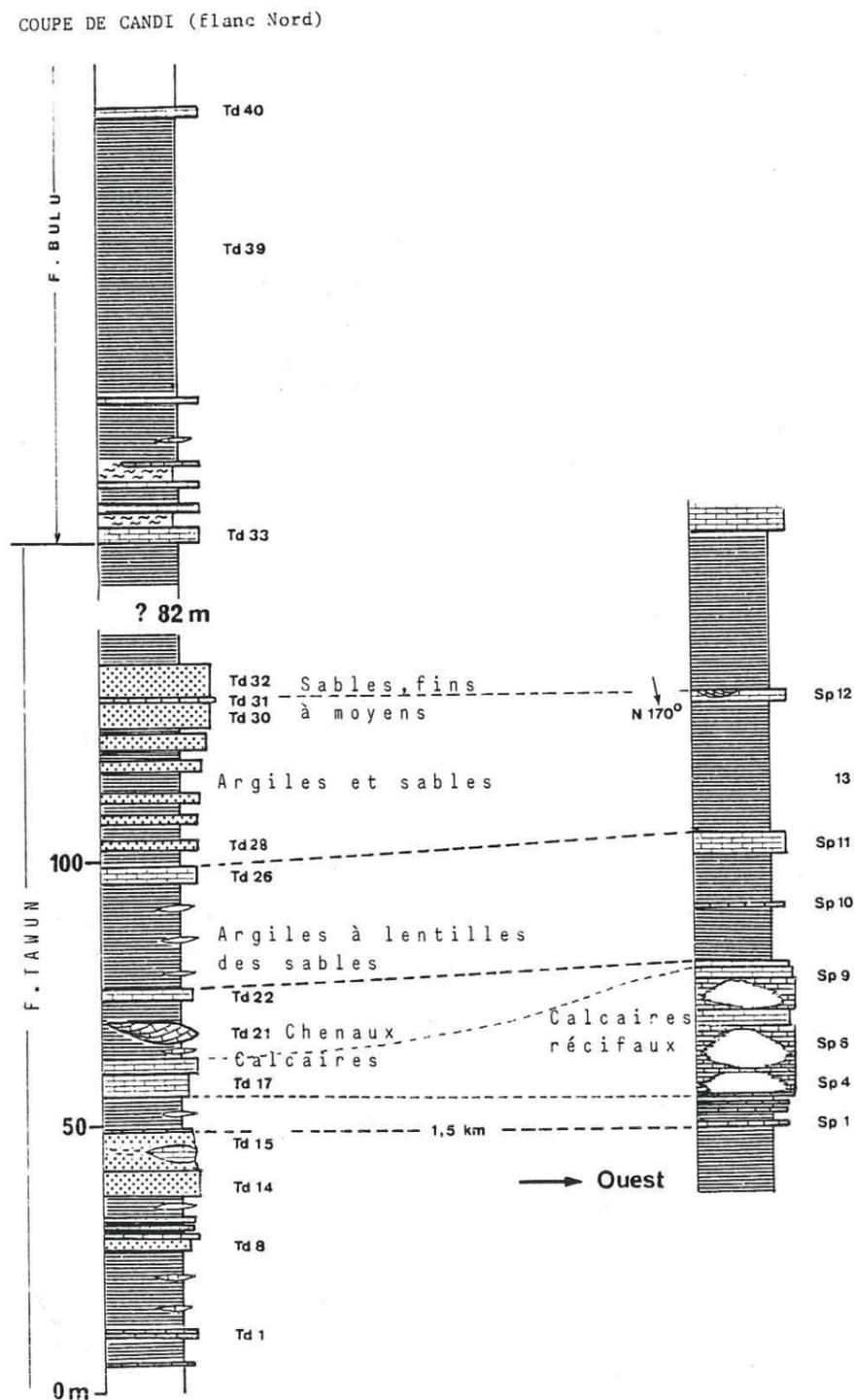


Fig.20b- Variation latérale des faciès (Région Candi)

La composition minéralogique est peu différente de celle décrite pour les sables de Ngrayong dans la partie est de la zone de Rembang. Bien qu'ils soient encore dominés par les quartz, ces sables contiennent parfois des coquilles brisées de petite taille (moins de 2% au niveau Mw11), souvent des micas (1 à 7%) et des débris ligniteux surtout dans les niveaux plus fins, situés à la base des corps sableux.

Sur le terrain, la géométrie de ces corps sableux est généralement difficile à observer, sauf dans certains niveaux (Mw18 - Mw21, coupe Maitan-Wukirsari, par exemple) où ces corps peuvent disparaître latéralement en direction est ou ouest sur une distance de quelques centaines de mètres. On peut donc penser qu'ils sont sous forme de grosses lentilles sableuses dispersées dans une masse argileuse. Ce type de dépôt peut se produire dans un milieu marin de basse à moyenne énergie, probablement dans la zone du "delta-front" (WOLF, 1973; REINECK, 1972).

I.2.2 - Faciès carbonatés

Intercalés dans les faciès précédents, ces faciès présentent:

- des épaisseurs très variables (de quelques décimètres à plus d'une dizaine de mètres);
- un contact net avec les faciès terrigènes;
- des litages horizontaux associés parfois à un faciès massif (bioconstruit), et quelques fois des litages entrecroisés.

Microscopiquement, ces dépôts carbonatés sont le plus souvent représentés par des "packstone-grainstone" à Orbitoïdes, principalement; Algues, Coraux, Mollusques, Echinodermes, Bryozoaires, Glauconie et Quartz s'observent aussi en proportions inégales.

Les faciès bioconstruits qu'on observe dans quelques niveaux (Mw26, Wk1, Lr20, Fig.19 et 20) apparaissent comme des accidents sédimentaires perturbant l'ordonnance régulière et monotone des strates. Ce sont des corps lenticulaires de calcaires massifs (à Coraux et (ou) à Algues) contrastant nettement avec les terrains stratifiés environnant, mais les mauvaises conditions de terrain nous ont empêché d'étudier l'architecture de ces bioconstructions et leur mode de croissance. Leurs dimensions sont assez variables: la hauteur varie de trois à plus de 15 m et la largeur de 12 à 300 m. Latéralement, il nous semble que ces faciès bioconstruits se développent localement dans les calcaires lités à Orbitoïdes et se répartissent sporadiquement le long de l'axe E-W de la zone de Rembang.

Dans l'environnement immédiat des bioconstructions, le passage latéral aux formations stratifiées se manifeste par une évolution latérale de l'épaisseur et du faciès de chaque banc participant à la construction.

Dans le premier cas, un épaississement de la série normale d'un niveau carbonaté (calcaires lités à Orbitoïdes) est le caractère le plus directement visible sur le terrain qui signale la présence d'un faciès récifal. Corrélativement, les interbancs à bioclastes s'amincissent à l'approche de la masse construite; dans la plupart des cas, ils disparaissent complètement au centre des constructions.

Dans le deuxième cas, la variation la plus évidente consiste bien sûr dans l'apparition de débris provenant des organismes constructeurs et des Algues encroutantes. Ils peuvent en effet exister à l'état dispersé et en proportion de plus en plus importante dans les bancs qui englobent les bioconstructions. On y trouve donc des wackstones à grainstones formés par des débris de Coraux ou (et) des Algues avec comme éléments secondaires des Mollusques, des Orbitoïdes et des Echinodermes.

I.3 - EVOLUTION VERTICALE

Les faciès présentés isolément ci-dessus s'organisent en séquences d'importance variable, limitées par des discontinuités moins remarquées, caractérisant des rythmes sédimentaires de la Formation de Tawun.

I.3.1 - Les rythmes élémentaires

En général, le rythme sédimentaire de base est bien illustré par l'alternance des argiles à laminites et des sables. Dans presque toute la série de Tawun, cette alternance s'exprime très souvent d'une manière particulièrement nette dans les niveaux proprement terrigènes et correspond souvent à une séquence élémentaire négative. A l'échelle d'une mésoséquence les séquences d'épaisseur métriques à décimétriques d'une succession de plusieurs séquences élémentaires montrent souvent une tendance négative, c'est-à-dire un épaississement des bancs sableux et un amincissement des bancs argileux vers le haut (ex. niveau Mw 6 au niveau Mw 11).

Dans les niveaux calcaires, il est souvent difficile de déterminer macroscopiquement une évolution verticale, car la variation de la composition faunitique est moins remarquable. La tendance de leur évolution

verticale ne peut être généralement indiquée que par une analyse détaillée de microfaciès, et par la présence de certains caractères diagénétiques spécifiques.

I.3.2 - Les rythmes majeurs

Ces rythmes se traduisent par des séquences de plus grande ampleur et plus complexes dans la mesure où elles sont limitées, soit par des discontinuités de faible importance, soit par un saut de classe lithologique et où elles peuvent faire intervenir des termes lithologiques autres que le simple couple argiles/sables. Ces discontinuités, qui ponctuent fréquemment les argiles - calcaires et rarement sables-calcaires, sont représentées par des surfaces bioturbées. Celles-ci parfaitement autochtones, indiquent un raffermissement de fond lié à une période d'arrêt de sédimentation terrigène. Il nous semble bien, qu'à partir de cet arrêt de sédimentation vaseuse suivie par d'autres changements de conditions physico-chimiques du milieu de dépôt, la sédimentation calcaire arrive de manière épisodique.

En revanche l'arrivée d'une nouvelle invasion terrigène perturbe le développement de ce faciès calcaire.

Cette succession d'oscillations de séries terrigènes et de séries calcaires, provoquées par les transports alternant du littoral vers le large et inversement, signifie que pendant la progradation majeure des séries terrigènes (phase régressive), il existe de petites oscillations du niveau de la mer.

En outre, pour expliquer le retour de termes calcaires dans ces dépôts terrigènes, nous admettons qu'il s'agit de soulèvements mineurs au cours de l'enfoncement. De tels soulèvements sont connus dans plusieurs séries (LOMBARD, 1972).

D'une manière générale, l'évolution verticale de la Formation de Tawun se présente cependant comme une mégaséquence négative qui s'exprime d'une part, par l'augmentation relative du dépôt sableux vers le sommet (Membre de Ngrayong) et d'autre part par les faciès récifaux qui se développent vers le Sud (Fig.21) en s'éloignant du paléorivage.

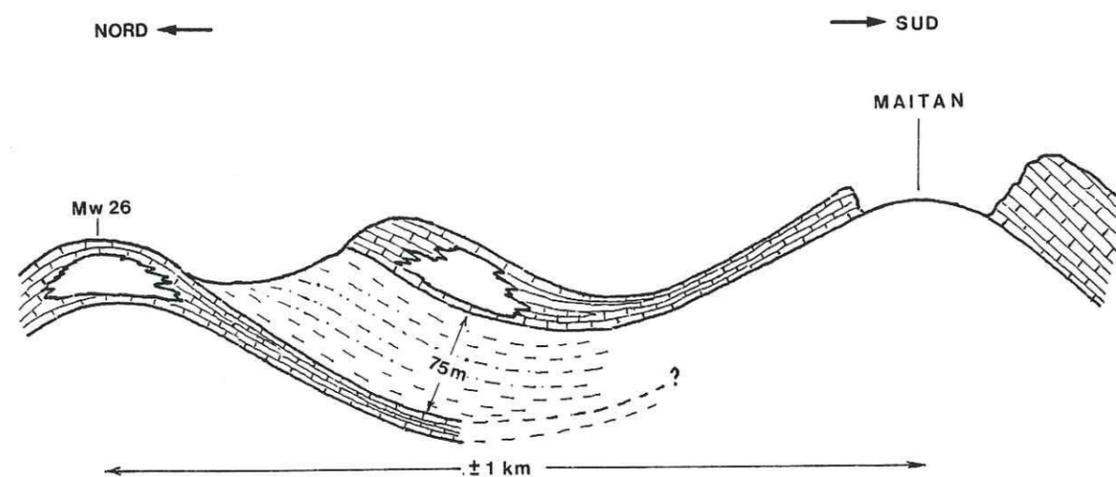


Fig.21 - Deplacement des corps récifaux vers le Sud.
(coupe schématique de Maitan, flanc Sud)

I.4 - LES VARIATIONS DE FACIES ET D'ÉPAISSEUR

Certaines coupes effectuées dans la partie ouest de la zone de Rembang mettent en évidence l'existence d'assez importantes variations latérales de faciès et d'épaisseur à l'échelle des séquences élémentaires et des mésoséquences (Fig.19 20 et 21)

Dans une succession de dépôts terrigènes on observe souvent que les termes sableux ou calcaires s'amincissent ou disparaissent, soit individuellement, soit globalement, par exemple, sur une coupe au Nord du village de Candi, plusieurs corps sableux de 2 à 6 m d'épaisseur (Td 28 à Td 32, Fig.20 b) disparaissent vers l'Ouest sur une distance inférieure à 1500 m au sein d'une masse argileuse (Sp 13, Sp 14).

Verticalement, les épaisseurs des séquences argile-sable peuvent varier de quelques mètres à plus de 50 m. Quant aux dépôts carbonatés, le nombre des microfaciès est peu important (nous les avons cités précédemment), mais leur épaisseur varie considérablement, soit latéralement, soit verticalement (du décimètre à plus de 30 m).

La puissance totale de cette formation ne peut jamais être précisée à partir des observations de terrain; cependant, dans cette partie ouest, elle doit excéder 600m (coupe Larangan-Wukirsari), et sur la coupe-stratotype du Forage Tawun 5, elle est de l'ordre de 1500 m.

A l'échelle régionale, en s'amincissant vers le Sud, l'ensemble des faciès alternant est probablement remplacé par un faciès profond (Marnes de Pelang, zone de Kendeng).

I.5 - GRANULOMETRIE DES CORPS SABLEUX

Lorsque la plupart des sables dans la partie ouest de la zone de Rembang est intensément altérée, il est généralement difficile d'effectuer une telle étude granulométrique. Cependant, l'analyse sur quelques niveaux quartzeux où l'altération est peu importante montre les caractères suivants:

- les sables présentent une granulométrie fine à très fine dont la moyenne varie de 90 à 200 microns. Le grain maximum (représenté par le percentile C1) dépasse rarement le double du grain moyen et varie seulement de 175 à 400 microns;
- la fraction argileuse est assez importante (12 à 42 %);
- le classement est bon à mauvais;
- le Skewness est souvent positif, caractérisant un excès de la fraction fine;
- l'examen des courbes cumulatives, sur papier gaussien-logarithmique, montre l'existence de deux à quatre populations caractérisant des dépôts affectés par deux régimes hydrodynamiques (fluvial et marin) dont l'importance relative est variable;
- les courbes à deux populations (Lr 8 et Lr 7) sont caractéristiques des apports fluviaux dominants (VISHER, 1969) dans le domaine deltaïque;
- les courbes à trois ou quatre populations (Ca 1, Wk 9) peuvent correspondre aux sables déposés dans un régime de basse à moyenne énergie, lié à l'action conjuguée des courants de flot et de jusant.

I.6 - LES MINÉRAUX ARGILEUX

L'analyse minéralogique des argiles sur les rayons X, donne la composition suivante:

- kaolinite: de 18 à 50% de bas en haut;
- Illite : de 11 à 21 %;
- Smectite : de 29 à 65% de haut en bas.

Le Quartz est toujours à l'état de traces.

On note que la proportion de la Kaolinite des argiles de la Formation de Tawun dans la partie ouest est moins importante que celle du membre de Ngrayong de la partie est de la zone de Rembang. Celle-ci indique, non seulement que les argiles de la Formation de Tawun ont des caractères plus marins que celles du Membre de Ngrayong, mais caractérisent aussi probablement des zones de provenance différente.

D'autre part, une augmentation relative, de bas en haut de la Formation de Tawun, de la Kaolinite correspond au caractère régressif de cette mégaséquence.

I.7 - DIRECTIONS DES COURANTS

Dans les niveaux sableux, les mesures de directions des courants sont difficiles à effectuer car les structures sédimentaires sont masquées par l'altération; cependant, les ripple-marks et les mégaripples qui sont encore conservés montrent une direction générale bidirectionnelle NNW-SSE: ce sont des courants de flot et de jusant liés à l'action conjuguée de la marée et du transport fluvial.

Sur les niveaux carbonatés, se trouvent parfois des corps à passées chenalisées montrant deux directions principales:

- au niveau Sp11 (coupe Candi) un chenal, dont la largeur varie de 50 à 100 cm et la profondeur de 1 à 2 m, s'oriente vers N 170°;
- à la base de ce niveau (ou niveau Td 21), un autre chenal de 4m de profondeur et de 15 m de largeur s'oriente sensiblement vers le Sud;
- au niveau Ca 10, un courant secondaire se dirige vers N 85°.

Les deux premiers correspondent probablement aux chenaux de marées ou aux passes entre les récifs qui relient la mer ouverte avec le domaine d'arrière-récif. Le dernier (N 85°) est lié à l'action de courants côtiers ("longshore currents").

I.8 - CONCLUSION

L'étude sédimentologique sur la Formation de Tawun, dans la partie ouest de la zone de Rembang peut être résumée par les quelques points suivants:

- la grande série de Tawun est constituée par des alternances de faciès terrigènes (littoraux ou deltaïques) et de calcaires de plate-forme;
- au sein des faciès terrigènes, les argiles, très souvent ligniteuses micacées, brunes et noirâtres, à stratification horizontale et ondulée (formant des lentilles et flasers) s'organisent souvent d'une façon rythmique avec les sables fins à très fins, lités, quartzeux et micacés;
- chaque couple argile/sable correspond généralement à une séquence élémentaire négative;
- à l'échelle d'une mésoséquence, l'évolution verticale des variations d'épaisseur d'une succession de plusieurs séquences élémentaires est souvent marquée aussi par une tendance négative (épaississement des bancs sableux et amincissement des bancs argileux);
- la rythmicité ou la progradation de ces dépôts argilo-sableux est perturbée d'une façon épisodique par des calcaires bioclastiques à Orbitoïdes, Mollusques, Coraux et Algues en proportion très variable, marquent les principales variétés de microfaciès dans les niveaux carbonatés;
- latéralement, les bioconstructions (à Coraux et (ou) à Algues) se développent localement dans les calcaires lités à Orbitoïdes et sporadiquement d'Ouest en Est. Cependant, leur évolution verticale est marquée dans certains endroits par un déplacement des domaines récifaux vers le Sud et signifie donc un caractère régressif;
- dans la plupart des cas, l'arrivée de dépôts carbonatés est favorisée par le ralentissement ou l'arrêt de la sédimentation argilo-sableuse (surfaces bioturbées au contact entre les argiles ou les sables avec les dépôts carbonatés sus-jacents) puis par d'autres changements physico-chimiques du milieu de dépôt. Par contre, leur disparition semble être provoquée par une nouvelle invasion terrigène qui ne favorise pas l'implantation des organismes;
- pour expliquer le retour périodique des termes calcaires dans les séries terrigènes, il faut tenir compte, non seulement de soulèvements mineurs au cours de l'enfoncement, mais aussi du retrait des masses d'eau par remplissage du bassin de la côte vers le large. Ce dernier est probablement lié à un taux de subsidence inférieure au dépôt, qui caractérise évidemment une mégaséquence régressive.

II. LE MEMBRE DE NGRAYONG

Correspondant à la partie supérieure de la Formation de Tawun, les sables de Ngrayong représentent les principaux réservoirs pétroliers de ce bassin. En raison de son intérêt, notre étude sédimentologique est particulièrement consacrée à ce membre, à partir de plusieurs coupes représentatives levées dans les régions de Ngepon, de Ngepot, de Prantakan et de Gegunung.

II.1 - COUPE DE NGEPON

II.1.1 - Faciès et séquences sédimentaires

C'est dans cette région du Ngepon que les sables affleurent le mieux. Une coupe reconstituée à partir de la classification du lithofaciès de Boersma (in GINSBURG, 1975) permet d'y individualiser quatre termes lithologiques (fig.23).

1/ Ensemble argilo-sableux inférieur (niv: Np 0-1, 10 m)

Bien que cet ensemble ne semble pas affecté par des accidents tectoniques, son épaisseur reste douteuse à cause des mauvaises conditions d'affleurements.

Les alternances de sables et d'argiles sont régulières, sauf dans la partie médiane de l'ensemble où apparaît un banc calcaire à mollusques et grands foraminifères, de type Grainstone.

Dans cette alternance, les sables sont généralement argileux avec des débris de lignite, mais sans trace de faune, tandis que les argiles plutôt noires contiennent beaucoup de matériaux organiques d'origine végétale.

La séquence est négative ("coarsening upward") avec enrichissement graduel du sédiment en sable vers le sommet.

2/ Ensemble sableux inférieur (niv: Np1-Np11, 17 m)

Le contact du corps sableux avec les sédiments argileux sous-jacents reste confus comme dans presque toutes les régions étudiées, mais il est probablement graduel, comme celui de Ngegot.

Fig.23 - Coupe lithologique du Membre de Ngrayong
(coupe de Ngepon)

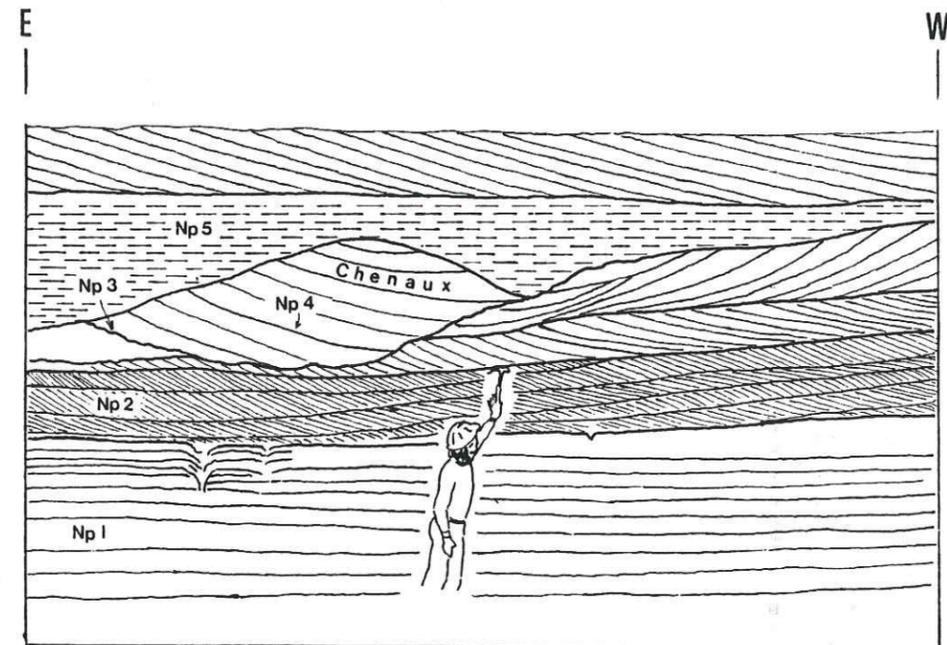
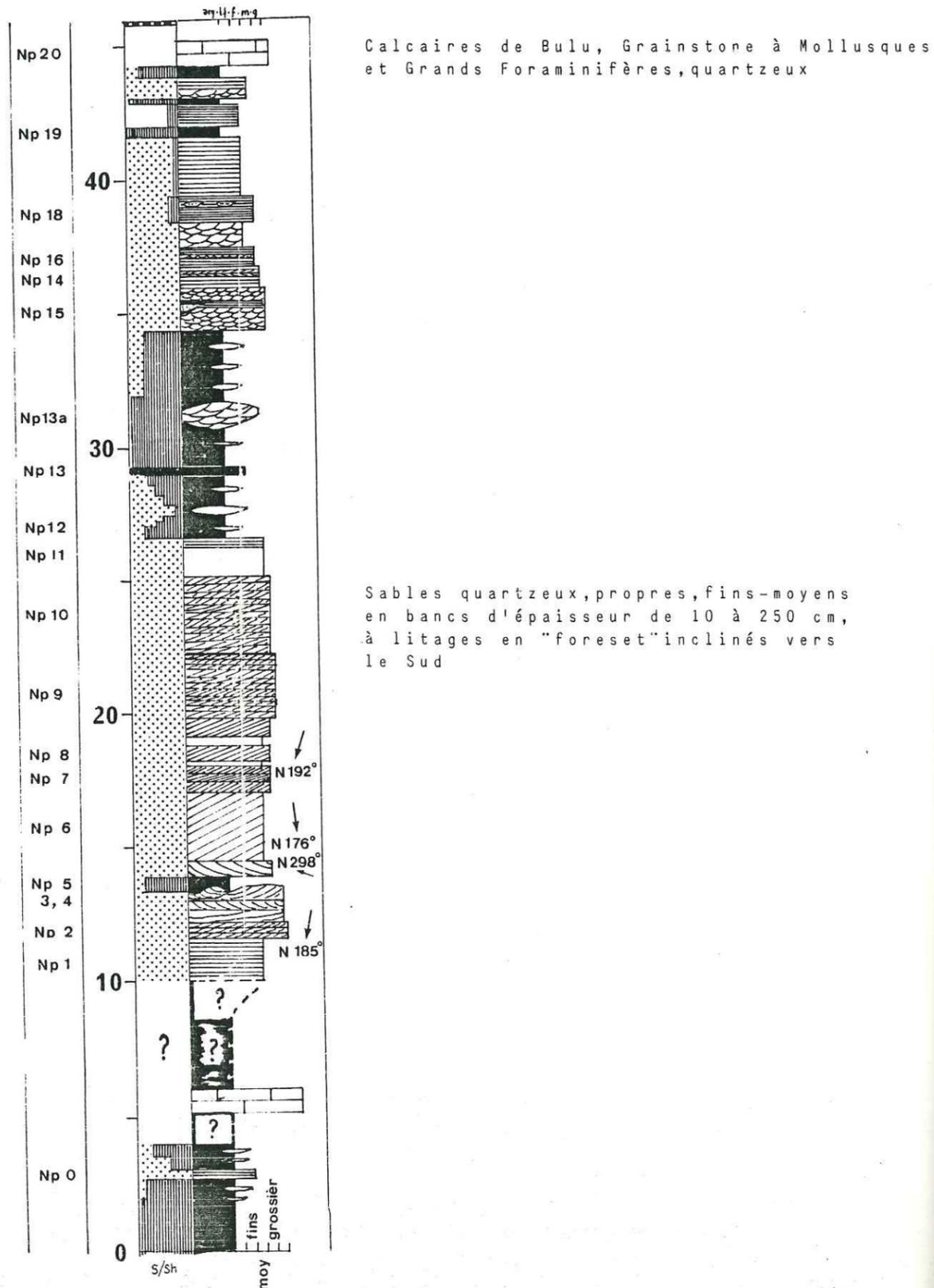


Figure 24: Détail de l'ensemble sableux inférieur (Np1 à NP5)

Cette unité est suivie par un niveau de sables grossiers, à lamination oblique ("planar cross bedding", Np2).

Sur la figure 24, un petit chenal de marée (Np3,4), associé avec la sédimentation argileuse, recoupe des sables entrecroisés au-dessus de Np2. Ce passage est surmonté par un banc sableux, d'un mètre d'épaisseur, à laminations obliques inclinées vers l'Ouest (N 300°).

Cette direction étant sensiblement perpendiculaire à la direction prédominante (N 195°), ce dépôt est probablement lié à l'action de "longshore current".

Entre Np6 et Np11, les dépôts sont essentiellement constitués par une série de bancs sableux (10 à 250 cm d'épaisseur), à litage oblique dont la pente diminue de 30° à la base (Np6) à 5° vers le sommet (Np11); le courant est dirigé vers le Sud (N 176° à N 198°).

Malgré l'absence de faune, l'ensemble de ces structures à direction unique fait penser au développement et à la migration de dunes hydrauliques ce qui correspondrait au modèle de "Tidal shelf" (ANDERTON, 1976; READING, 1978).

Essentiellement quartzeux, cet ensemble est caractérisé par une succession de bancs sableux d'abord fins puis grossiers, meubles et propres, avec deux niveaux de bioturbations, l'un à la base (Np1), l'autre au sommet (Np11).

L'absence de matrice accompagnée d'un faible pourcentage de la fraction fine indique un lavage de sable par des eaux turbulentes.

Dans la partie inférieure de cet ensemble, la séquence sédimentaire débute par une répétition de lits décimétriques à laminations horizontales (Fig. 24, Np.1).

3/ Ensemble argilo-sableux supérieur (Np.12 - Np.15, 8 m)

Ce faciès argilo-sableux à structure en lentilles est caractérisé par:

- la présence de terriers verticaux de dimensions assez importantes mais de peuplement faible (Fig.25 G)
- un banc de lignites de 15 à 30 cm d'épaisseur (Np.13);
- des passages sableux, fins à moyens, formant des lentilles de 40 m environ de largeur et de 1m50 d'épaisseur maximale. La structure est entrecroisée; les corps sableux, allongés N-S, correspondent vraisemblablement à des barres de marées ("tidal bar") liées à l'action conjuguée de la marée et du courant fluvial.

4/ Ensemble sableux supérieur (Np15 - Np20, 9m)

Représenté par l'alternance de bancs sableux fins et de bancs sableux très fins, à stratification entrecroisée ("trough cross bedding") de petite à moyenne échelle (hauteur < 15 cm, amplitude < 40 cm) et laminations horizontales, cet ensemble est caractérisé à sa base par des bioturbations très remarquables (Np15 - Np17).

Dans le niveau sableux à laminations horizontales (Np15), les terriers (verticaux) sont très peu nombreux, mais de taille importante (atteignant 1m de longueur, fig.25 A,E). Ce type de terriers (Fugichnia), d'où s'échappent des organismes pendant une sédimentation rapide (REINECK, 1958; SCHAFER, 1972; KRANTZ, 1974), est caractéristique d'un milieu de dépôt littoral jusqu'à l'avant côte (GOLDRING, 1979). Par contre, dans le niveau sablo-argileux (Np17), les terriers sont très nombreux et se développent sous plusieurs formes (types vertical, horizontal et branché) avec cependant des tailles plus petites que pour le niveau Np15.

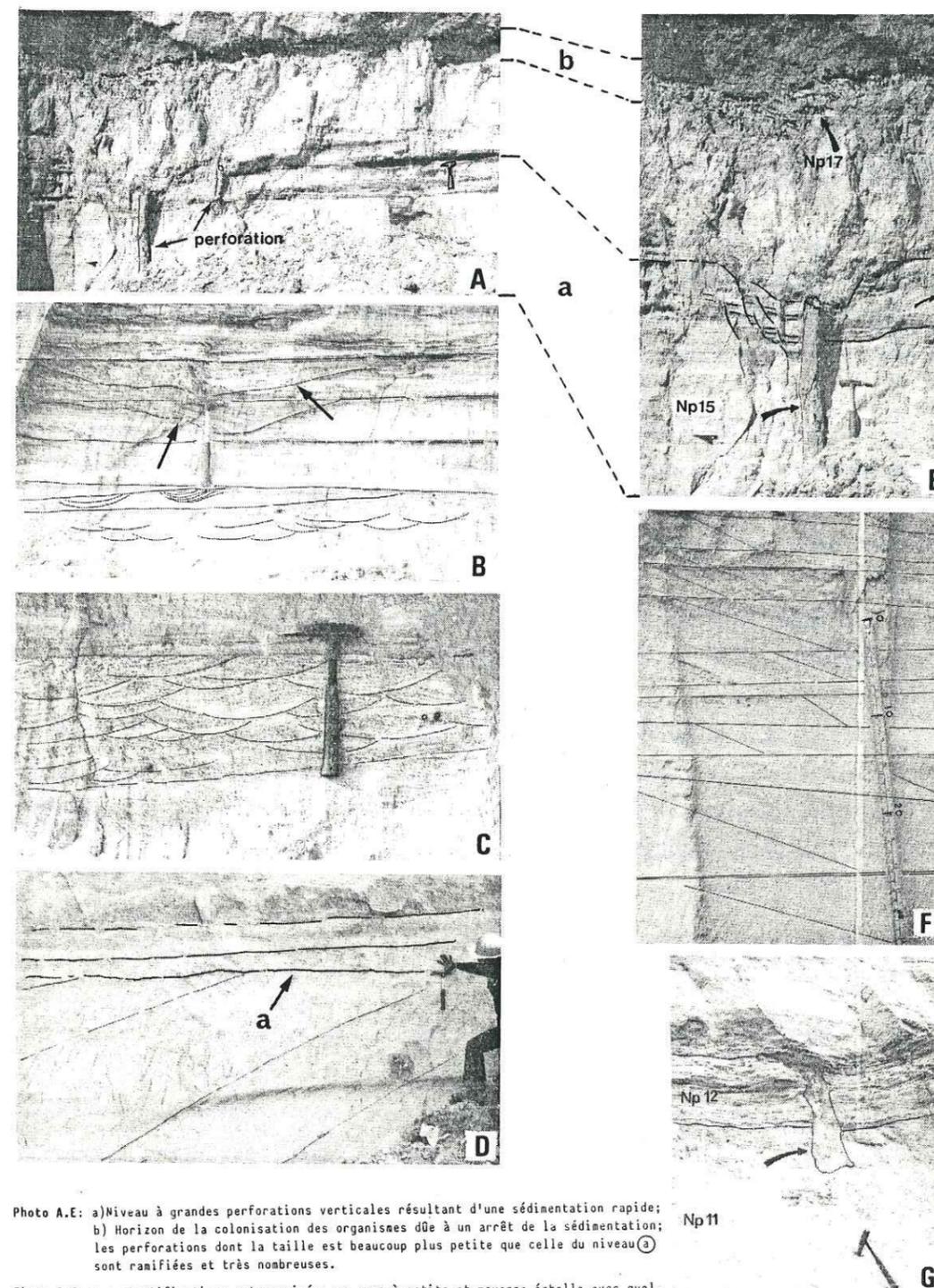


Photo A.E: a) Niveau à grandes perforations verticales résultant d'une sédimentation rapide; b) Horizon de la colonisation des organismes dûe à un arrêt de la sédimentation; les perforations dont la taille est beaucoup plus petite que celle du niveau ③ sont ramifiées et très nombreuses.

Photo B.C: Les stratifications entrecroisées en auge à petite et moyenne échelle avec quelques petits chenaux (flèche).

Photo D: Progradation des litages en "foreset", avec une érosion (flèche a); cas d'une régression.

Photo F: Plusieurs unités (d'une épaisseur centimétrique) des litages à stratifications obliques.

Figure 25 - Les structures sédimentaires et les aspects des perforations dans les sables de Ngepon.

L'alternance de sédiments grossiers (arénites) accumulés rapidement (pas ou peu de bioturbation) et de sédiments fins (lutites) accumulés lentement (forte bioturbation) suggère une succession de périodes de tempête (sables) et de calme (sablo-argileux) (GOLDRING & BRIDGES, 1973).

Du point de vue séquentiel, cet ensemble représente une séquence positive (diminution de la fréquence des stratifications entrecroisées, augmentation de la fréquence des laminations parallèles et granulométrie décroissante) caractérisant un hydrodynamisme décroissant.

Le sommet de cet ensemble est aussi marqué par des dépôts plus argileux qui se présentent sous forme de structures en "Flasers" et lentilles, indiquant un milieu de dépôt moins agité et tranquille (probablement dans la zone de transition, vers le large).

L'examen micropaléontologique a montré l'absence de foraminifères, mais BAUMANN (1972) a décrit des espèces du domaine côtier et peu profond.

Enfin, la limite supérieure des sables du Ngrayong avec la formation de Bulu dans cette région est marquée par l'apparition d'un dépôt calcaire à mollusques, glauconie et pauvre en quartz. L'apparition de glauconie dans ce calcaire traduit le caractère marin, peu profond et transgressif, du haut de la coupe.

II.1.2 - Analyse granulométrique

II.1.2.1 - Méthode de VISHER (1969) (Fig. 26)

L'examen des courbes cumulatives, sur papier gaucho-logarithmique des sables du Ngrayong à Ngepon fait ressortir l'existence de quatre principales familles de courbes.

1/ Courbes à quatre populations log-normales distinctes (Np0 et Np16), caractérisées par deux populations de "saltation", assez bien redressées (bon classement) et dont le pourcentage est très important (67 à 93%). Selon l'interprétation de VISHER (1969), l'existence de deux populations en saltation est caractéristique de l'action des vagues ("swash et backwash") en milieu subtidal. Mais il faut bien noter que dans le cas actuel, les sables subtidaux, sont aussi caracté-

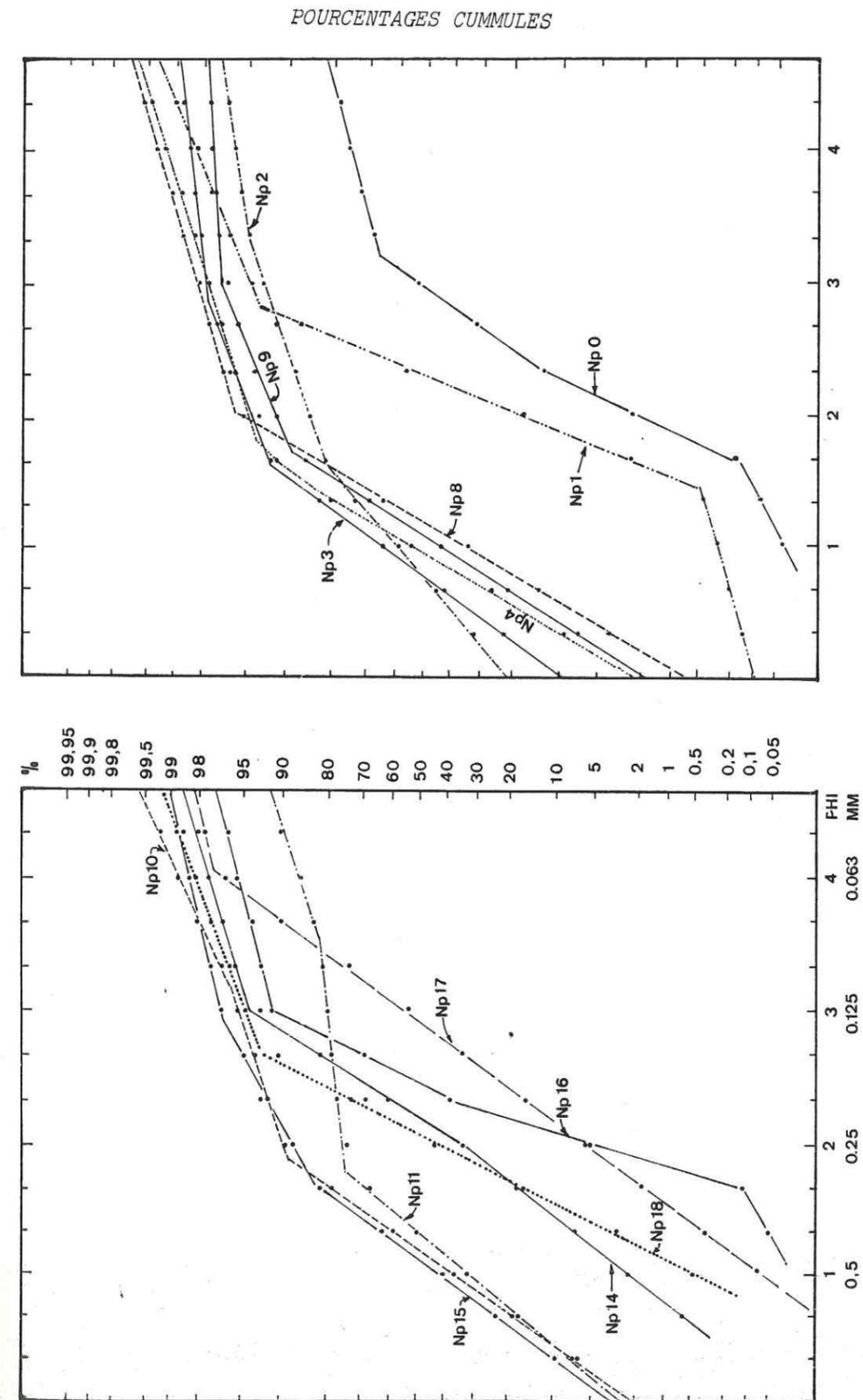


FIG. 26 - COURBES DE DISTRIBUTIONS GRANULOMÉTRIQUES DES SABLES DU NGRAYONG (COUPE DE NGEPON)

risés par un faible pourcentage de la fraction fine. Par contre, au niveau Np0 le pourcentage de la fraction fine est évidemment assez important (32%). On peut donc imaginer que cette grande proportion de la fraction fine aurait été provoquée par la diagenèse, ce qui est souvent le cas des sédiments anciens (VISHER, 1969).

2/ Courbes à trois populations log-normales (Np1)

caractérisées par:

- une population grossière, peu importante, transportée par roulement;
- une population fine (supérieure à 2,8 ϕ), peu importante, transportée en suspension, mal classée;
- une importante population moyenne (94%, entre 1,4 ϕ et 2,8 ϕ), bien classée, transportée par saltation.

Ce type de courbe caractérise un sédiment marin, bien lavé et indique que l'oscillation des vagues joue un rôle important.

3/ Courbes comprenant toujours trois populations log-normales, mais nettement différentes de celles du deuxième type. Celles-ci représentées par Np2, 3, 9, 10, 11 et 15 (ou la plupart de l'ensemble sableux inférieur) sont caractérisées par:

- une très importante population grossière (80 à 93%), transportée par roulement, assez bien classée, sauf NP2;
- une population fine transportée par saltation, qui sont toutes deux mal classées et moins importantes. La distinction entre la population "saltation" et celle en suspension de cette famille de courbes à tendance à s'estomper, car la différence entre les pentes de ces deux populations est très faibles (inférieure à 15°). Selon VISHER, la vitesse de courant est le principal facteur qui contrôle à la fois la position et la pente des populations en saltation et en suspension, c'est-à-dire leur distinction.

Ce type de courbes est peu fréquent, et nous semble correspondre à un dépôt fluviatile affecté par l'action des vagues (deltaïque?).

4/ Courbes à seulement deux populations log-normales (Np 4, 8, 17 et Np 18)

- L'une grossière et abondante (93 à 98%, de grains supérieurs à 65 μ) représente un transport par saltation, un bon classement qui peut même être excellent;
- l'autre fine et moins importante (supérieur à 1,7 ϕ) résulte d'un transport par suspension et présente toujours un mauvais classement.

Il est intéressant de noter que dans l'ensemble les segments de la population en saltation ou bien ceux de suspension sont relativement parallèles entre eux, mais leurs points de troncature ont tendance à beaucoup se déplacer (de 1,7 ϕ à 4 ϕ). Ceci serait probablement en relation avec la fluctuation de la vitesse du courant attestée par la structure sédimentaire. Les sables fins à stratification entrecroisée à petite échelle (Np17, par exemple) montrent un point de la troncature plus fine que celui des sables plus grossiers à stratification entrecroisée à grande échelle (Np4, Np8). Cette famille de courbes ressemble aux courbes fluviatiles de VISHER (1969, p.1093-1095, fig.15 et 16), avec cependant des points de troncature plus grossiers que pour les dépôts fluviatiles. Nous pensons que ces sables ont été d'abord transportés par un fleuve par charriage sur le fond, puis après un passage dans le milieu des vagues (intensif lavage de la fraction fine), ils furent transportés par un courant de fond turbulent, comme en témoignent des dunes hydrauliques orientées vers l'aval. L'amplitude de ces dunes peut atteindre 3m, ce qui indique un transport important et unidirectionnel. Elles produisent des accumulations sableuses avec des litages obliques à grande échelle.

I.1.2.2 - Méthode statistique

La compilation des courbes cumulatives (fig.27) de seize échantillons fait ressortir le domaine granulométrique des sables du Ngrayong à Ngepon, comprenant trois groupes principaux:

- des sables grossiers (0,5 mm < Mean < 1 mm), assez bien classés à mal classés (Np 2, 3, 4);
- des sables moyens (0,25 mm < Mean < 0,5 mm), assez bien à moyennement classés (Np8, 9, 10 et Np 15);
- des sables fins à très fins (0,063 < Mean < 0,25 mm) assez bien à bien classés (Np 0, 1 à la base et Np 14, 16, 17 et 18 au sommet de la coupe).

Toutes les valeurs des paramètres et des indices granulométriques de cette coupe FOLK & WARD (1957), FRIEDMAN (1961) sont exprimées dans la figure 29.

La figure 29 montre que l'indice de classement σ_i de FOLK & WARD (1957), varie de 0,35 à 1,51 (donc bien classé à mal classé); ces valeurs sont peu différentes de celles calculées avec la méthode de FRIEDMAN (σ_ϕ).

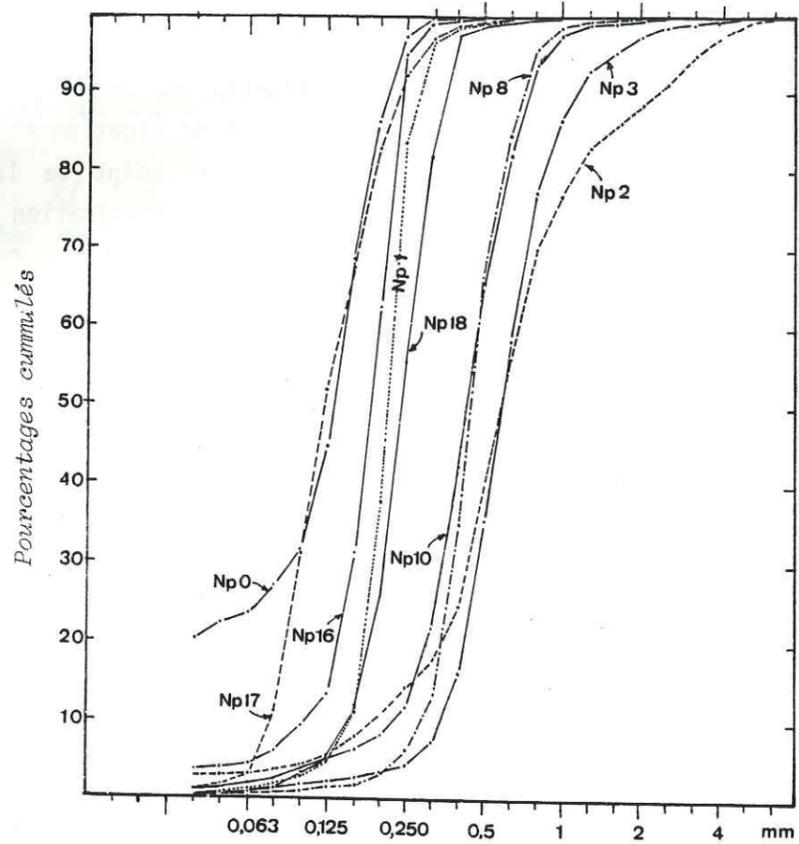


Fig. 27- Domaines granulométriques des Sables du Ngrayong (coupe de Ngepon)

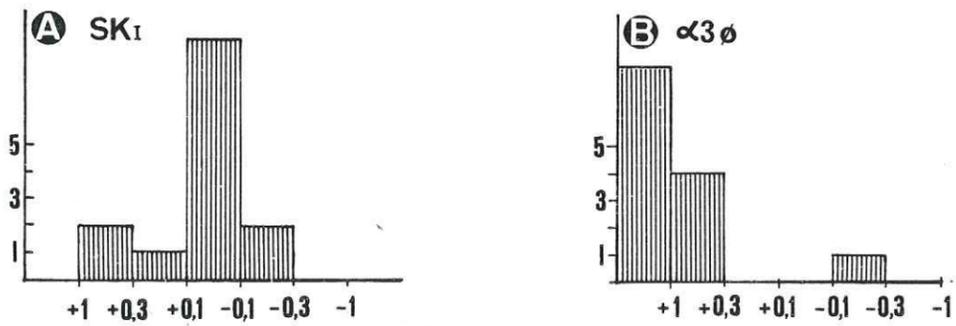


Fig. 28- Histogrammes des fréquences des indices de l'Asymétrie
 A. SK_I de FOLK et WARD (1957) B $\alpha 3\phi$ de FRIEDMAN (1961)

No. Ech	M E A N		SORTING		SKEWNESS		KURTOSIS		MCD	C		M
	Mz	$X\phi$	σ_i	$\sigma\phi$	SKI	$\alpha 3\phi$	Kg	$\alpha 4\phi$		$\sigma\phi^3$	$\alpha 3\phi \cdot T\phi^3$	
Np 0	3.56		1.8		0.72		2.02					131
Np 1	2.3	2.31	0.35	0.45	0.04	1.38	1.19	11.09	0.124	0.09	1.35	220
Np 2	0.73	0.79	1.29	1.36	0.06	0.33	1.67	3.76	0.832	2.52	-2.18	570
Np 3	0.70	0.78	0.72	0.85	-0.15	0.83	1.33	1.47	0.506	0.61	-1.38	580
Np 4	0.97	0.99	0.55	0.68	0.06	1.33	1.45	9.46	0.412	0.31	-0.68	510
Np 6												126
Np 7	1.29	1.31	0.67	0.79	0.08	1.27	1.09	9.50	0.626	0.43	0	423
Np 8	1.17	1.20	0.55	0.61	-0.02	1.49	1.05	9.62	0.343	0.23	-0.07	450
Np 9	1.09	1.17	0.64	0.78	-0.04	1.85	1.20	8.84	0.878	0.47		470
Np 10	1.23	1.30	0.75	0.79	0.03	1.25	1.36	5.83	0.612	0.49		430
Np 11	1.87		1.51		0.55		1.51					410
Np 14	2.18	2.22	0.57	0.65	-0.04	0.73	1.10	5.18	0.200	0.27		220
Np 15	1.17	1.27	0.72	0.81	0.04	1.11	1.18	5.99	0.590	0.53		430
Np 16	2.51	2.59	0.49	0.57	0.38	1.72	1.56	6.28	0.318	0.18		180
Np 17	3.01	2.99	0.61	0.63	-0.12	-0.17	0.91	2.79	-0.043	0.25		120
Np 18	2.06	2.12	0.47	0.56	0.12	1.46	1.11	7.06	0.256	0.18		240

Fig. 29 - Valeurs des paramètres statistiques et des indices granulométriques des sables de Ngepon

• La moyenne ou le "Mean", calculée avec ces deux méthodes (Mz et \bar{x}_ϕ) est compris(e) entre 0,70 ϕ et 3,56 ϕ .

• L'histogramme des fréquences de l'indice d'asymétrie de FOLK & WARD (1957), SKI, montre que ces sables ont un "Skewness" généralement symétrique ($-0,1 < SKI < +0,1$), tandis que $\alpha 3\phi$ fait plutôt apparaître une symétrie très positive (fig.28).

• La conjugaison de la "standard deviation" (σ_ϕ) avec la "Mean cubed deviation" ($\alpha 3\phi \cdot \sigma_\phi^3$) et avec le "Skewness" ($\alpha 3\phi$) indique un dépôt de dunes intérieur (FRIEDMANN, 1979, fig.31., A, B).

• La conjugaison du "Mean" (\bar{x}_ϕ) avec la "Standard deviation" (σ_ϕ) et avec le premier percentile (en phi) localise une partie de ces sables dans un domaine dunaire intérieur ("Inland dune") et l'autre partie dans un domaine fluviatile (FRIEDMAN, 1979, fig. 31, C et D).

• Cependant la conjugaison de la "Standard deviation" (σ_ϕ) avec le "Mean cubed deviation" ($\alpha 3\phi \cdot \sigma_\phi^3$) (FRIEDMAN, 1967) indique aussi un dépôt fluviatile (fig. 30).

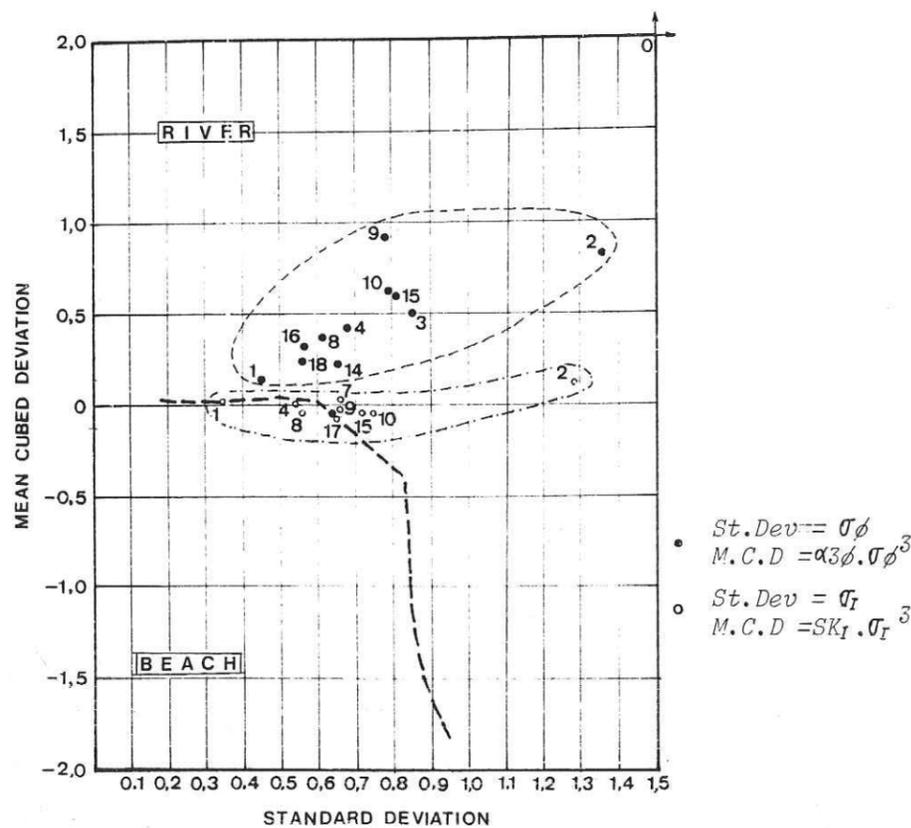


Fig.30 - Relation entre la "Standard Deviation" et le "Mean Cubed - Deviation" (FRIEDMAN, 1967), coupe de Ngepon.

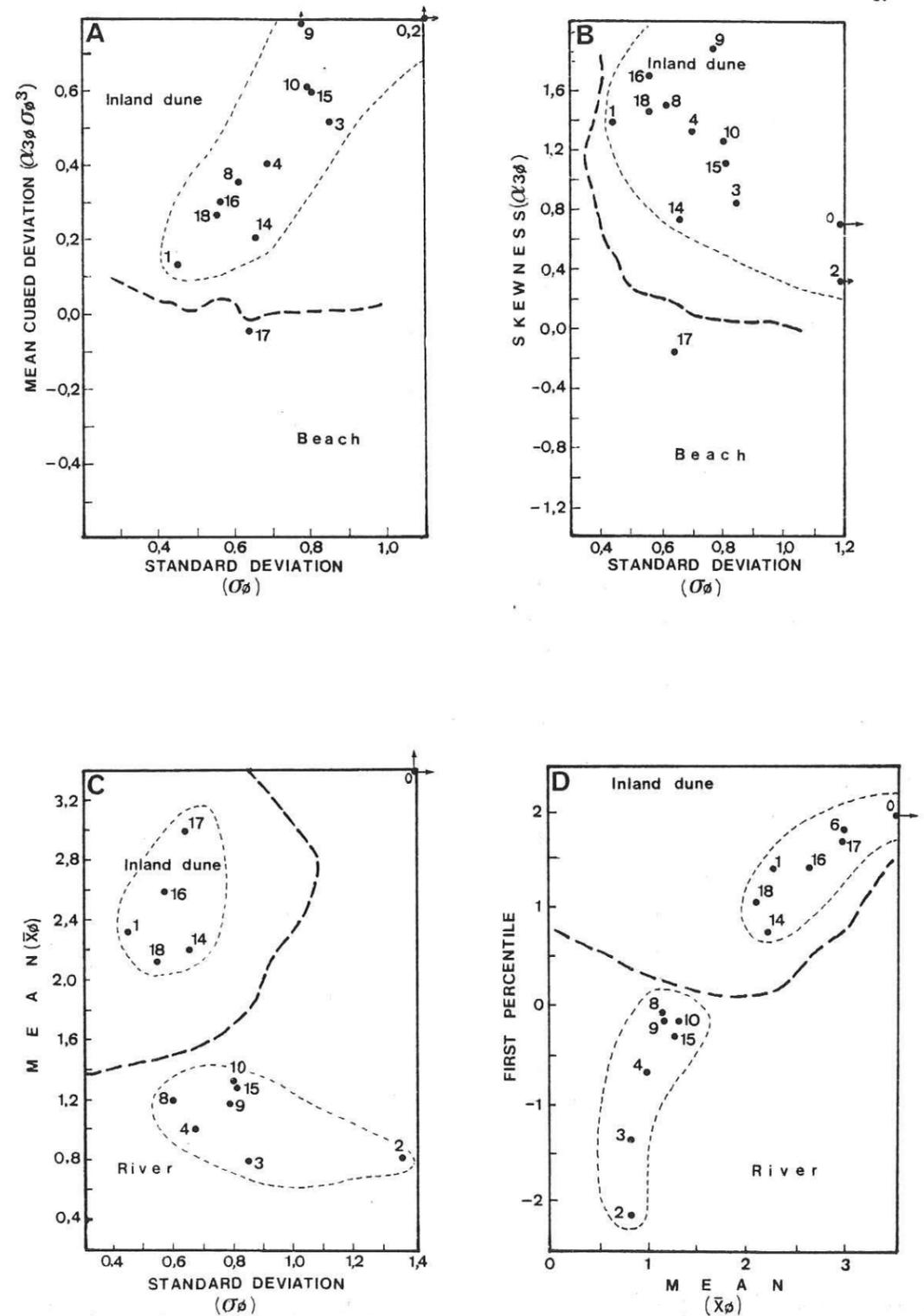


Fig.31 - Conjugaison des paramètres statistiques de FRIEDMAN (1967)

Remarques

Le "Mean cubed deviation" est obtenu par la multiplication de "Skewness" (α_3) avec le cube de "Sorting" (σ_ϕ): σ_ϕ^3 (FRIEDMAN, 1967).

Dans certains cas, les valeurs du Skewness obtenues par la méthode des moments de FRIEDMAN (1961) risque d'être erronée, entraînant donc une erreur de la "Mean cubed deviation" (FOLK, 1974).

Pour cette raison nous avons essayé d'appliquer les valeurs de l'"Inclusive Graphic Standard Deviation" (σ_i) et de l'"Inclusive Graphic Skewness" (S_{ki}) de FOLK & WARD (1957) pour obtenir la valeur du "Mean cubed deviation".

Si on trace ces dernières valeurs (Mean cubed deviation = $S_{ki}^3 \cdot \sigma_i$ et Standard deviation en σ_i) dans la conjugaison de FRIEDMAN (1967) la répartition de ces sables migre vers le domaine des plages, ce qui est nettement différent de l'interprétation précédente.

FRIEDMAN (1961, 1967, 1979) a constaté que la compilation des paramètres statistiques était sensible pour différencier dépôts de plage et dépôts fluviaux (graphiques de la Standard deviation en fonction de la Mean cubed deviation, 1967), pour différencier aussi dépôts de plage et dépôts de dunes intérieures (graphiques de la Standard deviation en fonction de la Mean cubed deviation et du Skewness, 1979) et pour différencier enfin dépôts de dunes intérieures et dépôts fluviaux.

Mais on doit faire remarquer que ces graphiques établis à partir de formations actuelles, ne permettent pas toujours une bonne interprétation des dépôts anciens.

II.1.2.3 - Le diagramme C.M. de PASSEGA (Fig. 32)

Il montre que la majorité des sables du Ngrayong à Ngepon a été transportée en suspension dégradée, quelques uns par roulement (Np 2, 3 et 4) et le reste par suspension (Np 0, 6, 16).

Les sédiments transportés en suspension dégradée (segment QR) sont caractéristiques d'un transport par des courants tractifs courants marins, et des vagues qui touchent le fond).

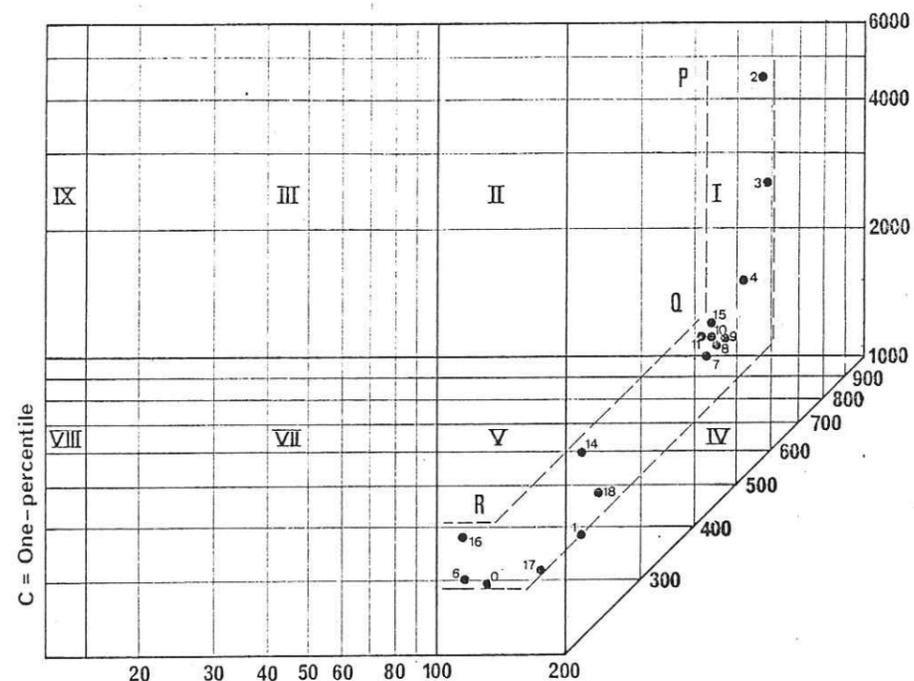


Fig.32 - Diagramme C-M de PASSEGA (Region de Ngepon)

PASSEGA (1964) a considéré que le segment PQ a pu représenter un dépôt formé par des sédiments au point Q, auquel s'ajoute une petite quantité de grains plus grossiers qui affecte la valeur du C sans modification de la valeur du M. L'analyse des sédiments de la rivière du Mississippi montre que les particules plus grossières que Cs (comme ceux des Np 2, 3, 4, dans le cas de nos sédiments) se trouvent seulement à la base de la rivière, jamais en suspension (PASSEGA, 1964), ce qui est comparable avec nos sédiments (Np 2, 3, 4) qui sont déposés dans un chenal de marée.

II.1.3 - Directions des courants

L'analyse des paléocourants révèle la présence de trois sens de courants:

- un sens principal et dominant représenté par des stratifications entrecroisées planes, inclinées vers le Sud et qui oscillent entre N 176° et N 192°; nous l'interprétons comme un courant de jusant, responsable des apports;
- deux courants secondaire S-N et ESE-WNW que nous interprétons respectivement comme un courant de flot et un courant côtier parallèle au rivage.

II.1.4 - Exoscopie des grains de quartz

L'histoire des grains de quartz prélevés sur la coupe de Ngepon est résumée dans la figure 33 illustrant les principales évolutions qu'ils ont subies.

II.1.5 - Analyse des minéraux argileux

Trois échantillons prélevés dans niveaux argileux de la base de cette série ont été analysés. Les résultats sont présentés dans le tableau ci-dessous.

N°Ech.	Smectite	Kaolinite	Illite	IMC	Q
Np 19	44	44	12	-	tr
Np 5	33	56	11	-	tr
Np 0	33	51	15	-	tr

De bas en haut de la série la Kaolinite domine et ne varie que de 44 à 56%; cette abondance indique que le domaine sédimentaire des sables du Ngepon était à proximité du continent.

II.1.6 - Les minéraux lourds

Les sables du Ngrayong de cette région sont généralement pauvres en minéraux lourds. On en observe seulement aux niveaux Np 16,17 (fig.25A), où quelques couches minces (centimétriques) en contiennent en abondance.

Le cortège minéralogique est pauvre en espèces. Les minéraux magnétiques (magnétite et ilménite) sont prépondérants (plus de 90% de l'ensemble) et se présentent en grains subarrondis ce qui indique un matériel assez évolué dont l'histoire est relativement longue.

Les minéraux non magnétiques sont par ordre d'importance décroissant: zircon, rutile, tourmaline et staurotide. Les zircons sont généralement incolores et se présentent sous forme de prismes parfaits, mais parfois légèrement arrondis au niveau des arêtes.

L'origine de ces minéraux est encore incertaine, car on ne possède aucune référence au voisinage de la région étudiée.

Fig. 33 A : (Echantillon Np17)
 Vue générale d'un grain fortement poli. la surface propre, bien polie, indique un transport aquatique de haute énergie.

Fig. 33 B: (Echantillon Np 16)
 Vue générale d'un grain subanguleux à nombreuses et grandes traces de choc.

Fig. 33 C: (Echantillon Np 6)
 Vue générale d'un grain poli et cassé. Les figures de dissolution, sur la face plane et exploitant les traces de choc plus anciennes, sont caractéristiques de la plateforme littorale (0-30 m).
 Les "V" de choc de taille moyenne ($> 10 \mu$) bien polis indiquent un transport aquatique violent.

Fig. 33 D: Détail de la figure C
 On peut noter que les arêtes et traces de chocs en "V" de très grande taille sont bien polies (reprise du transport aquatique). On remarque également un plan d'inclusions^① mis à jour par une fracture du grain de quartz; ceci est une illustration du rôle des inclusions dans la phénomorphie des quartz: elles rendent les grains plus fragiles et facilitent la dissolution. Quelques dépôts siliceux secondaires, ^②globuleux, recouvrent une petite partie de cette surface. Formé pendant les émergences, ils indiquent une sédimentation en milieu médiolittoral.

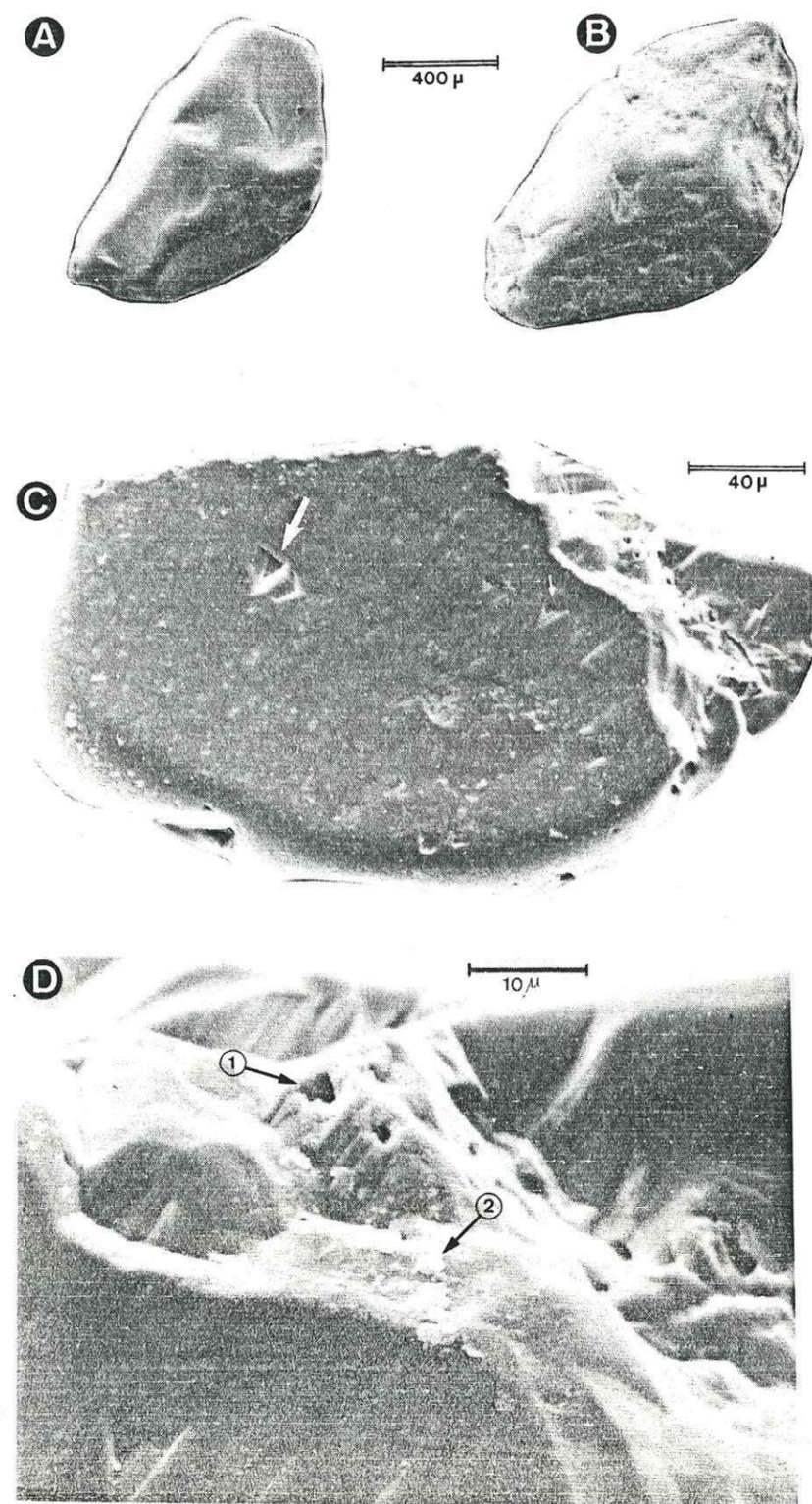


Fig.33 - EXOSCOPIE DES GRAINS DE QUARTZ (Région de Ngepon)

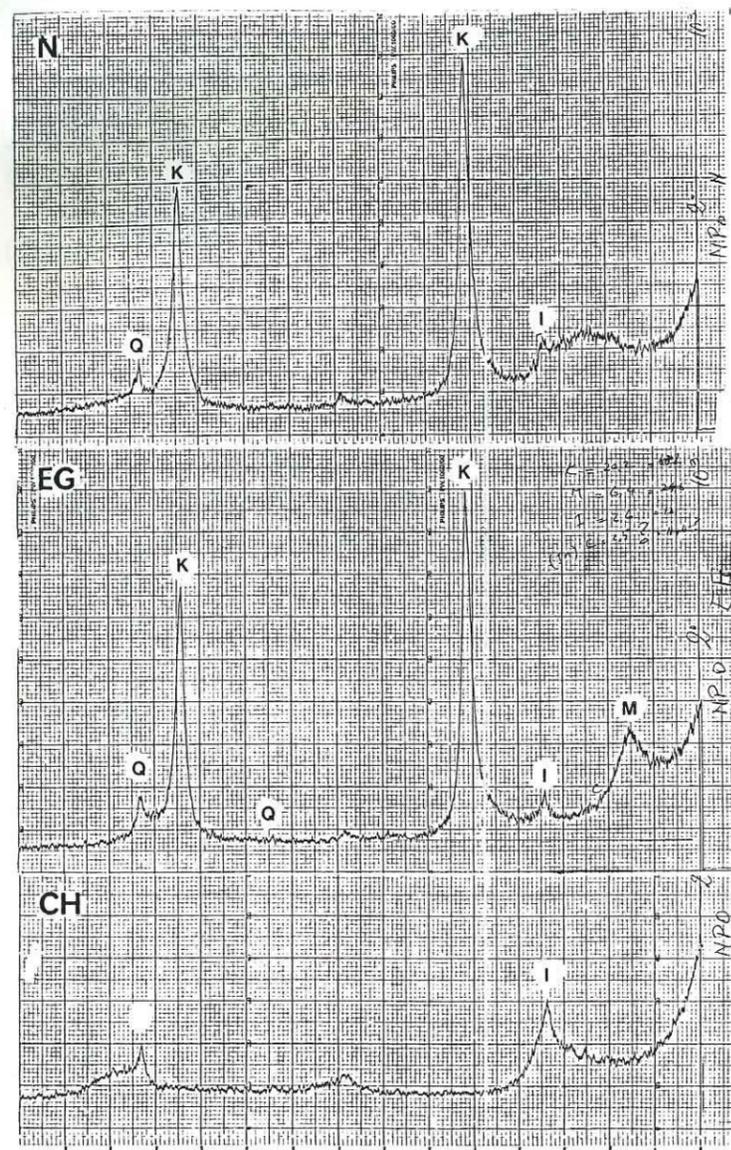


Fig.34 - Composition minéralogique des strates argileuses (partie inférieure de la coupe de Ngepon, Sables de Ngrayong) .
 K : Kaolinite , I : Illite, M : Montmorillonite
 Q : Quartz .

II.2 - COUPE DE NGEOT

L'un des meilleurs affleurements de sables de Ngrayong est situé dans le village de Ngegot à environ 20 km au SE de Lasem et 10 km au NW de la coupe de Ngepon. Après une première étude (MUIN & NUR HASJIM, 1979), nous avons repris leur analyse.

II.2.1 - Faciès et séquences sédimentaires

La série des sables du Ngrayong de cette région peut être divisée en trois ensemble.

1.2.1.1 - Ensemble inférieur ((Nt.1 - Nt.6)

Constituée principalement de dépôt argileux à stratification horizontale ondulée, la partie basale de la coupe de Ngepot est marquée par une progression de 5 à 20% du "Clastic shale ratio". On y rencontre une structure interne en "Flaser et linsen", les cristaux de gypses (en rose "lamellar") et les bioturbations abondantes. On peut penser à un dépôt en milieu tranquille et protégé, probablement lagunaire à proximité du domaine marin.

1.2.1.2 - Ensemble moyen (Nt.6 - Nt.8)

Cet ensemble est représenté par l'alternance d'argiles silteuses et de sables fins à ripple-marks et laminations ondulées. La structure "flaser" est plus abondante ici que la structure en "linsen", et on observe une augmentation du clastic shale ratio par rapport à l'ensemble inférieur. Ce faciès sablo-argileux est interrompu par un banc sableux de 3 m d'épaisseur, constitué par l'alternance de sables fins à moyens à stratification entrecroisée et de sables fins, argileux à laminations parallèles; le caractère stratodécroissant est net:

- l'épaisseur des bancs de sables à stratification entrecroisée diminue progressivement de 25 à 5 cm, et celle des bancs de sables à stratification horizontale de 7 à 3 cm.

Ces caractères indiquent un dépôt façonné par l'action des vagues oscillatoires en régime hydrodynamique décroissant, accompagné d'une diminution progressive des apports détritiques. Il s'agit probablement de la phase initiale du développement d'une dune hydraulique ou d'une barre de sable ("sand bar") isolée. Cet ensemble moyen s'achève par une couche ligniteuse à laminations horizontales de 15 cm d'épaisseur.

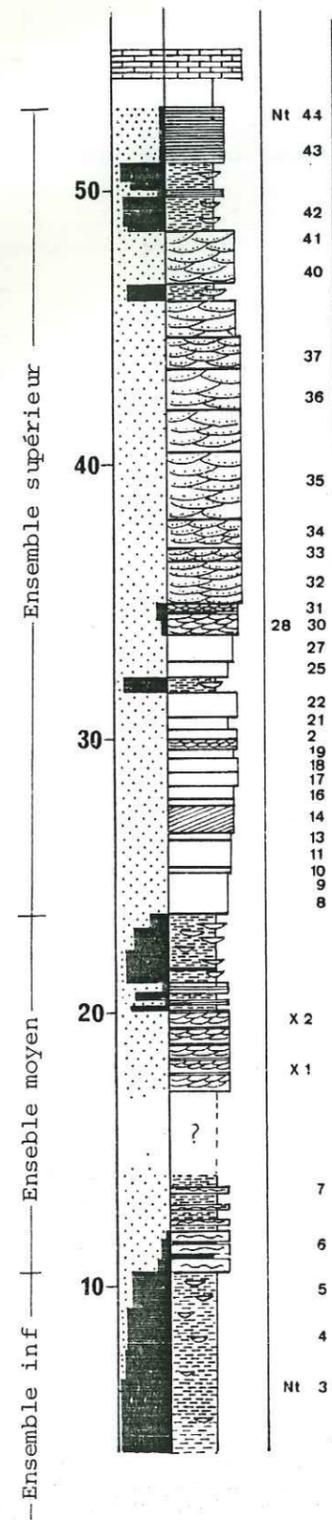


Fig.35 - Succession lithologique du Membre de Ngrayong dans la région de Ngegot

II.2.1.3 - Ensemble supérieur (Nt.8 - Nt.44)

Il s'agit d'un faciès presque entièrement sableux qui peut être subdivisé en deux niveaux .

a/ Le premier niveau (Nt.8 - Nt.27) est caractérisé par l'importance de bancs massifs granoclassés, et la rareté des bancs à stratification entrecroisée. L'épaisseur des bancs varie de 20 cm à 100 cm avec une tendance à la stratodécroissance. Ces sables quartzeux renferment parfois en intercalation des lits de sables très fins ou argilo-sableux, brun-rougeâtre de 0,5 cm d'épaisseur maximale, à stratification horizontale ou ondulée (Nt.23, 24, 25 et Nt.27). Le sommet des bancs sont souvent marqués par des surfaces d'oxydation et parfois par des terriers (Nt.18).

b/ Le deuxième niveau (Nt.28 - Nt.42) est essentiellement marqué par la répétition de bancs à stratification entrecroisée ("trough cross bedding"). Ces sables toujours quartzeux, gris-rougeâtre, fins à grossiers, subanguleux à subarrondis, ont des classement moyens à mauvais. L'épaisseur des bancs varie de 50 à 250 cm, et l'épaisseur totale est de 28 m. Ce type de dépôts, qui correspond aux migrations des megaripples, obéit à un régime d'écoulement rapide (SOUTHARD, 1971, 1975; MIDDLETON & SOUTHARD, 1978). Ceci peut être provoqué par une forte énergie hydrodynamique associée à l'action des vagues et des tempêtes dans un milieu agité à moyennement agité.

Dans l'ensemble ce faciès peut correspondre à un dépôt de barre (ou bien à un dépôt de dune hydraulique).

De Nt.8 à Nt.33, le faciès uniquement sableux est granulométriquement granocroissant et correspond à un système de progradation de barre; puis relativement stationnaire de Nt.33 à Nt.41.

Au sommet (Nt.43 - 44), ces sables sont caractérisés par la réapparition du faciès argilo-sableux à flasers et lentilles, et du régime hydraulique décroissant. Les sables à stratification horizontale et ondulée réapparaissent, suivis par des dépôts calcaireux (Grainstone-Packstone à mollusques, glauconie et grands foraminifères) traduisant une phase transgressive.

II.2.2 - Granulométrie

II.2.2.1 - Méthode de VISHER (fig. 36 et 37)

Les courbes cumulatives sur papier gaucco-logarithmique révèlent une évolution verticale des dépôts.

a/ Ensemble inférieur: les faciès sablo-argileux montrent quatre populations log-normales (Nt. 6, 8 et 9, fig.36 A).

- L'une grossière, 3 à 18,5% du total, transportée par roulement sur le fond;
- deux populations moyennes entre 0,8 ϕ et 3,75 ϕ , qui représentent un transport par saltation ("swash et backswash");
- une population fine, 4 à 20% du total (supérieur à 3,5 ϕ), résultant d'un transport par suspension.

Selon VISHER (1969), la présence de deux populations transportées par saltations indique un dépôt de plage, et le fort pourcentage relatif de la population grossière transportée par roulement caractérise un façonnement de vague déferlante ("breaking waves, surf zone).

L'interaction entre les vagues d'une part, la direction et la magnitude des courants d'autre part, explique ce mélange entre les populations par roulement et par saltation (Nt.6 et Nt.8).

b/ Ensemble moyen: les sables se répartissent suivant deux à trois populations log-normales.

- Les courbes à trois populations, représentées par Nt.10, 12, 16, 21 et Nt.25 (Fig. 36 , B, C, D) sont caractérisées par:

- une population transportée par roulement, de pourcentage variable (1 à 28%), mal classée;
- une importante population moyenne (45 à 85 % de grains de diamètre de 0,6 à 3,3 ϕ), transportée par saltation, mieux classée;
- une population fine (supérieure à 2,5 ϕ), mal classée de pourcentage maximum de 24 %.

Pour chacune de ces trois populations, les pentes de toutes les courbes sont très voisines entre elles, mais l'emplacement des points de truncature présente des variations importantes, ce qui traduit une fluctuation notable de l'importance relative de ces trois types de transport.

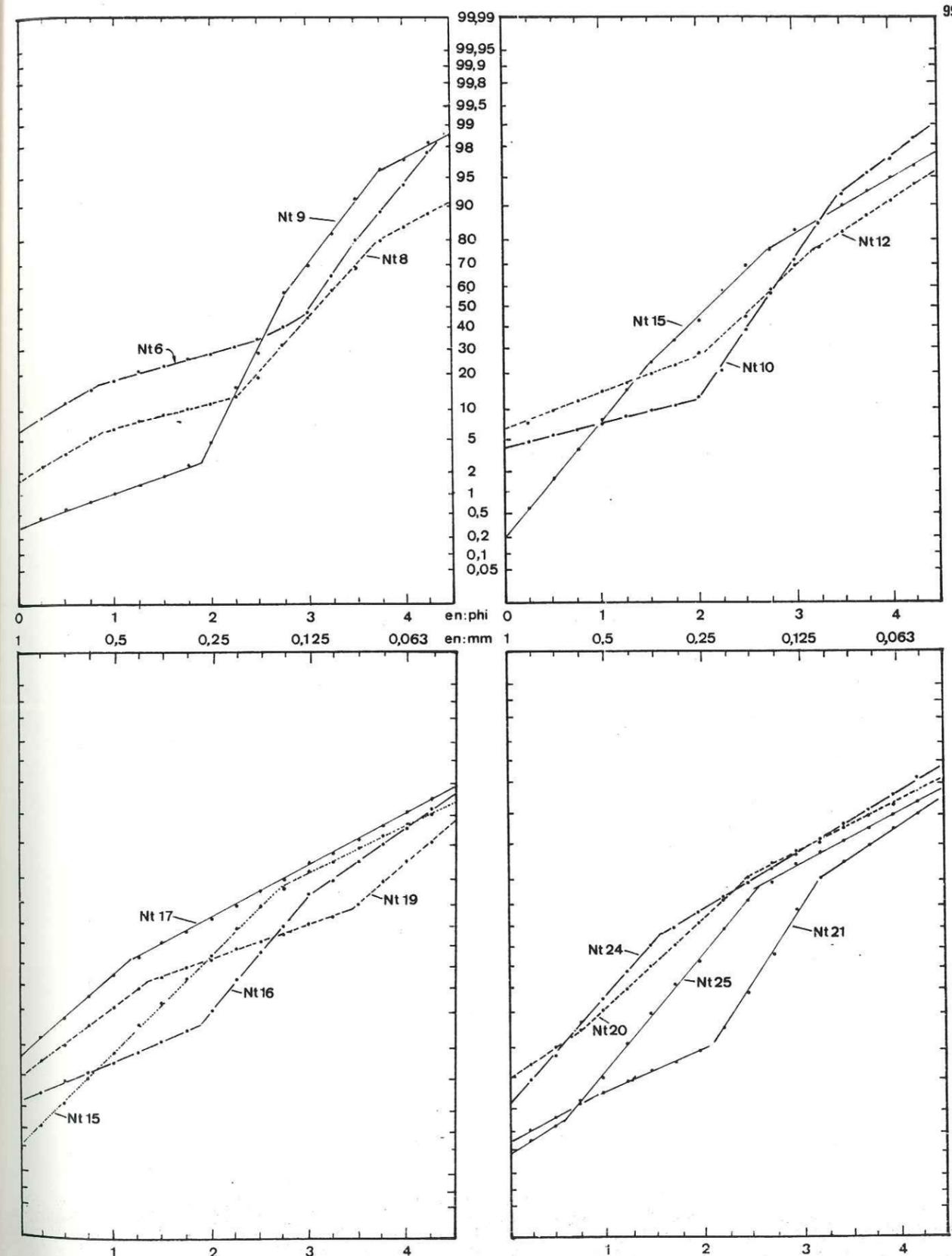
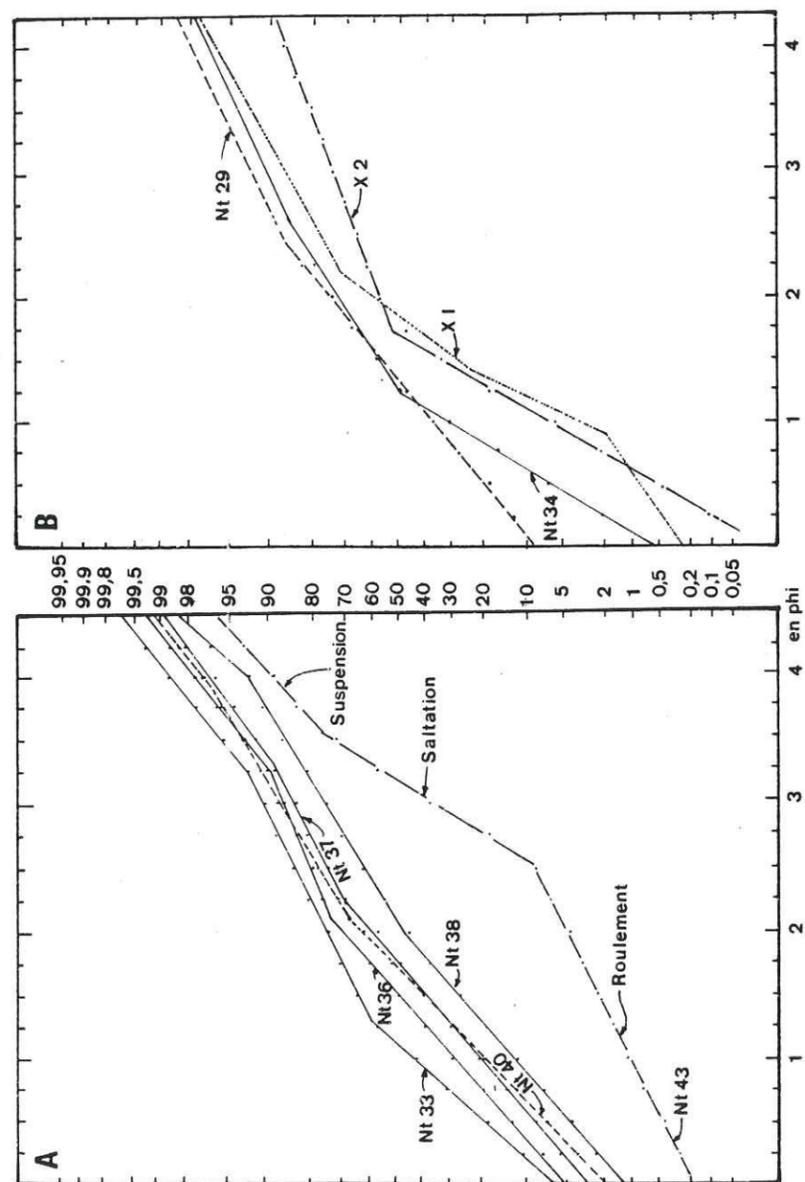


Figure 36: Courbes de distribution granulométrique des sables du Ngrayong, coupe Ngegot

Fig.37 - Courbes de distribution granulométrique de Sables de Ngrayong (coupe de Ngegog)



L'ensemble révèle un sédiment transporté par des courants violents et déposé dans la zone d'agitation des vagues.

- Les courbes à deux populations (Nt.15, 17, 20 et Nt.24) sont caractérisées par:

- une importante population (20 à 57%) transportée par suspension de granulométrie maximum $1,25 \phi$, mal classée;
- une population, légèrement mieux classée, transportée par saltation;
- une grande variation de la position des points de troncature entre ces deux populations ($1,25$ à $2,75 \phi$).

Ces courbes traduisent une turbidité des courants de transport. Dès que l'intensité du courant diminue, les sédiments en suspension et saltation se déposent, formant des lits massifs granoclassés. Cette turbidité caractérise assez bien un transport fluvial jeté à la mer.

Ensemble supérieur: les sables présentent des courbes à trois populations (Nt.33 à Nt.40) log-normales, caractérisées par:

- une faible différence de pente entre chaque population;
- une population grossière (supérieure à 250μ , très importante (50 à 80 %), transportée par roulement et moyennement classée;
- une population moyenne ($1,25 \phi$ à 4ϕ), moins importante (14 à 44 %), transportée par saltation, mal classée;
- une population fine (inférieure à 100μ) peu importante (<10%), transportée par suspension, moyennement classée.

Cet ensemble révèle probablement une interaction des courants de fond, assez rapides, et des vagues superficielles ("surface wave") dans un haut-fond de la zone médio-littorale ("shoal area, margin of tidal delta, VISHER, 1969, fig. 13. c. p.1091).

Enfin, la phase terminale de ces dépôts sableux représentée par des sables fins à stratification horizontale et ondulée (Nt.43, 44) est aussi marquée par des couches à trois populations log-normales (Nt.43, fig.37 A), mais dont les caractères sont remarquablement différents de ceux des précédents. Cette courbe de Nt.43 correspond plutôt à un dépôt dans un domaine moins agité de la zone de transition entre la côte et l'avant-plage (VISHER, 1969). L'emplacement des points de troncature est aussi caractéristique de cette zone de transition (SWIFT, HERON & DILL, 1969).

II.2.2.2 - Méthode statistique: les valeurs statistiques des sables de du Ngrayong à Ngegot sont présentées sur la figure 38.

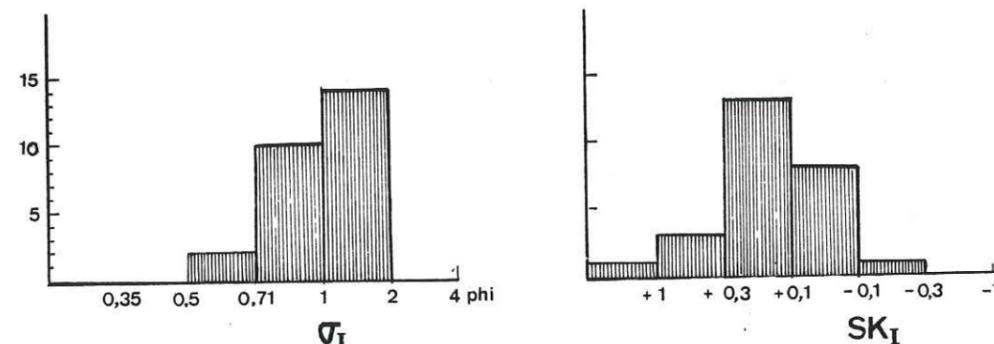
- Le Mean est assez variable ($1,31 \phi < Mz < 3,22 \phi$, et $1,47 \phi < \bar{X}\phi < 3,29 \phi$), ainsi que le premier percentile ($-1 \phi < C < 2,33 \phi$). Nos sédiments sont donc des sables moyens à très fins (fig. 39 D).

- L'écart-type (Sorting ou standard deviation, σ_i et σ_ϕ) varie de 0,51 à 1,48. Dans l'ensemble, les histogrammes des valeurs σ_i montrent que les sables du Ngepot sont moyennement à mal classés (fig.39 A);

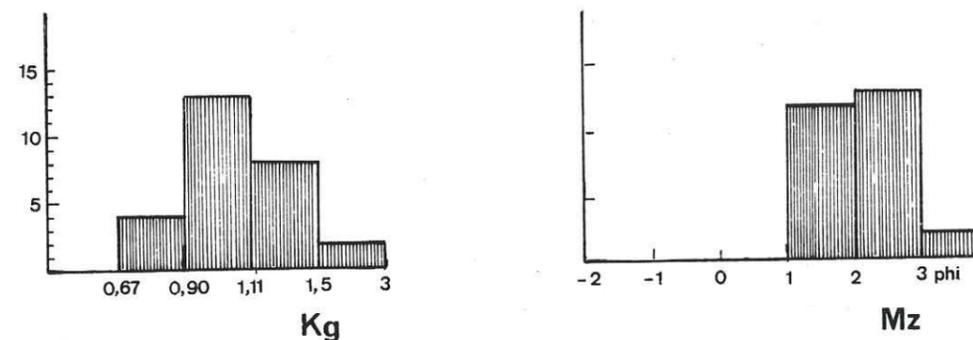
NOS. Ech	MEAN		SORTING		SKEWNESS		KURTOSIS		C	M
	Mz	$\bar{X}\phi$	σ_i	σ_ϕ	SK _I	$\alpha_{3\phi}$	Kg	$\alpha_{4\phi}$	μ	μ
Nt.43	3.22	3,29	0,623	0,65	0,11	-0,73	1,35	5,60	563	116
Nt.41	1,67	1,82	1,086	1,08	0,16	0,48	1,11	2,95	1330	335
Nt.40	1,78	1,92	0,987	0,99	0,15	0,42	1,06	2,96	1166	315
Nt.38	2,20	2,33	0,995	1,07	0,14	0,13	0,95	2,50	1120	232
Nt.37	1,82	1,99	1,038	1,06	0,13	0,33	1,04	2,87	1335	310
Nt.36	1,63	1,75	1,083	1,07	0,13	0,43	0,85	3,00	1550	353
Nt.35	1,59	1,76	0,910	1,14	-0,04	0,28	0,99	2,70	1450	320
Nt.34	1,70	1,76	0,991	1,02	0,16	0,78	1,21	3,41	1110	330
Nt.33	1,31	1,47	1,098	1,05	0,33	0,74	1,29	3,20	1500	462
Nt.29	1,42	1,60	1,084	1,09	0,06	0,43	1,12	3,14	1680	390
Nt.25	2,17	2,27	0,890	-	2,24	-	1,33	-	-	-
Nt.24	1,67	1,81	1,020	1,04	0,27	0,50	1,04	3,10	1400	350
Nt.22	1,83	1,95	1,250	1,21	0,24	0,44	0,96	2,47	1285	320
Nt.21	2,82	2,90	0,712	0,73	0,02	-	1,63	-	-	-
Nt.20	1,75	1,81	1,020	1,01	0,05	-	1,36	-	-	-
Nt.19	2,41	2,46	1,477	1,47	0,01	-	0,79	-	2000	180
Nt.17	1,65	1,80	1,228	1,21	0,20	0,36	0,92	2,38	1470	350
Nt.16	2,62	2,68	0,882	0,93	0,04	-0,53	0,77	4,00	1107	171
Nt.15	2,17	2,30	0,958	0,92	0,17	0,44	1,10	3,08	800	234
Nt.12	2,48	2,56	1,274	1,20	-0,19	-0,57	1,35	2,85	1335	164
Nt.11	2,55	2,65	0,800	0,77	0,18	-	1,42	-	-	-
Nt.10	2,68	2,68	0,770	0,95	0,23	-1,69	2,11	6,98	2000	160
Nt. 9	2,74	2,80	0,505	0,56	0,10	-	1,07	-	-	-
Nt. 8	3,18	3,25	1,030	1,10	0,03	-	1,16	-	1400	122
Nt. 6	-	2,64	1,280	1,33	-	-0,96	-	2,88	1920	123
X.1	2,42	2,45	1,465	1,48	0,55	-	1,09	-	670	260
X.2	2,07	2,20	0,836	0,85	0,39	0,92	1,09	-	624	275

Fig.38 - Valeurs des indices granulométriques ; comparaison entre la methode de FOLK et WARD (1957) et la methode de FRIEDMAN (1961)

FIG.39 - HISTOGRAMMES DES FREQUENCES DES INDICES GRANULOMETRIQUES.



A. Histogrammes des fréquences des Indices du classement de FOLK et WARD (1957) B. Histogrammes des fréquences des Indices du SKEWNESS de FOLK et WARD (1957)



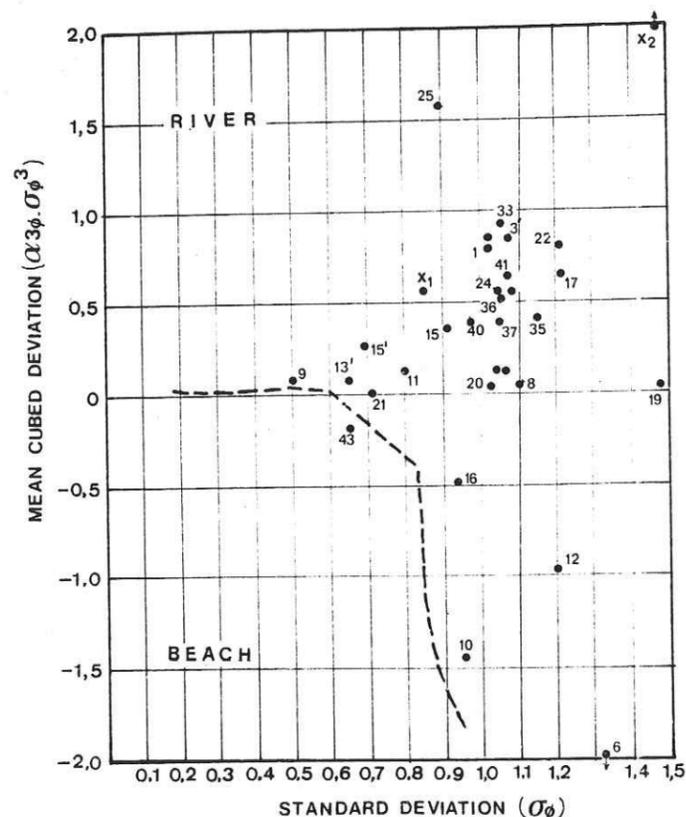
C. Histogrammes des fréquences des Indices du Kurtosis (FOLK et WARD, 1957) D. Histogrammes des fréquences des Indices de la Moyenne (FOLK et WARD, 1957)

- L'asymétrie (Skewness) est plutôt positive (Fig. 39 B), et varie de 0,55 à -0,19 pour SK_I, et de -1,69 à 0,92 pour ceux calculés avec la méthode des moments (FRIEDMAN, 1961).

- Le Kurtosis de FOLK & WARD, 1957 (Kg) varie de 0,77 à 2,11, tandis que celui de FRIEDMAN, 1961 (α_4) est largement différent par rapport au Kg.

- La conjugaison de la Standard deviation (σ_ϕ) et de la "Mean cubed deviation" ($\alpha_{3\phi} \cdot \sigma_\phi^3$) indique plutôt un dépôt fluviatile (fig. 40).

Fig.40 - Conjugaison de la Standard Deviation (σ_ϕ) et le Mean Cubed Deviation ($\alpha 3\phi \cdot \sigma_\phi^3$) des Sables de Ngrayong à Ngegot (FRIEDMAN, 1967)

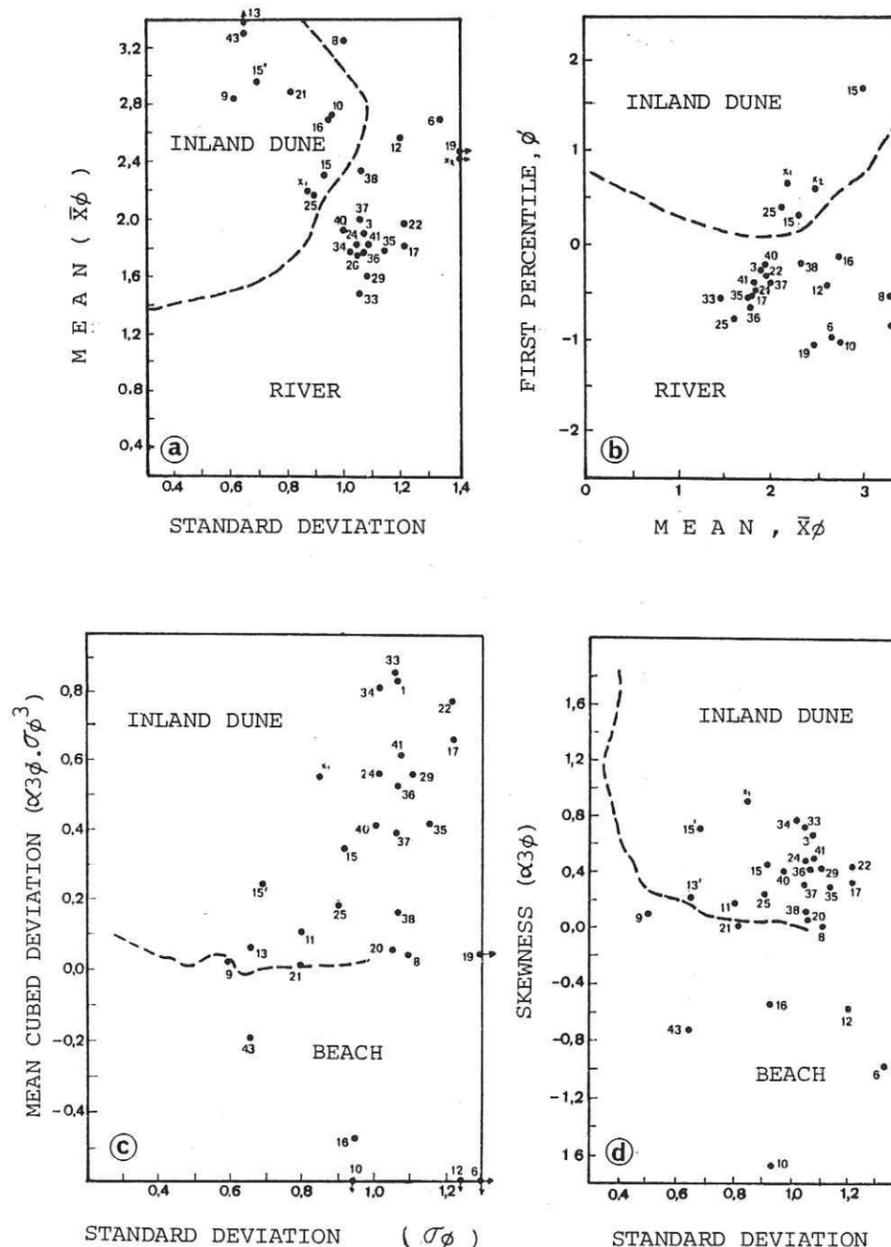


- La conjugaison de la "Standard deviation" avec la "Mean cubed deviation" d'une part, et avec le "Skewness" ($\alpha 3\phi$) d'autre part, localise les mêmes dépôts soit dans un domaine dunaire intérieur ("Inland dune"), soit dans un domaine fluviatile (Fig. 41 C et D).

- Cependant la conjugaison du "Mean" avec la "Standard deviation" d'une part et avec le premier percentile d'autre part, indique un dépôt fluviatile plutôt que dunaire (Fig. 41 A, B).

Il faut noter ici que quelques échantillons seulement sont situés dans le domaine de la plage et, dans certains cas, les divers échantillons peuvent représenter plusieurs domaines (voir la répartition des numéros d'échantillons dans les figures

Fig.41 - Conjugaison des indices granulométriques des Sables de Ngrayong à Ngegot (FRIEDMAN , 1979)



Ceci montre que les conjugaisons des paramètres statistiques, utilisées par de nombreux auteurs (STEWART, 1958; MOIOLA & WEISER, 1968; FRIEDMAN, 1961, 1967, 1979, etc.) ne fournissent qu'une réponse approximative au problème du domaine de dépôt; dans le cas de nos sédiments, ils fournissent parfois des réponses contradictoires entre elles et avec celles fournies par d'autres méthodes. Cela tient à ce que ces diagrammes traduisent plutôt les conditions hydrodynamiques des dépôts

et que chacune de ces conditions peut se rencontrer dans plusieurs domaines de dépôts.

II.2.2.3 - Diagramme C.M. de PASSEGA (fig. 42) : il montre qu'une grande partie de ces sables du Ngrayong à Ngepot a été transportée en roulement et suspension (segment OPQ) par des courants tractifs.

Le reste est transporté par suspension dégradée (segment QR) et sédiments en masse.

Dans ce diagramme, la répartition des sédiments reflète l'évolution séquentielle et les structures sédimentaires:

- les sables à stratification entrecroisée de moyenne à grande échelle (niveau Nt.28 - Nt.41) et quelques sables granoclassés sous-jacents se regroupent dans la zone I de PASSEGA;
- les sables massifs granoclassés et à stratification entrecroisée à moyenne échelle (niveau Nt.8 - Nt.19) sont dans la plupart situés dans la zone II; ils correspondent donc à un transport en suspension qui sédimente sa charge lorsque la turbulence diminue (PASSEGA & BYRAMJEE, 1969, p.248).
- les sables à stratification horizontale et ondulée (Nt.43 -44) ou entrecroisée à petite échelle (X1, X2) et une petite partie des sables granoclassés (Nt.15, Nt.26) sont localisés dans les zones IV et V, caractérisées par un transport en suspension dégradée.

Les valeurs du Cs et du Cu indiquent une profondeur maximale du milieu de sédimentation de 20 m.

II.2.3 - Direction des courants

Dans la région de Ngepot, les corps sableux à nombreuses stratifications entrecroisées, et que l'analyse des faciès lithologiques nous font considérer comme des dépôts de barres, nous permettent de définir des courants d'apports sédimentaires très généralement bidirectionnels:

- un courant principal du NE vers le SW, qui oscille de N 210° à N 245°;
- un courant secondaire inverse au précédent du SW vers le NE.

Cette bidirection des courants, dont l'un est prédominant sur l'autre, est souvent caractéristique d'un modèle de barre ou de "sand bar" (READING, 1978).

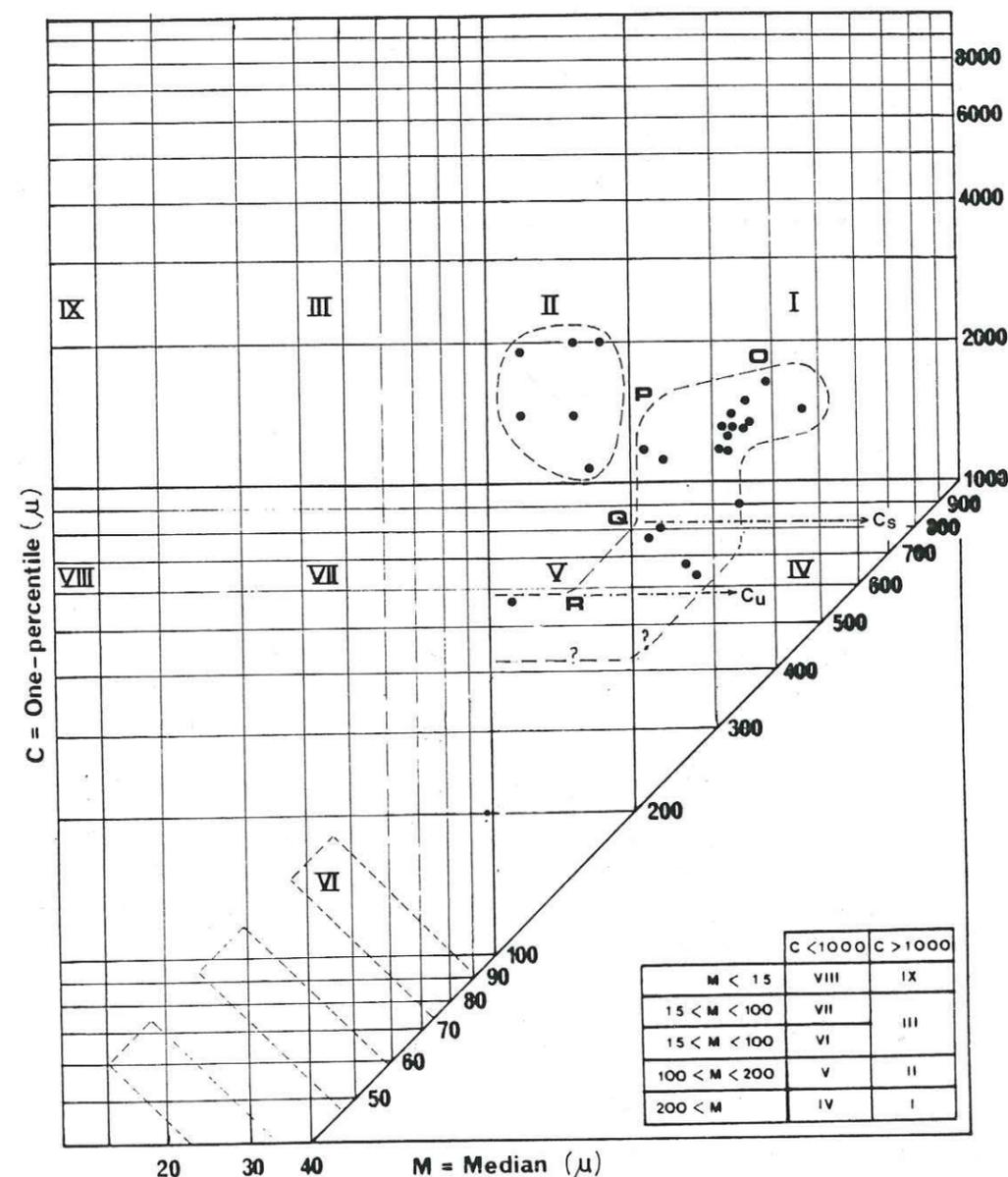


Figure 42: Diagramme CM de PASSEGA des sables du Ngrayong, coupe de Ngepot.

II.2.4 - Exoscopie

Les résultats de l'interprétation sont présentés sous forme d'une sélection de photographies commentées (fig.43, 44).

Fig.43 A: Vue générale d'un quartz de Ngepot, forme émoussée aubarrondie.

Fig.43 B: Détail de la partie haute de la fig.43 A:

1/ Le grain a subi une première usure par l'eau, donc un transport important et un dépôt fluviatile;

2/ Sur cette surface usée on observe une pellicule d'amorphisation (fléchée (a)) constellée de traces de chocs en V, dont la majorité est orientée NE et due à un épisode éolien.

3/ Puis cette pellicule amorphe a été attaquée par la dissolution ainsi que la partie sommitale du grain. Sur la portion du quartz où cette pellicule est très nette et creusée de nombreuses stries parallèles orientées vers l'ouest, qui sont recoupées par quelques stries (flèches) et des V de chocs très fermés orientés NE, puis usés et polis. Ce dernier épisode correspond à une usure marine (dissolution, flèche (b), fig.43 B) en bordure de plage (traces d'action éolienne associées à une formation dernière).

Le dépôt final est médiolittoral supérieur.

Fig.43 C: Détail de la partie inférieure de la fig.43 A:

- la pellicule d'amorphisation est fortement attaquée par dissolution (sans doute marine) et confirme l'épisode marin final.

Histoire du grain:

- transport fluviatile;
- premier dépôt en milieu désertique;
- reprise du transport par la mer et dépôt côtier.

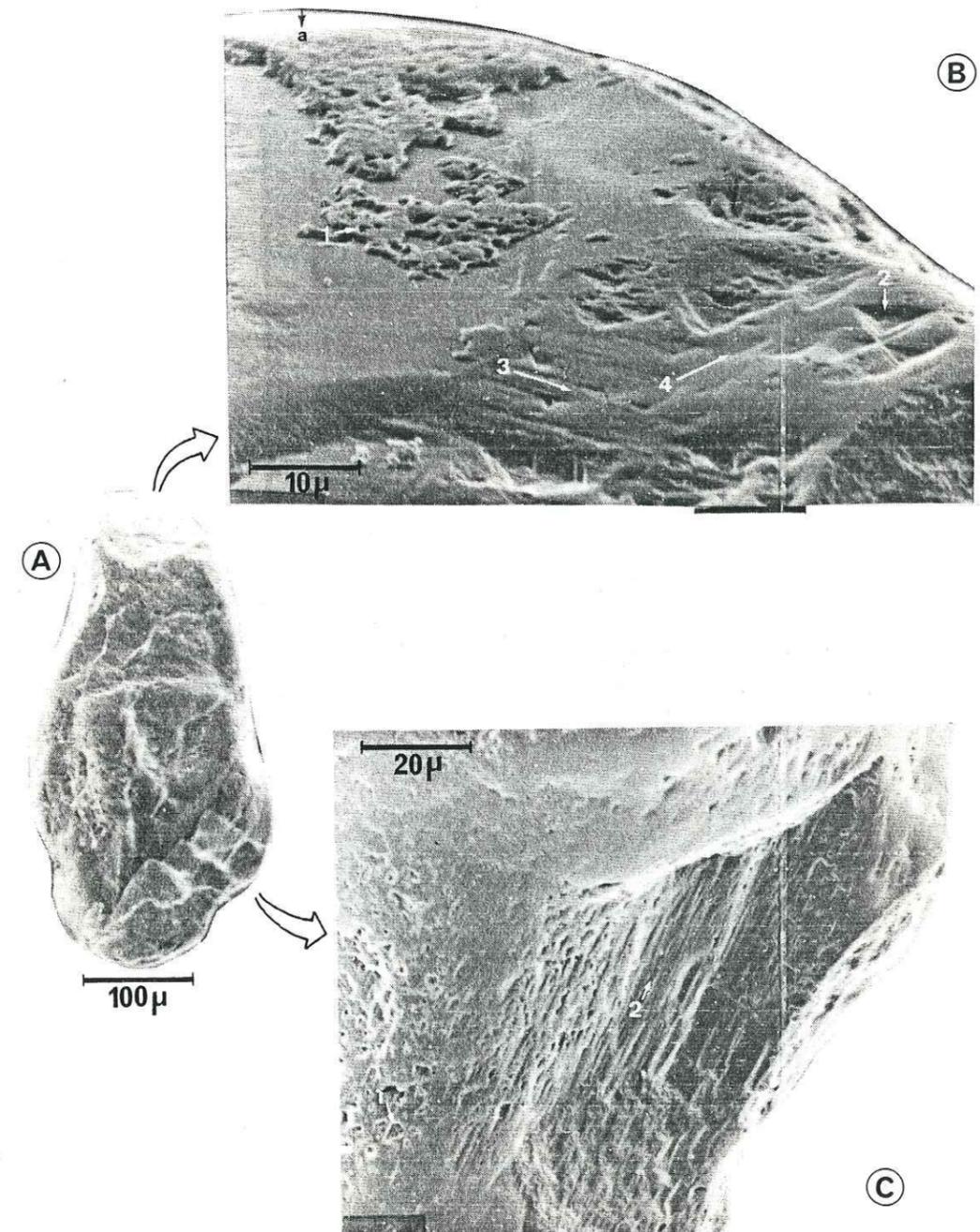


FIG.43 - EXOSCOPIE DES QUARTZ DES SABLES DE NGRAYONG (region de Ngegot)

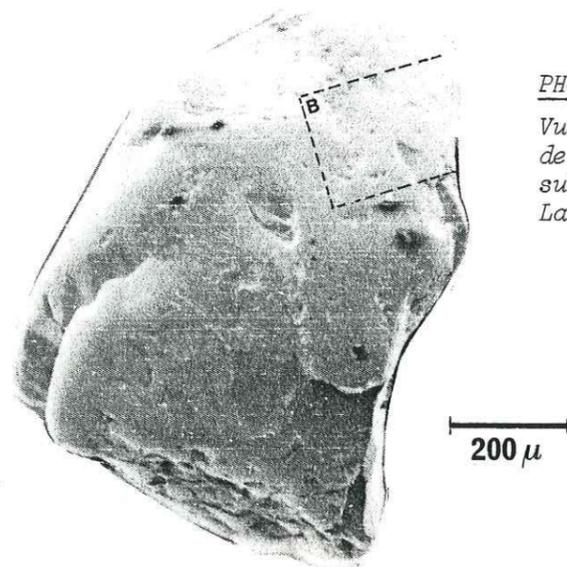


PHOTO A :

Vue générale d'un autre grain de quartz de Ngegot, forme subarondie. La surface est très propre.

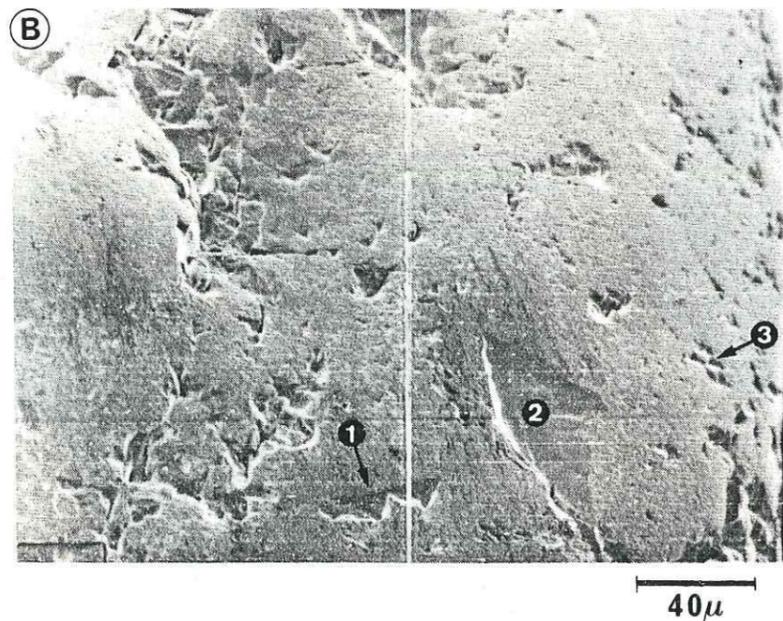


PHOTO B : *Détaill de la partie haute du PHOTO A*

Plusieurs traces de chocs de petite taille en "V" (flèche 1,3) et de grande taille en croissant (2), affectent la surface déjà polie. On constate également que les figures de dissolution attaquent les traces de choc en V (1). Ce quartz a subi une longue évolution aquatique de forte énergie et s'est déposé dans un milieu relativement sous-saturé en silice (absence de fleurs de silice et présence de figures de dissolution).

FIG.44- EXOSCOPIE DE QUARTZ DES SABLES DU NGRAYONG (coupe de Ngegot)

II.3. - LA COUPE DE PRANTAKAN

Cette coupe levée dans le village de Prantakan (Fig.45) , environ 13 km au Nord de Bojonegoro, offre un tel affleurement des sables du Ngrayong dans la partie SE de la zone du Rembang.

II.3.1 - Description de la coupe

La séquence, mesurée dans cette région, peut être subdivisée en deux ensembles lithologiques (fig.45) , de bas en haut.

II.3.1.1 - Ensemble argilo-sableux (\pm 70m)

Dans cet ensemble, le membre du Ngrayong est essentiellement composé de matériel argileux. Au niveau Pr10-Pr18, les argiles silteuses à laminae horizontales et ondulées formant une structure en "flasers" et lentilles sont progressivement envahies par des intercalations de schistes calcaires à grands foraminifères et glauconie (d'une épaisseur de 7 à 30 cm) et de sables fins, silteux, micacés, ligniteux (d'une épaisseur de 15 à 150 cm) souvent bioturbés. On y observe aussi des nodules calcaires ferrugineux à débris végétaux (Pr17) liés probablement à la nappe phréatique.

L'épaisseur de l'unité de ces corps argileux varie de 1,5 m à 4,5 m.

Ces argiles contiennent rarement des foraminifères planctoniques et benthiques (sauf au niveau Pr14, où les planctoniques sont abondants, mais diminue vers le niveau Pr18), peu d'ostracodes et de gastropodes. La répartition des foraminifères, du bas vers le sommet de la coupe, est représenté sur la figure 46 .

Du niveau Pr19 au niveau Pr29, son évolution est marqué par la rareté et l'absence de microfaune et par des successions de faciès "hétérolithiques" dont chaque couple sables/argiles constitue un rythme et pour lesquels le "clastic shale ratio" varie de 10 à 90%.

On peut y distinguer trois sous faciès:

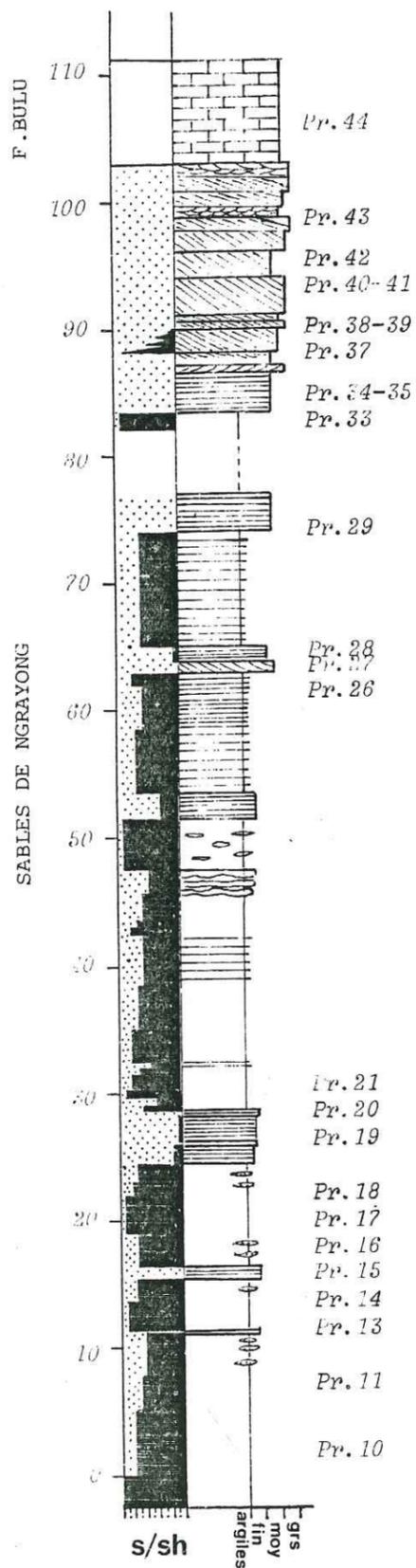


Fig.45 - Coupe de Prantakan

Nos. ECHANTILLONS		
Pr. 10		
Pr. 11	*	<i>Orbulina universa</i>
Pr. 12		<i>Globorotalia siakensis</i>
Pr. 13		<i>Globorotalia acrostoma</i>
Pr. 14	*	<i>Globorotalia acuta</i>
Pr. 15	+	<i>Globorotalia mayeri</i>
Pr. 16		<i>Globorotalia ppheriperonda</i>
Pr. 17		<i>Globigrinoides trilobus</i>
Pr. 18		<i>Globigrinoides obliquus</i>
Pr. 19		<i>Globoquadrina altispiva</i>
Pr. 20		<i>Globigerina sp</i>
Pr. 21		Indeterminés
Pr. 22		<i>Lepidocyclina sp</i>
Pr. 23		<i>Lepidocyclina angulosa</i>
Pr. 24		<i>Lepidocyclina sumatraensis</i>
Pr. 25		<i>Lepidocyclina tryblilepidina</i>
Pr. 26	*	<i>Cycloclipeus</i>
Pr. 27	*	<i>Katacycloclipeus</i>
Pr. 28	+	<i>Amphistegina lessonii</i>
Pr. 29		<i>Amphistegina radiata</i>
Pr. 30	*	<i>Ammonia beccarii</i>
Pr. 31	*	<i>Lenticulina</i>
Pr. 32	*	<i>Cassidulina subglobulosa</i>
Pr. 33	+	<i>Bolivina sp</i>
Pr. 34	*	<i>Anomalina rostrata</i>
Pr. 35	*	<i>Nodosaria sp</i>
Pr. 36	*	<i>Bathysipon</i>
Pr. 37	*	<i>Nodogenerina</i>
Pr. 38	*	<i>Cibicides</i>
Pr. 39	*	<i>Cyclamina sp</i>
Pr. 40	*	<i>Pseudorotalia umbonata</i>
Pr. 41	*	GASTROPODES
Pr. 42	*	OSTRACODES
Pr. 43	*	
Pr. 44	*	

• très peu abondant
+ assez abondant
* abondant

Figure 46: La répartition des Foraminifères et d'autres organismes dans les sables du Ngrayong à Prantakan

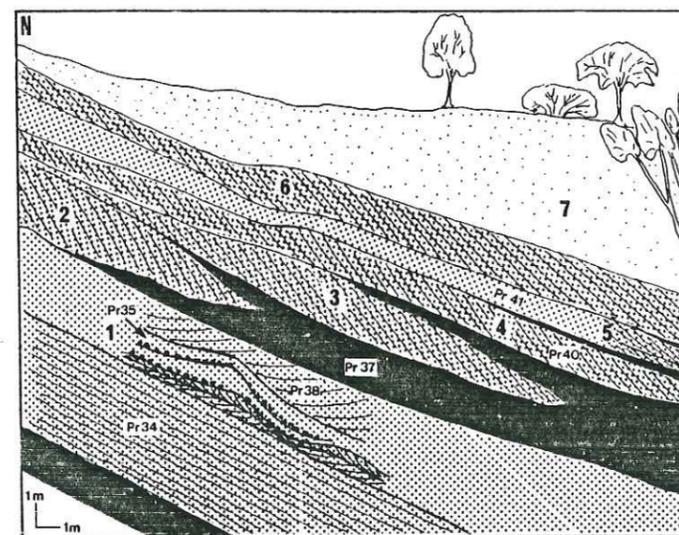


Fig.47 - Ensemble sableux inférieur montrant une progradation de six lentilles sableuses vers le Sud.

- 1/ sables dominants (Ha, sables/argiles = 75-90%);
- 2/ mixte (Hb, sables/argiles = 50-75 %);
- 3/ argiles dominants (Hc, sables/argiles = 10-50 %).

L'alternance de ces trois sous-faciès reflète des fluctuations de l'intensité et de la périodicité des conditions hydrodynamiques et des apports détritiques (REINECK & SINGH, 1973; READING, 1978).

L'intensité de la bioturbation augmente vers le haut de chaque rythme, ce qui indique une colonisation des sous-strates pendant une longue période, suivie par de courtes périodes de haute énergie (HOWARD, 1972; GOLDRING & BRIDGES, 1973).

Du point de vue séquentiel, cet ensemble est caractérisé par des séries "coarsening-upward et thickening-upward" dans lesquelles on rencontre des sédiments de plus en plus grossiers vers le haut, avec diminution du pourcentage d'argile, épaissement des bancs individuels de grès dans les alternances argilo-gréseuses.

De telles séquences, développées sur 10 à 70 m d'épaisseur sont probablement assimilées à des épisodes de progradation du delta avec subsidence, et donc à des périodes de régression.

II.3.1.2 - Ensemble sableux (\pm 20m)

Dans la partie supérieure, le membre du Ngrayong est constitué par un faciès sableux relativement propre composé principalement de quartz à granulométrie moyenne. A la base, surmontant les argiles noires à laminations parallèles (Pr33) sous-jacentes, il débute par un corps sableux, fin, à laminations parallèles et ripples d'une épaisseur de 3 m (Pr34, fig. 47).

Ce corps est suivi par des sables fins à moyens, dont les structures sédimentaires varient des ripples-marks aux mégaripples et "herringbone cross bedding", orientés tantôt au flot, tantôt au jusant. On note dans ces mégaripples la présence de surfaces d'érosion sur lesquelles se déposent des galets mous ($\emptyset < 15\text{cm}$) et des sables moyens à grossiers (Pr35, fig. 47).

Au sommet de ces sables on observe plusieurs corps de larges lentilles sableuses (15m) dont l'épaisseur varie de 1 à 3 m, et qui se développent en progradation vers le Sud (fig. 47). Vers l'amont (Nord) ces lentilles s'entrecroisent, tandis que vers l'aval (Sud) elles s'amincissent et s'interdigitent avec des argiles. La structure interne de ces noyaux sableux propres est caractérisée par une stratification inclinée (10 à 20°) vers l'aval. Cette structure qui indique un transport important et unidirectionnel est probablement liée au développement des dunes hydrauliques dans les zones d'embouchures estuariennes ou bien des barres d'embouchures deltaïques. Elle reflète donc une action prépondérante d'un facteur dominant (les apports fluviaux, qui sont contrôlés par le phénomène de l'injection hydraulique d'un écoulement fluvial).

Cependant, une interaction de la marée peut être observée dans les dépôts argileux (Pr 37) et attestée par des ripple-marks ("climbing ripple") orientés vers le Nord (N 10°E).

L'ensemble de ce dépôt sablo-argileux peut correspondre à un dépôt de "delta front".

Au contact sommital avec le dépôt de calcaire à grands foraminifères (formation de Bulu), on note parfois un ciment carbonaté local.

Remarques

La variation latérale d'épaisseur et des faciès de cette série argilo-sableuses est assez rapide. A 5 km au NW de la coupe de Prantakan, ces faciès dont la puissance est de l'ordre de 12m sont représentés par des sables fins à laminae, à mollusques, micacés et des argiles à lentilles sableuses.

A 700 m au NNW de Prantakan, on observe seulement des faciès mixtes argilo-sableux, en flasers et lentilles, d'une épaisseur de 20m, sans aucune interruption des sables propres.

A 1km vers l'Est de la coupe de Prantakan, on trouve un ensemble sableux (Pr1 à Pr7, fig. 48D) équivalent de celui de l'ensemble supérieur de la coupe de Prantakan, mais caractérisé par un passage argileux au contact avec la formation de Bulu.

II.3.2 - Analyse granulométrique

Dix sept échantillons représentant les sables de Ngrayong de la coupe de Prantakan ont été étudiés.

II.3.2.1 - Méthode de VISHNER

On peut regrouper les courbes granulométriques construites suivant l'échelle logarithmique de probabilité en trois types:

a) La première présente quatre populations log-normales (Pr15,21, fig. 48 A)

- une population peu importante (< 4%) transportée par roulement, présente un assez bon classement;
- deux populations transportées par saltation, entre 1 \emptyset à 3,7 \emptyset (500 microns à 77 microns), bien à très bien classées;
- une population transportée par suspension, dont l'importance varie de 16 à 22% de diamètre maximal 120 microns, plutôt mal classée.

Le développement de deux populations bien classées, transportées par saltation indique un dépôt marin côtier à façonnement "swash et backwash" de l'avant côte (VISHNER, 1969).

Ce type de courbe caractérise toute la partie inférieure de la coupe de Prantakan à abondants ripples-marks et "flasers bedding".

b) Le deuxième type de courbes de probabilité montre l'existence de trois populations log-normales (Pr34, fig. 48 A).

- une seule population moyenne (1,3 \emptyset à 2,3 \emptyset), transportée par saltation, très bien classée, prédominante (80%);
- une importante population fine (presque 20% de la fraction fine inférieure à 190 microns) transportée en suspension mal classée;
- une très faible population grossière (inférieure à 1%) transportée par roulement, mal classée.

Ce type de courbes peut correspondre à un sédiment marin de la zone des vagues. Le mouvement des vagues (attesté par la stratification ondulée) peut provoquer des vannages de sédiments qui produisent un excellent classement et une étroite variation granulométrique de la population de saltation.

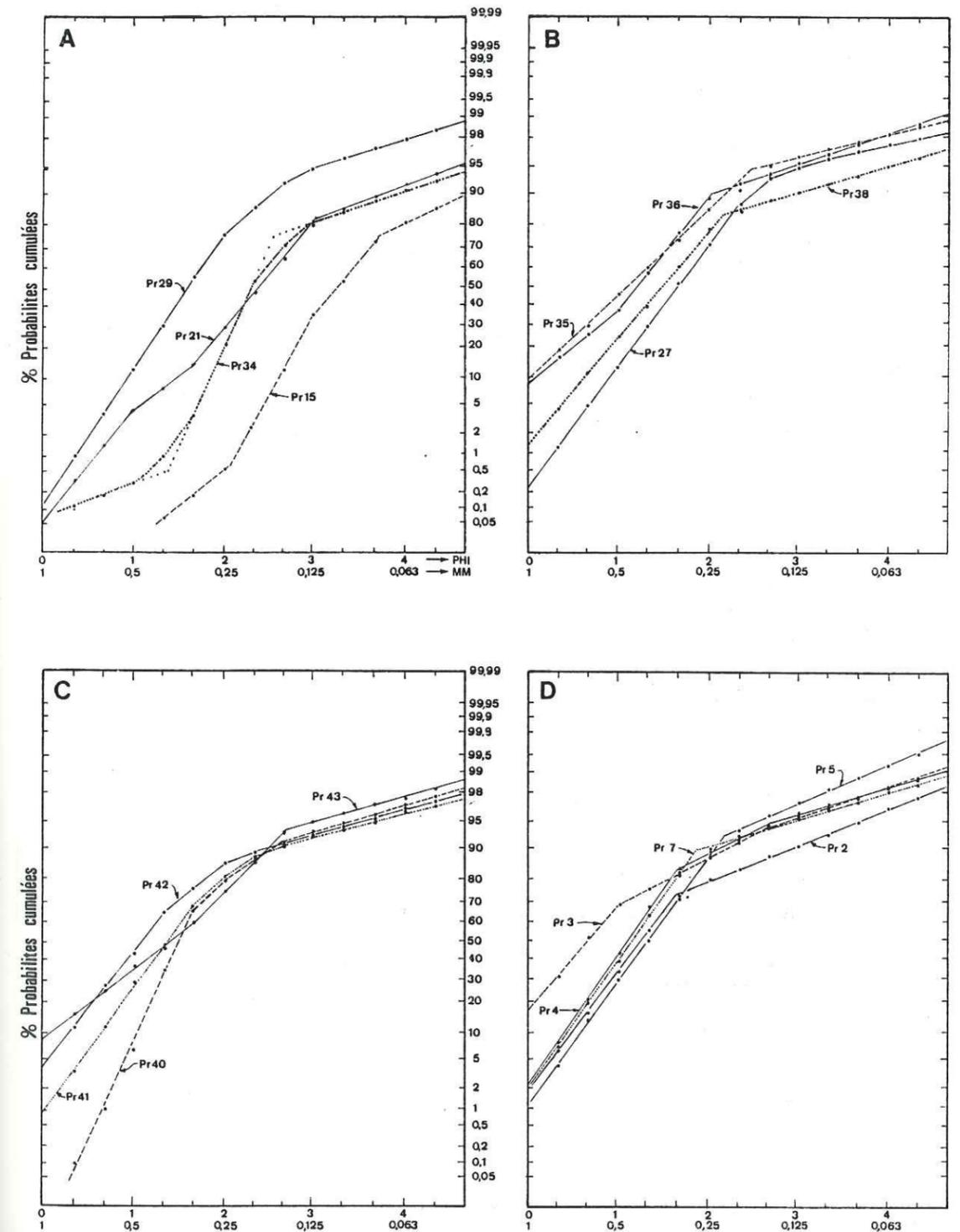


Fig.48 - Courbes cummulatives des Sables de Ngrayong (coupe de Prantakan)

c) Le troisième type de courbes représente la partie supérieure des sables; elles sont constituées seulement par deux populations (Fig. 48 A, B, D).

- une population en suspension de pourcentage variable (5 à 24%), toujours mal classée;
- un fort pourcentage (78 à 95%) de population transportée par saltation comprise entre 2,6 ϕ (160 microns) et -0,66 ϕ (1600 microns). La pente de la courbe est variable et le classement varie du mauvais à l'excellent.

Ces deux populations sont intermédiaires entre celles des sédiments fluviatiles et celles des turbidites (fig.49); il est difficile d'interpréter le domaine de dépôt de ce type de courbe, car on ne possède encore aucune référence. Pourtant, il est certain que ces sables ont été déposés par des courants turbulents (stratifications entrecroisées plane et en auge). Nous considérons ce type de courbes comme caractéristique d'un dépôt de dunes hydrauliques. La présence des foraminifères planctoniques et le sens des courants bidirectionnel, dont l'un prédomine appuient cette interprétation.

Type de sédiments	Population en saltation		Population en suspension		
	Importance (%)	Classement	Point de troncature	Importance (%)	Classement
Fluviatile *	65-98	moyen	2,75-2,5 ϕ	2-35	mauvais
Sables de Prantakan (ensemble sup.)	78-95	mauvais à excellent	1,6-2,9 ϕ	5-24	mauvais
Turbidites*	0-70	mauvais à moyen	0-3,5 ϕ	30-100	mauvais

Fig. 49 : Comparaison entre les sables de Prantakan (ensemble supérieur) et les sédiments fluviatiles d'une part et les sédiments turbiditiques d'autre part (*d'après VISHNER, 1969).

II.3.2.2 - Méthode statistique

a) Les moyennes M_z de FOLK & WARD (1956) et $\bar{X}\phi$ de FRIEDMAN (1961) sont assez variables (fig. 50): dans la partie inférieure de la coupe, leurs valeurs varient de 2,47 ϕ à 3,39 ϕ indiquant des sables fins à très fins; dans la partie supérieure de la coupe, elles évoluent vers les sables grossiers avec un maximum de 0,63 ϕ .

Nos Ech	M E A N			SORTING		SKEWNESS		KURTOSIS		PASSEGA	
	ϕ_{50}	M_z	$\bar{X}\phi$	$\sigma\phi$	$SK\phi$	$\alpha_3\phi$	Kg	σ_3^2	$\alpha_3\phi \cdot \sigma_3^2$	C (μ_s)	M (μ_s)
Pr. 43	1.42	1.34	1.38	0.98	1.03	0.35	0.99	1.08	0.38	1800	370
Pr. 42	1.10	1.16	1.26	0.88	0.98	1.33	1.38	0.93	1.24	1250	470
Pr. 41	1.40	1.44	1.52	0.83	0.91	1.32	1.37	0.74	0.98	1000	390
Pr. 40	1.50	1.60	1.67	0.62	0.74	2.03	1.50	0.41	0.83	630	360
Pr. 38	1.55	1.58	1.65	0.91	0.96	1.09	1.50	0.88	0.96	1100	340
Pr. 36	1.25	1.14	1.19	0.84	0.90	0.67	1.20	0.73	0.49	1600	430
Pr. 35	1.15	1.13	1.20	0.88	0.96	0.62	1.04	0.88	0.55	1900	460
Pr. 34	2.30	2.49	2.24	0.79	0.77	1.20	1.68	0.46	0.55	400	200
Pr. 29	1.60	1.66	1.69	0.65	0.72	1.22	1.08	0.37	0.45	800	330
Pr. 27	1.35	1.64	1.66	0.65	0.74	1.35	1.13	0.41	0.55	820	340
Pr. 21	2.42	2.47	2.48	0.89	0.85	0.48	1.54	0.61	0.29	670	190
Pr. 15	3.27	3.39	0.66	0.74	1.18	0.99	1.24	1.65	1.65	245	105
Pr. 7	1.15	1.13	1.22	0.72	0.81	1.56	1.37	0.53	0.83	1150	450
Pr. 5	1.35	1.34	1.39	0.64	0.71	0.86	1.04	0.35	0.30	1000	395
Pr. 4	1.10	1.16	1.21	0.71	0.81	1.52	1.36	0.52	0.79	1200	470
Pr. 3	0.62	0.78	0.82	0.97	1.01	1.18	1.31	1.03	1.22	1950	660
Pr. 2	1.20	1.42	1.45	0.96	1.00	1.25	1.70	1.01	1.26	1200	440
Pr. 1	0.46	0.63	0.66	1.17	1.18	0.99	1.52	1.65	1.65	2450	730

Fig.50 - Valeurs des paramètres et des indices granulométriques des Sables de Ngrayong (coupe de Prantakan)

La fraction argileuse (inférieure à 63 microns) est généralement très faible, inférieure à 6%: le sédiment est propre presque exclusivement sableux.

L'unimodalité est parfaite avec des valeurs assez étalées, oscillant entre 0,125 mm et 0,800 mm (Fig 51).

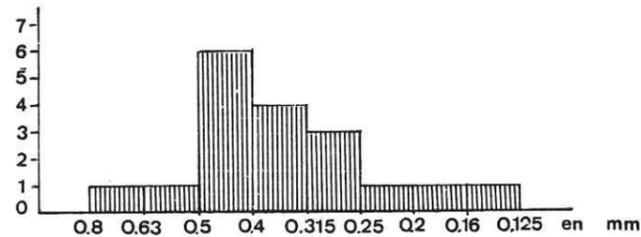


Fig.51: Histogramme des fréquences des Modes dans la coupe de Prantakan

Les courbes cumulatives sont moyennement à assez bien redressées (fig. 52) avec une répartition des domaines granulométriques assez étroite.

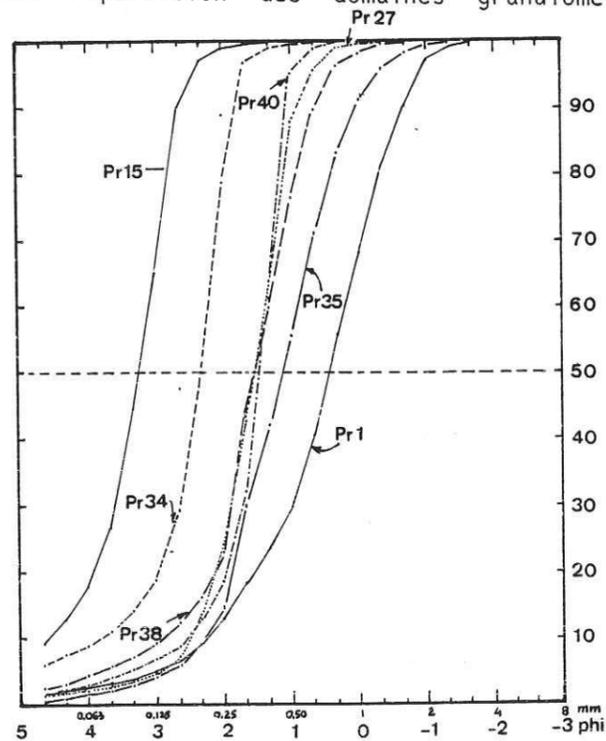


Fig. 52 - Domaines granulométriques des Sables du Ngrayong (coupe de Prantakan)

Les valeurs du classement (de FOLK & WARD et de FRIEDMAN) varient de 0,62 à 1,18 ϕ (Fig. 53). Les histogrammes de ces valeurs montrent que les sables du Ngrayong à Prantakan représentent un dépôt assez bien classé à mal classé (Fig. 53).

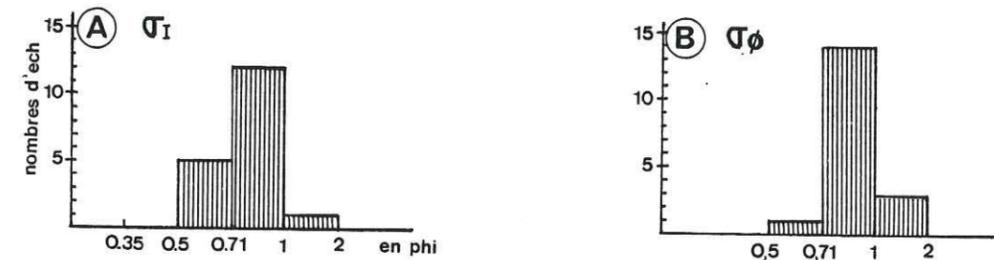


Fig.53: Histogrammes des fréquences des indices de classement
A. (FOLK & WARD, 1957) B. (FRIEDMAN, 1961)

L'indice d'asymétrie (fig. 54): (S_{ki}) varie peu (-0,12 à + 0,46), alors que $\alpha_3\phi$ est plus variable et toujours positif (0,35 à 2,03). On note donc une différence assez importante entre les valeurs obtenues par la méthode de FOLK & WARD (S_{ki}) et celles de FRIEDMAN ($\alpha_3\phi$). Cette asymétrie généralement positive indique que la plupart des sables du Prantakan présentent un mauvais classement de la fraction fine (ou "fine-skewed" selon le terme de FOLK, 1974).

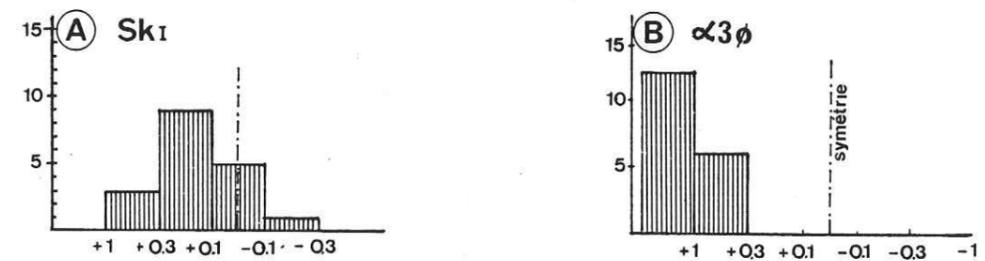


Fig.54: Histogrammes des fréquences des indices d'asymétrie (SKEWNESS)
A. S_{ki} (FOLK & WARD, 1957) B. (FRIEDMAN, 1961)

Le Kurtosis de FOLK & WARD (K_g) est compris entre 0,99 et 1,7 ("mesokurtic" a "very leptokurtic", fig.55), tandis que le $\alpha_4 \phi$ de FRIEDMAN (1961) dépasse 3,52 ("extremely leptokurtic"). Ces valeurs indiquent que les grains dans la partie centrale de la courbe cummulative (entre ϕ 25 - ϕ 75) sont mieux classés que le reste.

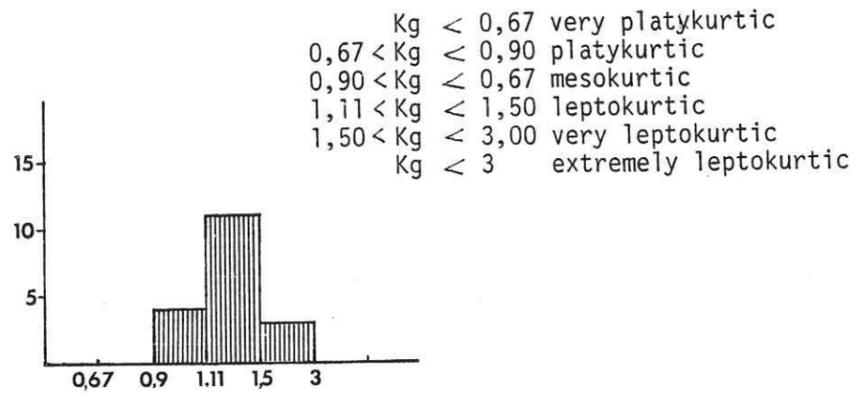


Fig. 55 - Histogrammes des fréquences du Kurtosis (K_g), coupe de Prantakan

Combinaisons graphiques des indices (FRIEDMAN, 1967-1979)

La relation entre "Mean cubed deviation" ($\alpha_3 \phi \cdot \sigma_\phi^3$) et "standard deviation" (σ_ϕ) de FRIEDMAN (1967) permet de localiser les sables de Prantakan dans le domaine fluviatile (fig.57), alors que les deux graphiques de la standard deviation (σ_ϕ) en fonction de la "Mean cubed deviation" d'une part et du Skewness d'autre part (FRIEDMAN, 1979) peuvent les caractériser comme un dépôt de dunes intérieures (Inland dune, Fig. 56 AB).

Pour différencier ces deux interprétations, nous avons utilisé l'association des paramètres du "Mean" (\bar{X}_ϕ) en fonction de la "standard deviation" (σ_ϕ) et du unpercentile (FRIEDMAN, 1979), confirment la nette répartition de l'environnement fluviatile (la proportion de fluviatile/Inland dune est de l'ordre de deux. Fig. 56 C.D).

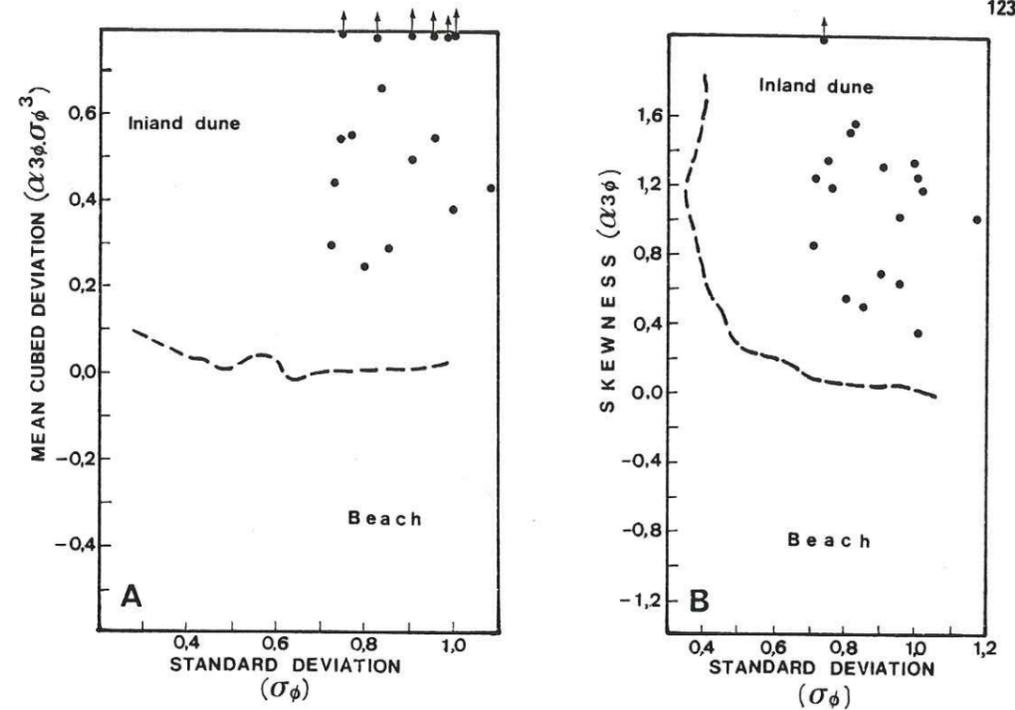


Figure 56 A,B: Relation: Mean Cubed Deviation, Skewness et Standard Deviation (FRIEDMAN, 1979), coupe du Prantakan

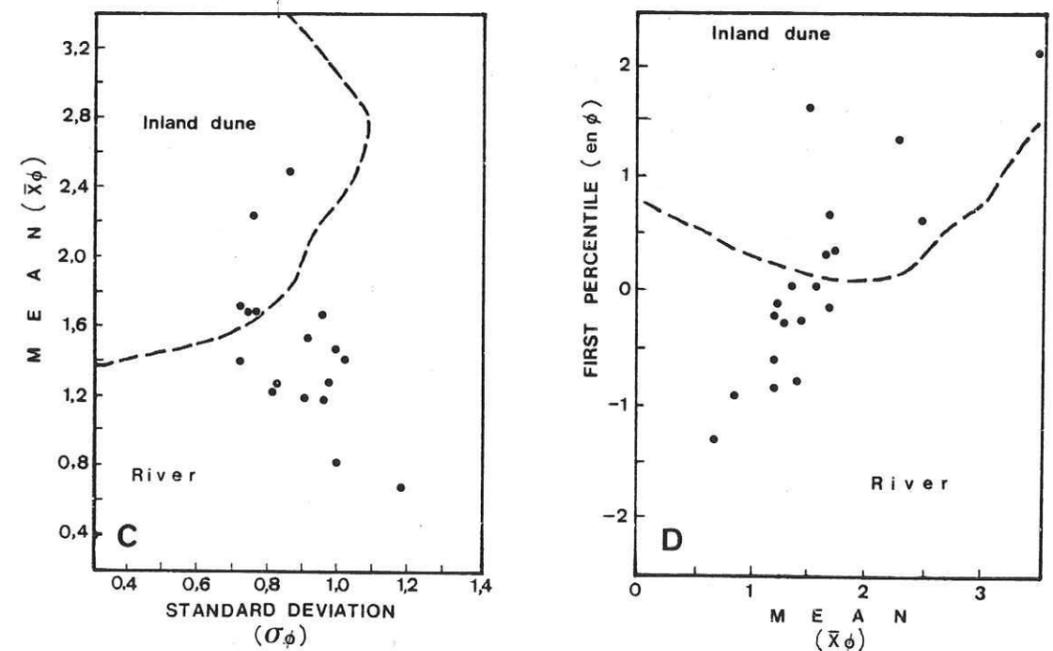


Figure 56 C,D: Relation: Mean et Standard Deviation, et First percentile et Mean (d'après FRIEDMAN, 1979) Coupe du Prantakan

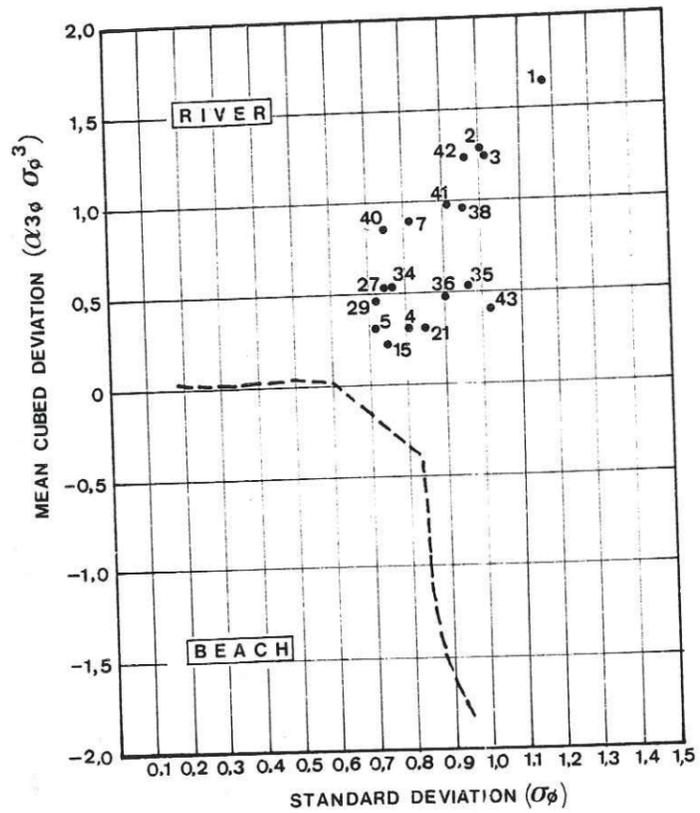


Fig. 57 - Relation entre la "Mean Cubed Deviation" et la "Standard-Deviation" (FRIEDMAN, 1967), Sables du Ngrayong, coupe de Prantakan.

II.3.2.3 - Le diagramme CM de PASSEGA (Fig.58)

Le diagramme CM de PASSEGA montre un caractère assez complet de dépôt transporté par des courants tractifs. Le segment QR, qui caractérise le dépôt transporté en suspension dégradée, représente 30 à 40 % des sables du Prantakan. Le segment PQ, qui représente principalement l'ensemble sableux supérieur de la coupe de Prantakan, montre que le "median" des grains transportés en suspension est relativement uniforme (environ 400 microns), et que l'addition d'une petite proportion de grains transportés par roulement ne modifie pas cette valeur du "median".

De la valeur de Cs (environ 860), on déduit une profondeur du dépôt d'environ 15 m. Par contre la valeur de Cu (environ 280) qui est proche de la valeur C de l'échantillon Pr15 (partie inférieure de la coupe) peut correspondre à un dépôt de 50m environ de profondeur. Pour notre part, cette différence dans les profondeurs du dépôt signifie un abaissement du milieu de dépôt.

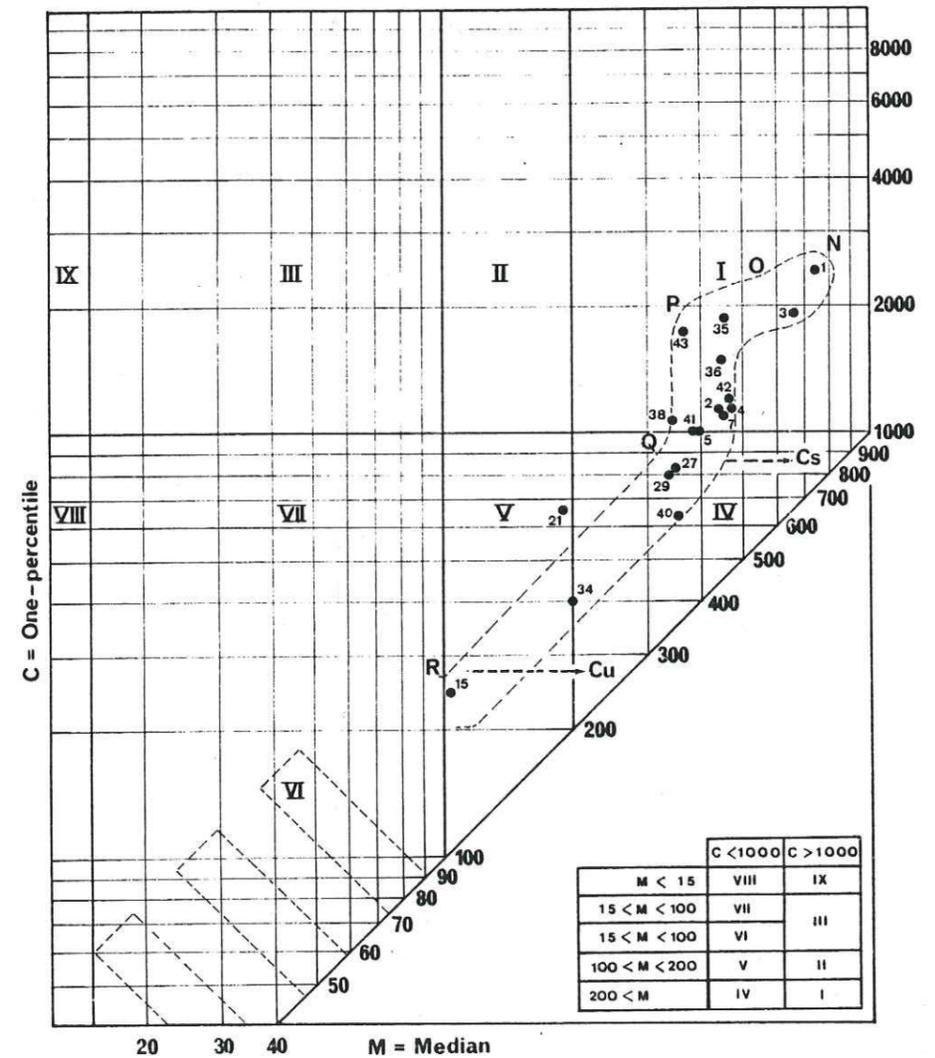


Fig.58 - Diagramme C-M de PASSEGA (coupe de Prantakan)

Fig. 59 - Exoscopie des quartz des sables du Ngrayong (coupe de Prantakan)

Photo A - Vue générale. Le grain est émoussé, très évolué. Plusieurs familles de traces de choc (de grande taille à petite taille, et de différentes orientations), affectent une surface fortement polie par un transport aquatique antérieur.

① Longue dépression (\pm 500microns, bien polie, donc ancienne, probablement due à la coalescence de plusieurs grandes traces de choc comparables à celles figurées en ④)

② Importante figure de dissolution aux dépens de la grande trace de choc du 4.

③ Partie figurée en B.

Photo B - Détail de la surface montrant plusieurs types de traces de choc:

F: traces de chocs en "V"; G: grande trace de choc en croissant, conchoïdale, bien polie; H: semblable à G, mais d'orientation différente et plus petite; B, C, D, E: stries parallèles dont la longueur varie de quelques microns à plus de 20 microns; des séries de stries anciennes sont intersectées par d'autres plus récentes:

- La série B est recoupée par la série D

- La série E a recoupé la série D.

Avant la formation de ces séries de grandes traces de chocs et de stries, la surface du grain a été hachée par de très nombreuses traces de chocs de petite taille (bien visibles autour de la grande dépression ①). Une telle densité de petites traces de chocs est généralement un bon indice d'éolisation; leur polissage indique l'ancienneté de l'éolisation. Ces petites traces de chocs sont aussi atteints par des traces de dissolution (A).

L'histoire de ce grain est donc la suivante:

1/ Eolisation anciennes

2/ Les nombreuses traces de chocs et les stries de grandes dimensions et de différentes orientations sont la preuve de plusieurs épisodes de transport aquatique de haute énergie;

3/ Le polissage de toute la surface du grain, prouve un actif brassage aquatique final;

4/ L'absence de dépôts siliceux et la présence de figures de dissolution indiquent un dépôt dans un milieu relativement sous-saturé en silice;

L'agent de dépôt final est vraisemblablement marin, infratidal.

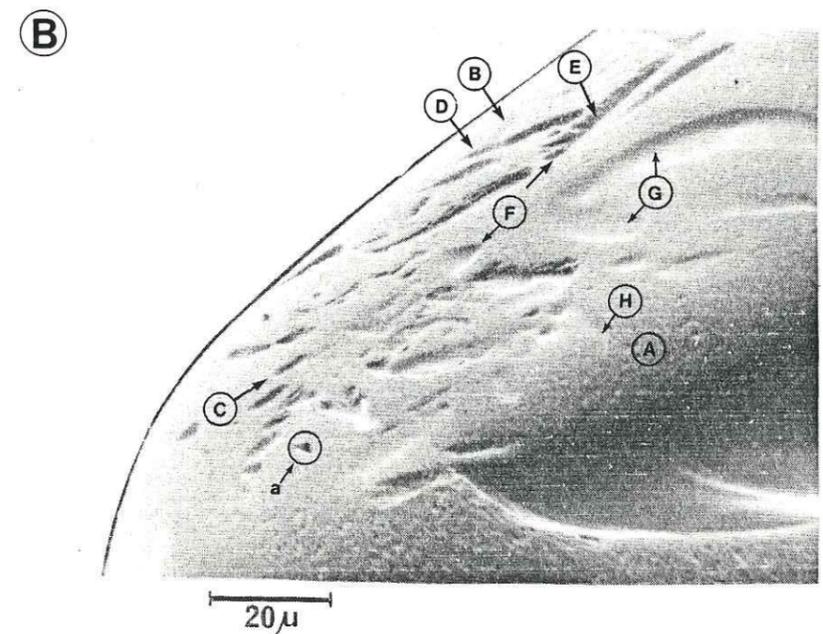
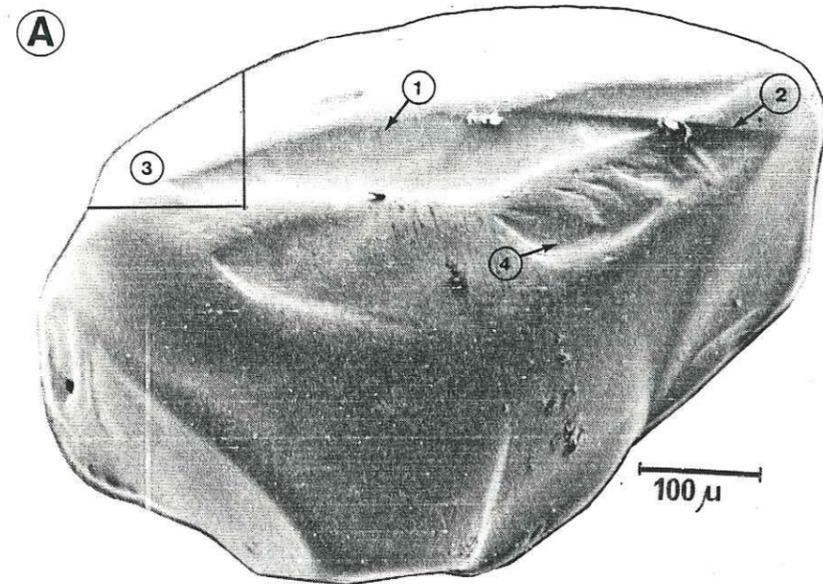


Fig. 59 .EXOSCOPIE DE QUARTZ DES SABLES DU NGRAYONG (Coupe de Prantakan)

II.3.3. - Exoscopie de quartz

L'exoscopie permet de retracer l'histoire du dépôt sableux de la partie supérieure de la coupe. L'histoire de ces grains est résumée dans la figure 59. L'environnement de dépôt final est caractérisé comme étant "marin à énergie élevée, infratidal".

II.3.4 - Direction des courants

La reconstitution des directions de courants dans cette région a été réalisée à partir des structures sédimentaires étudiées notamment sur le niveau sableux sommital (Pr34-43 et Pr1-7).

La stratification entrecroisée révèle deux sens :

- un principal, du NE vers le SW (de N 189° à N 204°) représenté surtout par le type "foreset bedding" aussi par le "through cross bedding" et le "herringbone cross bedding", et autre accessoire mais opposé au précédent (de SSW vers le NNE) représenté par les deux derniers types de stratifications entrecroisées (en auge et en chevron). Ce type de courants bidirectionnels dont le sens principal se dirige vers le large est caractéristique des corps sableux formés par des dunes hydrauliques.

Cependant, on observe encore une direction N 40°, donc vers le NE, au niveau Pr27, qui peut correspondre au courant de flot ou de vagues.

II.4 - COUPE GEGUNUNG

Dans le petit village de Gegunung, 5 km au Nord de Djojogan, nous avons relevé deux portions de coupes proches, l'une de l'autre (coupe 1 et coupe 2, fig.60), qui, bien qu'elles soient voisines de la coupe de Mulyo-Agung (coupe 3), présentent un grand intérêt, car elles semblent avoir quelques caractères sédimentologiques différents.

L'épaisseur totale du Membre de Ngrayong dans ces trois coupes est difficile à évaluer en raison des nombreuses lacunes d'observation, surtout dans la partie inférieure. Les observations dans ces trois coupes, qui sont ainsi très limitées, ne nous permettent pas de déceler la morphologie des corps sableux. Il est donc bien évident que nous avons des difficultés pour préciser les types de dépôts dans cette région, en se basant seulement sur les structures sédimentaires et les caractéristiques granulométriques.

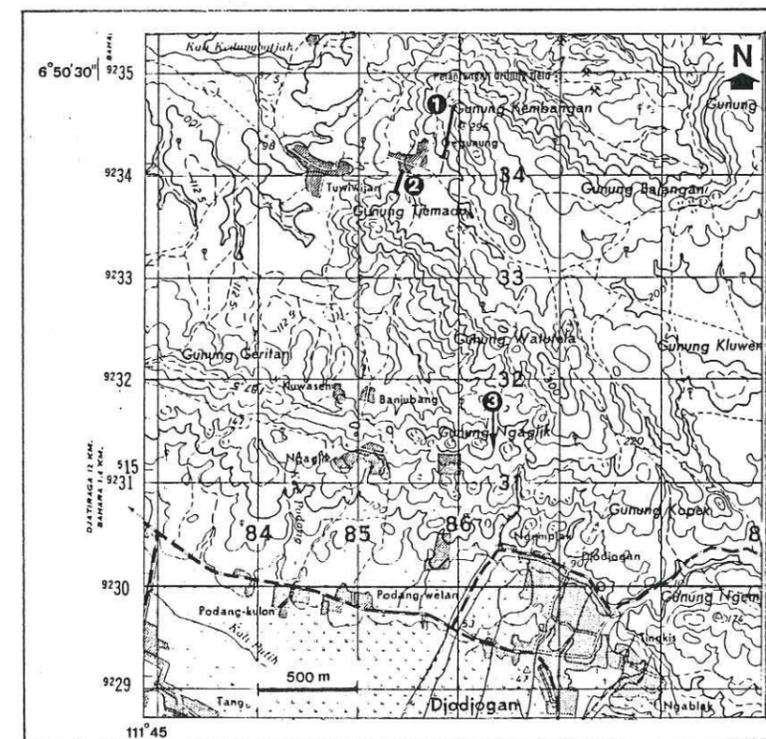


Fig.60 - Localisation des coupes de Gegunung (① et ②) et de la coupe de Mulyo Agung (③).

II.4.1 - Description de la coupe 1 (fig. 61)

La coupe 1 de Gegunung, incomplète à sa base, peut se résumer comme suit de bas en haut:

a/Faciès sableux inférieur (niv. Gg 12 A à Gg 5A); épaisseur apparente: 28 mètres.

Constitué principalement par des faciès sableux à quartz, ces niveaux sont caractérisés d'une part par l'absence de fossiles et d'autre part par la prédominance des alternances de corps sableux à stratification horizontale et des corps à stratification en "foreset bedding" (Gg 12 A à Gg 6A). Les corps à lamination horizontale dont l'épaisseur des unités varie de 4,5 m (Gg 7A) à plus de 6 m (Gg 11 A) peuvent être représentés par des sables fins à grossiers, tandis que ceux à laminations en "foreset" (épaisseur de 3,5 à 4 m) ne permettent que des sables de granulométrie moyenne.

La partie somitale de ces corps en "foreset" est souvent érodée par des chenaux de profondeur décimétrique à métrique (2,5m) (Gg 8A, 9A). Il nous semble que la présence de ces chenaux soit due à des courants divagants ou à des "longshore currents" de basse mer, car la direction du courant mesurée sur ces chenaux est souvent oblique (30° à 60°) par rapport à celles du "foreset bedding". Le caractère cyclique de ces deux types de stratification est probablement en relation avec le changement de régime hydrodynamique provoqué par la fluctuation périodique du niveau de la mer.

Cette alternance est surmontée par un corps sableux fin à stratification entrecroisée à petite ou moyenne échelle, d'une épaisseur de 3 à 4 m (Gg 5A). Les nombreuses perforations/bioturbations d'une part et d'un banc de grès calcaireux à Mollusques (70 à 20 cm) d'autre part correspond probablement à un ralentissement ou à une absence de dépôt. Le contact ondulé entre ce banc calcaireux et les sables sous-jacents indique une érosion synsédimentaire peu importante.

b/Faciès argileux (niveau Gg 4A)

D'une puissance de 6 m, ce niveau argileux est caractérisé par une stratification horizontale, parfois ondulée. Le "clastic shale ratio" moyen est inférieur à 0,1, mais augmente vers le sommet.

Bien que ce faciès ait été déposé dans un milieu tranquille et protégé, il s'est révélé malheureusement stérile.

c/Faciès sablo-gréseux (niv. Gg 2A, 3A)

Dans cette coupe, le membre du Ngrayong est terminé par des sables fins à grossiers, à stratification horizontale et entrecroisée, d'une épaisseur de 5 m environ.

Vers le contact somital avec les calcaires de Bulu, ces sables généralement grossiers et très souvent cimentés (formant des grès indurés) sont caractérisés successivement par un intervalle à foreset bedding, dont l'épaisseur n'est pas déterminable et un intervalle de 15 à 20 cm d'épaisseur à stratification entrecroisée (fig.61). La limite entre ces deux unités est caractérisée par un contact angulaire et ondulé.

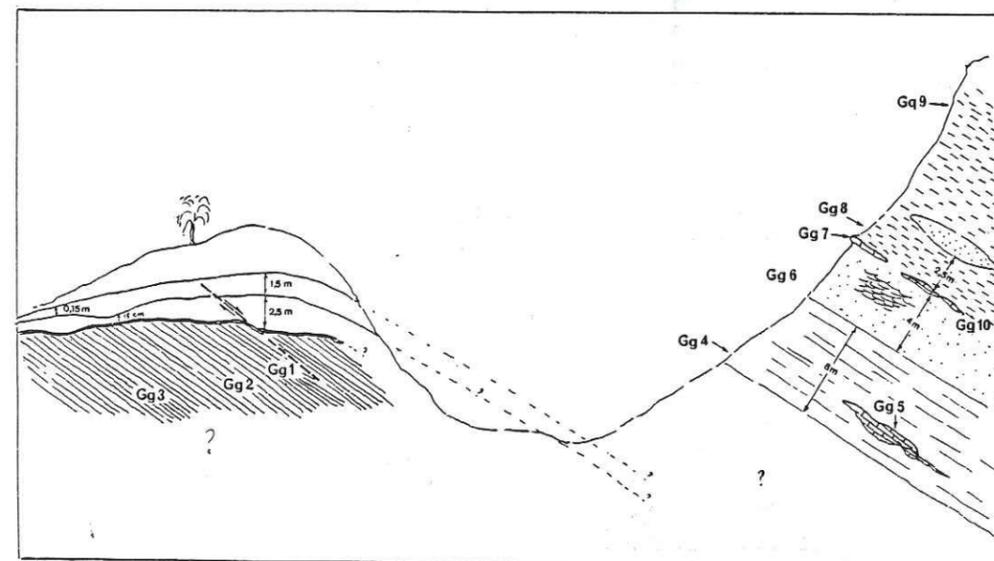
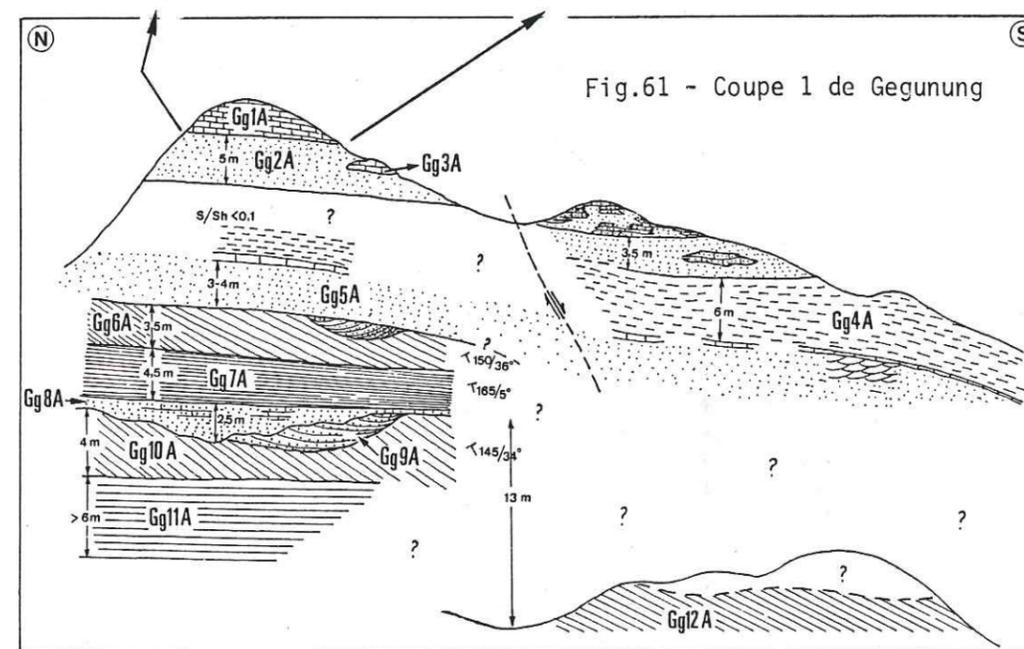
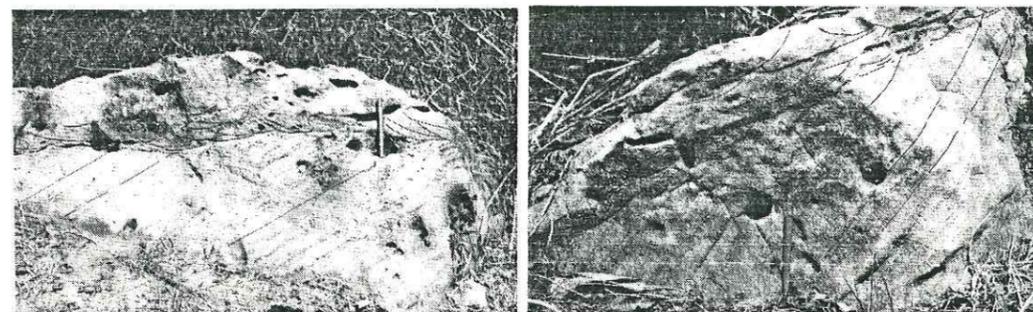


Fig.62- Coupe 2 de Gegunung (Sables de Ngrayong)

FIG. 63 : ASPECTS PARTICULIERS DES SEDIMENTS CARBONATES
(Echantillon Gg 1A, partie basale de la formation de Bulu,
région de Gegunung)

Photo A/B

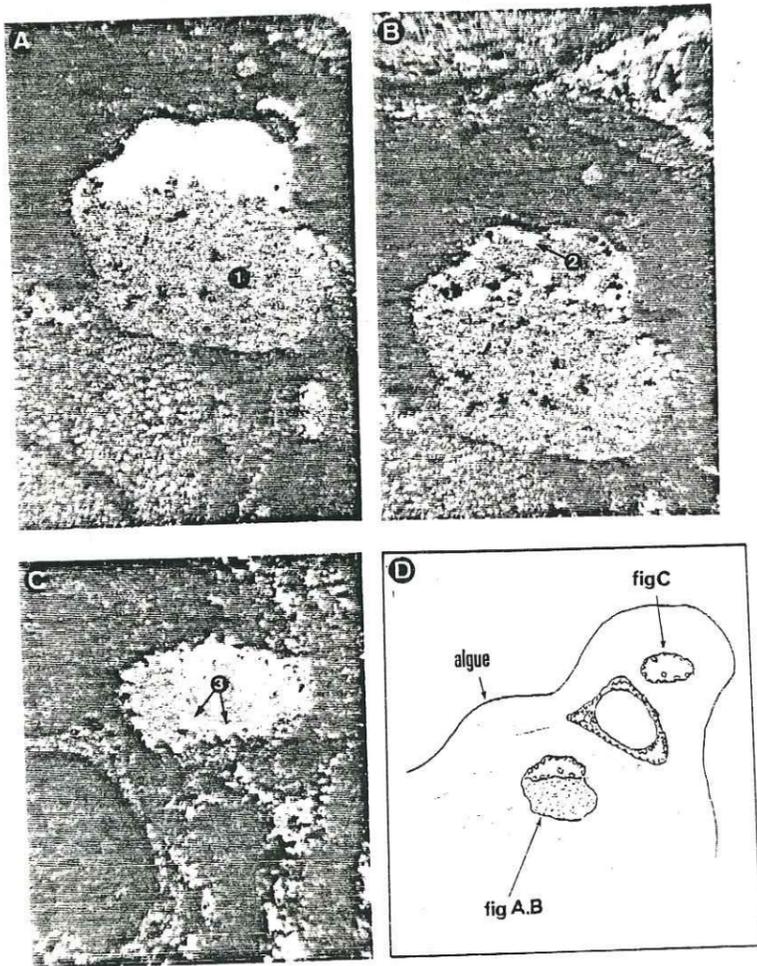
- Section polie. Sédiment interne géotrope d'une vacuole d'algue constituant:
 - . 1ère génération du remplissage boueuse ou micritique de la partie inférieure de la vacuole; (1)
 - . 2ème génération de la cimentation syntaxiale ("Rim cement"). (2)

Photo C

- Autre phénomène diagénétique dans une autre vacuole voisine, montrant le développement des cristaux de dolomite (3).

Photo D

- Schéma général d'un élément d'algues.



Dans ce niveau sommital, on observe aussi la présence de lentilles de calcaires (Wackestone-Grainstone à Mollusques et Grands foraminifères). Au point de vue pétrographique, ces calcaires révèlent les caractères suivants:

- . une dissolution des fragments fossilifères (Mollusques, Echinides et Grands Foraminifères) due en particulier à l'action des eaux agressives;
- . une cimentation sporadique au bord des vacuoles, sous-forme de cristaux syntaxiaux ("Rim cement") qui caractérise une zone phréatique (eaux douces) (KHOSROWBADIOZOMANI et al., 1977); LONGMAN, 1980; DUNHAM, 1971).

II.4.2 - Description de la coupe 2 (Fig.62)

Située à 500 m au Sud de la coupe 1, on y observe les mêmes termes lithologiques, mais il semble qu'ils ne soient pas tout à fait équivalents.

Niveau Gg 3 - Gg 1

Ce niveau inférieur est constitué de sables quartzeux à stratification en "foreset bedding". La granulométrie moyenne de ces sables varie du moyen au fin, de façon rythmique, en unités de 2 à 10 cm.

La pente de ces "foreset bedding" (par rapport à la surface d'érosion de leur sommet) est d'environ 9°, donc beaucoup moins faible que celle de la coupe 1.

A l'échelle de l'affleurement, la partie sommitale de ce corps est limitée par un corps sableux à laminations principalement horizontales qui par la suite a été aussi érosé par des passées chenalisées.

Niveau Gg 4

Il est représenté par des sables fins à stratification horizontale, traversée par quelques chenaux (Gg 5).

Niveau Gg 6 - Gg 9

Ce niveau est à peu près équivalent à celui du niveau Gg 5A - Gg 4A de la coupe 1, mais on y distingue la présence des débris ligniteux au niveau Gg 10. De plus, l'épaisseur du niveau argileux (Gg 8-9) de cette coupe est plus importante que celle de la coupe 1 (> 8m), ce qui indique un amincissement vers le Nord de ce faciès argileux.

II.4.3 - Description de la coupe 3 (Mulyo Agung)

Malgré les mauvaises conditions d'affleurement de cette coupe qui nous interdisent de connaître l'évolution complète des sables de Ngrayong dans cette région (surtout dans leur partie basale), on peut distinguer trois ensembles, de bas en haut:

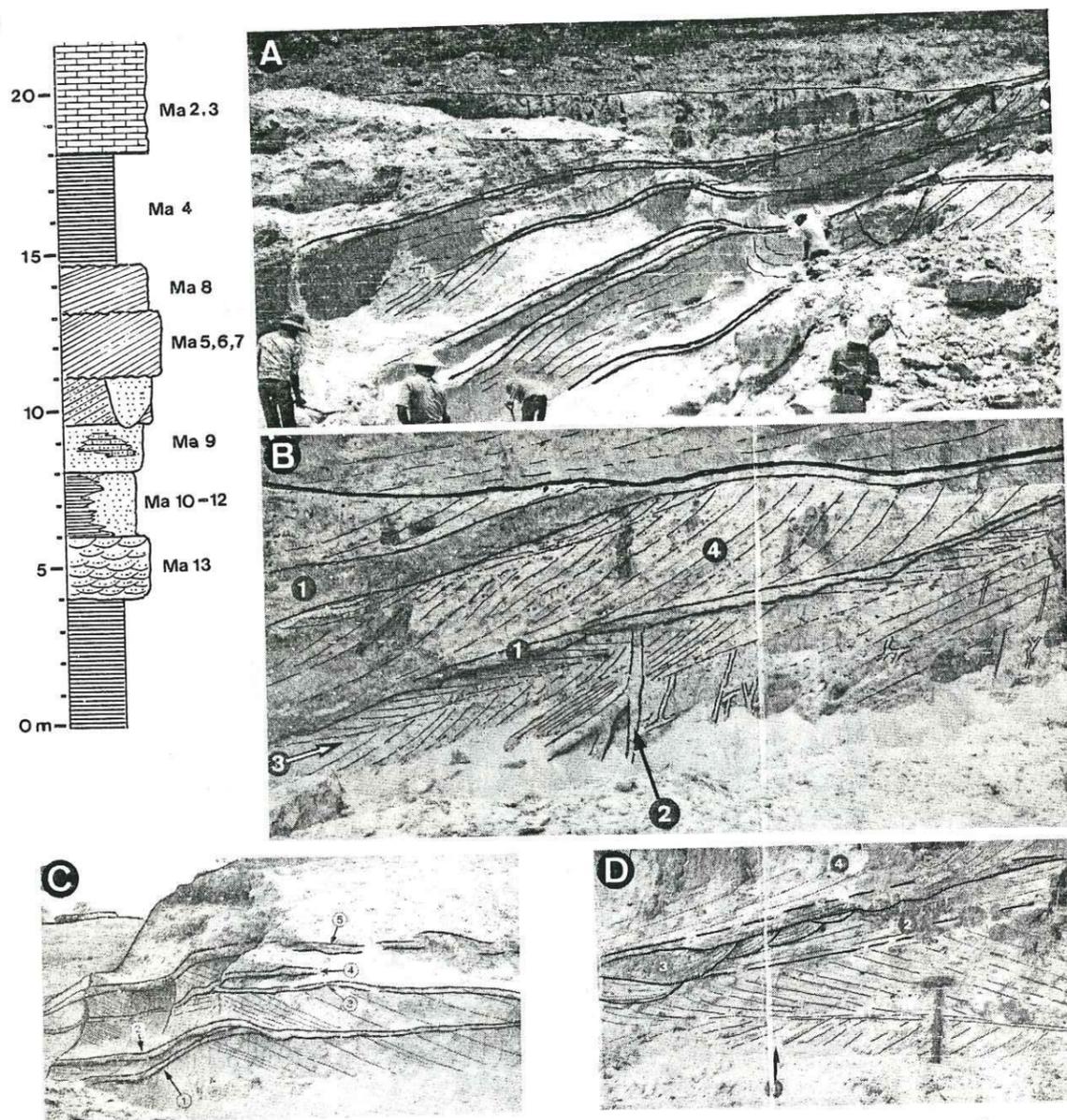


Figure 64: Coupe de Mulyo Agung (sables de Ngrayong)

A. Vue générale de la partie supérieure, montrant plusieurs surfaces d'érosion

B. Détail de la partie droite de la photo A
 1-Surface d'érosion et couches minces argileuses, rougeâtre
 2-Perforations
 3-"Herring bone cross bedding"
 4-Litage oblique à grande échelle

C. Plusieurs corps sableux à stratification en "foreset" séparés par cinq surfaces d'érosion

D. Association de quelques types de structures internes
 1-"Herring bone" cross bedding (Mas)
 2-Laminations parallèles
 3-Stratification entrecroisée en auge
 4-Stratification en foreset à grande échelle.

a/ Ensemble argilo-sableux inférieur

Ils correspondent à un faciès mixte argilo-sableux dont le clastic-shale ratio est de l'ordre de 0,3.

L'épaisseur de cet ensemble est indéterminable, mais certainement supérieur à 2 m.

Marqué par l'absence de microfaune, ce faciès possède une stratification horizontale ondulée.

b/ Ensemble sablo-gréseux (Fig.64)

Il est caractérisé par trois niveaux successifs.

. Niveau inférieur (Ma 13, 2 m d'épaisseur) est représenté par des sables fins à moyens à stratification entrecroisée en auge.

. Niveau moyen, d'une épaisseur de 3,5 m, représenté à la base par un corps sablo-gréseux qui s'interdigitent vers le NW avec un faciès argileux (Ma 11,2 m), et au sommet par un autre corps sablo-gréseux (Ma 9), mais de granulométrie moyenne. Un ciment local carbonaté est caractéristique de ce niveau quartzeux.

. Niveau supérieur (5 m), représenté par la répétition de plusieurs corps sableux à stratification entrecroisée plane ("planar cross stratification") à grande échelle, orienté vers le SW (N 195° à N 265°).

Ces corps sableux (moyens à grossiers) dont l'épaisseur de chaque unité a tendance à diminuer vers le NW, sont toujours limités entre eux par des surfaces d'érosion ondulées (Fig.64AC) sur lesquelles se déposent des galets mous et des argiles sableuses rouges, de quelques cm d'épaisseur.

Ce niveau supérieur est aussi caractérisé par la prépondérance des bioturbations et des terriers (verticaux et branchés, fig.64B).

On peut donc penser que l'évolution séquentielle de ce niveau supérieur est contrôlée par trois facteurs:

- une importante sédimentation, rapide, par un courant de haute énergie (qui est transportée par des fleuves vers la mer), et qui correspond au stade de construction d'une barre sableuse ou de dunes hydrauliques;
- une érosion synsédimentaire provoquant la destruction de ce corps sableux;
- un ralentissement de sédimentation marqué par la présence de couches minces argileuses rouges (ou une absence de dépôt) qui favorise la colonisation des soustrates par des bioturbations.

c/ Ensemble argilo-sableux supérieur

Au contact avec le faciès calcaire de la formation de Bulu, l'abandon des apports sableux de l'ensemble moyen est marqué par un passage argilo-sableux d'une puissance de 3,5 m.

II.4.4 - Analyse granulométrique

II.4.4.1 - Méthode de VISHNER

a/ Région Gegunung

L'examen des courbes cumulatives (en échelle de probabilité) des sables du Ngrayong dans la région de Gegunung fait ressortir trois populations log-normales distinctes (fig.65AB) Ces courbes sont caractérisées par:

- une population fine assez importante (3 à 25 %), mal classée, transportée par suspension;
- une importante population moyenne (> 75 %), transportée par saltation, de classement moyen ou relativement bon, sauf pour les sables de faciès chenalisés (Gg 9A) et les sables à stratification entrecroisée (Gg 6);
- une étroite répartition des points de troncature entre ces deux populations (entre 1,7 et 2,5 ϕ);
- l'absence de la population transportée par roulement, sauf pour les courbes de Gg 4 et Gg 7A, qui représentent des bancs à stratifications horizontales (ces deux courbes ne représentent qu'un très faible pourcentage de la population transportée par roulement).

Ces caractères traduisent un dépôt fluviatile (VISHNER, 1969). Le classement de la population transportée par saltation, qui est moins bon que celui du modèle fluviatile de VISHNER, est probablement lié à l'importance de l'interaction conjuguée de la marée.

II.4.4.2 - Région de Mulyo Agung

Bien que les courbes de Mulyo Agung soient aussi formées par deux populations (saltation et suspension), on distingue ici trois groupes de caractères différents (fig.65C)

- le premier, représenté par la courbe de Ma10, ressemble à celles de sables de Gegunung (dépôt fluviatile);
- le deuxième (courbes Ma6 et 7) caractérisé par un mauvais classement de ces deux populations et par un important pourcentage de grains supérieur à 1 mm (35 à 40%). Celui-ci ressemble à la courbe des dépôts turbiditiques du terme Ta;

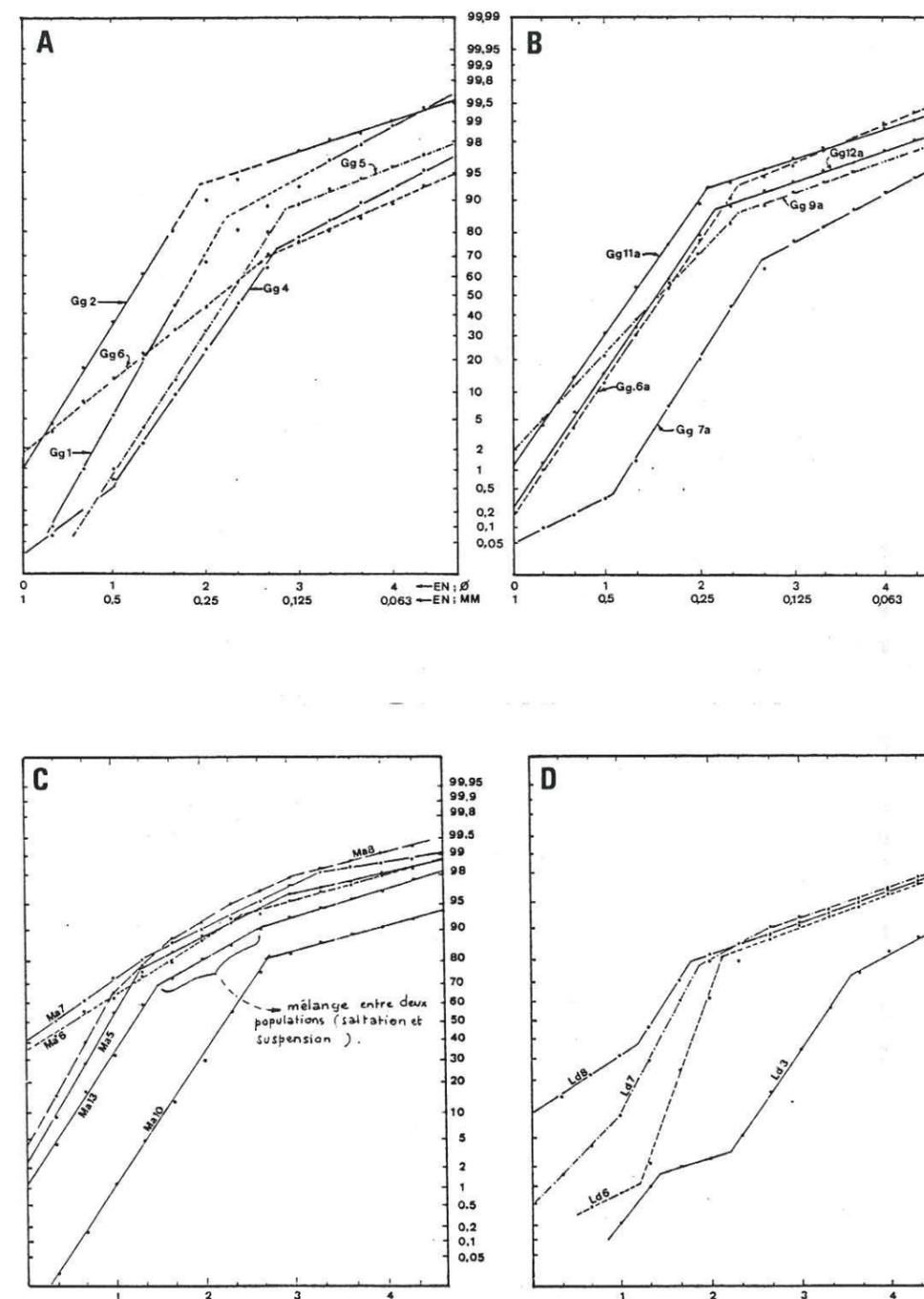


Fig.65 - Courbes cumulatives des Sables de Gegunung et de Mulyo Agung.

• le troisième (courbe Ma 5, 8 et 13) ayant des caractères intermédiaires entre les deux types précédents, est toujours marqué par un important mélange entre ces deux populations autour du point de truncature.

Il est intéressant de noter que ces trois types de courbes représentent la même structure sédimentaire (principalement à stratification entrecroisée plane à grande échelle, sauf pour la courbe de Ma13, qui a des stratifications en auge à moyenne échelle). De ce fait, nous pensons que la variation de ces trois groupes de courbes, dont l'inclinaison des segments de la population en saltation est très variable, est en relation avec l'intensité et la durée des turbulences d'une part et avec la densité des sédiments en suspension d'autre part.

II.4.4.2 - Méthode statistique

Les valeurs des paramètres et des indices granulométriques calculées à partir des formules de FRIEDMAN (1961) et de FOLK & WARD (1957) sont représentées sur la figure 66.

Du Nord au Sud (ou de la région de Gegunung vers la région de Mulyo Agung), la répartition de ces valeurs est assez variable.

Le "Mean" obtenu par la méthode des moments (\bar{X}_ϕ) varie de 0,95 à 2,60 phi, soit 4990 à 170 microns, tandis qu'à Mulyo Agung, il varie de 0,50 à 2,43 phi (soit 710 à 185 microns). On peut noter que les sables de Mulyo Agung sont généralement plus grossiers que ceux de Gegunung.

Le grain maximum représenté par le pourcentage C1 (fig.66) est très variable et dépasse toujours le double du grain moyen. A Mulyo Agung, il peut varier de 520 à 2900 microns, alors qu'à Gegunung, il varie seulement de 440 à 1600 microns.

Le classement (représenté par σ_1 et σ_ϕ qui varie de 0,56 à 1,24) des sables de Gegunung est moyen à mauvais, tandis que dans la région de Mulyo Agung, il est plutôt mauvais ($0,75 < \sigma_\phi < 1,20$).

L'indice d'asymétrie: le skewness, Sk2 de FOLK & WARD (1957) est généralement positif, mais peut varier de 0,02 à 0,40, par contre les valeurs obtenues par la méthode des moments ($\alpha_{3\phi}$) sont presque toujours fortement positives (donc supérieure à + 0,30) et varient de 0,25 à 1,78.

Fig.66 - Valeurs des paramètres statistiques et des indices granulométriques des Sables de Gegunung.

NOS. ECH	MEAN (ϕ)		SORTING		SKEWNESS		KURTOSIS		σ_ϕ^3	$\alpha_{3\phi} \cdot \sigma_\phi^3$	SK10 ϕ^3	C		M
	Mz	\bar{X}_ϕ	σ_1	σ_ϕ	SK1	$\alpha_{3\phi}$	Kg	$\alpha_{4\phi}$				μ	PHI	μ
Gg. 6.A	1,63	1,64	0,56	0,66	0,15	1,22	1,77	6,36	0,29	0,35	0,03	780	0,34	340
Gg. 7.A	2,57	2,60	0,79	0,79	0,38	0,77	1,25	3,15	0,49	0,38	0,19	440	1,24	185
Gg. 9.A	1,59	1,69	0,89	0,93	0,15	0,87	1,34	4,25	0,80	0,70	0,10	1150	-0,24	350
Gg. 10.A	0,88	0,95	0,93	0,96	0,29	1,03	0,98	4,32	0,88	0,91	0,23	1600	-0,67	600
Gg. 11.A	1,29	1,34	0,63	0,72	0,14	1,32	1,18	6,63	0,37	0,49	0,04	1000	0,00	420
Gg. 12.A	1,59	1,66	0,69	0,77	0,11	1,36	1,55	6,09	0,46	0,63	0,04	825	0,30	340
Gg. 1	1,79	1,86	0,62	0,70	0,12	0,94	1,07	4,14	0,34	0,32	0,03	650	0,38	290
Gg. 2	1,21	1,27	0,61	0,70	0,02	1,35	1,08	6,79	0,34	0,46	0,01	1000	0,00	440
Gg. 4	2,52	2,54	0,77	0,79	0,28	0,73	0,56	3,34	0,49	0,36	0,13	480	1,05	190
Gg. 5	2,22	2,32	0,64	0,68	0,40	1,13	1,46	5,17	0,31	0,35	0,10	500	1,00	215
Gg. 6	2,31	2,25	1,24	1,16	0,18	0,25	1,09	2,54	1,56	1,50	0,34	1100	-0,14	230
Ma. 5		1,11		0,83		1,78		7,24	0,57	1,02		1200	-0,27	520
Ma. 6		0,70		1,20		0,79		3,73	1,73	1,36		2750	-0,47	700
Ma. 7		0,50		1,13		0,94		4,15	1,28	1,20		2900	-0,53	825
Ma. 8		0,93		0,75		1,63		7,59	0,42	0,69		1250	-0,33	570
Ma. 10		2,43		0,84		1,03		3,78	0,59	0,61		520	0,95	220
Ma. 13		1,42		0,93		1,37		5,13	0,80	1,10		1050	-0,09	470

Coupe → ① ② ③

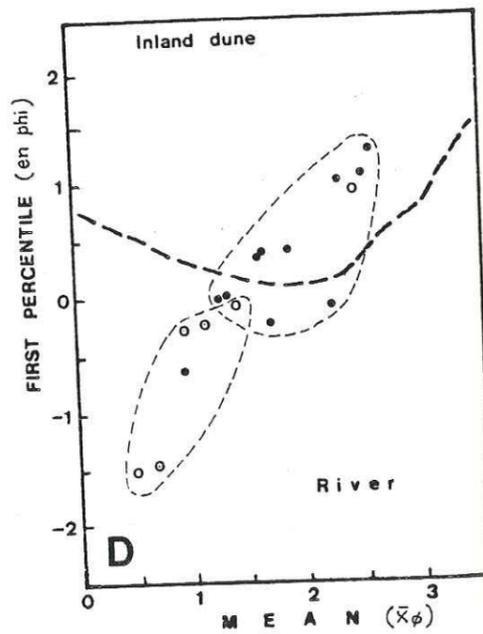
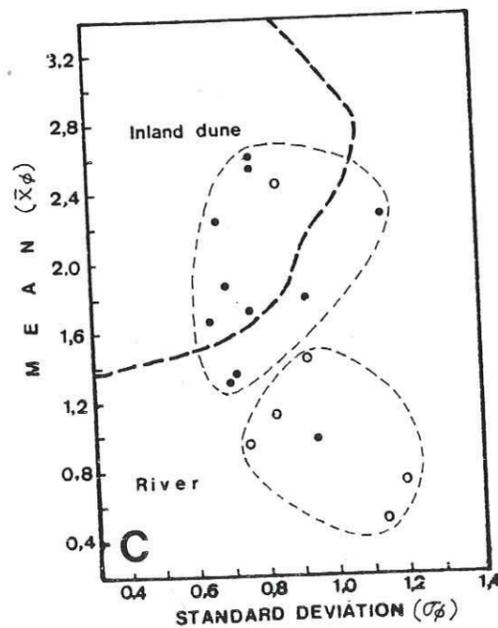
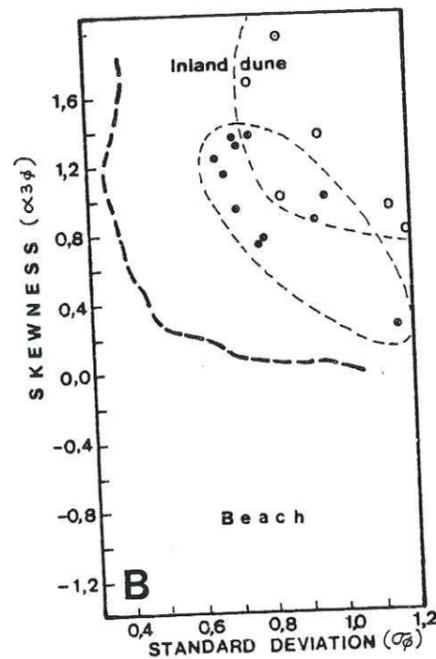
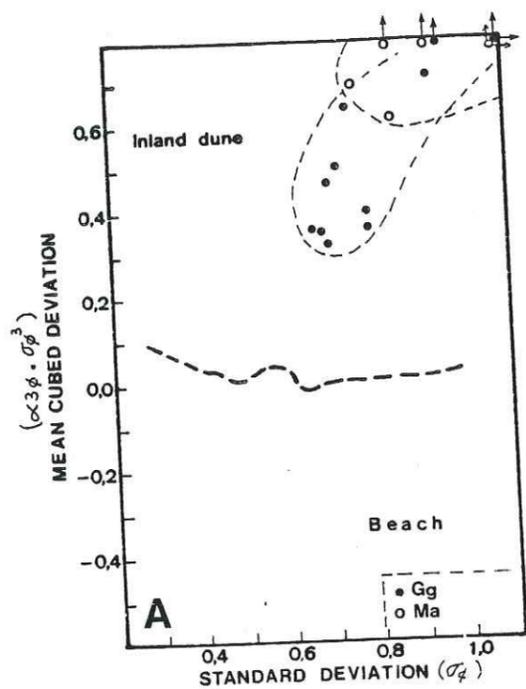


Fig.67 - Conjugaison des paramètres statistiques de FRIEDMAN (1979); Sables de Gegunung et de Mulyo Agung.

La relation entre "Mean cubed deviation" ($\alpha^3 \phi \cdot \sigma \phi^3$) et "Standard Deviation" ($\sigma \phi$) (FRIEDMAN 1967), montre que les sables de Gegunung et de Mulyo Agung ont les mêmes caractéristiques que des sables fluviatiles (Fig. 68).

La conjugaison de la "Standard Deviation" avec la "Mean cubed Deviation" d'une part (Fig. 67) et avec le Skewness d'autre part (Fig. 67) (FRIEDMAN, 1979) permet aussi de classer ces sables comme des dépôts de dunes intérieures.

En essayant de différencier les deux interprétations précédentes, nous avons utilisé d'autres associations de FRIEDMAN (1979) basées sur la relation entre le "Mean" ($\bar{x} \phi$) et la "Standard Deviation" d'une part et le percentile C1 (en phi), d'autre part (Fig. 67C,D), qui nous donnent les résultats suivants:

- les sables de Gegunung se répartissent, soit dans le milieu dunaire (intérieur), soit dans le milieu fluviatile;
- les sables de Mulyo Agung se répartissent plutôt dans le domaine fluviatile.

Il est encore évident ici que les conjugaisons des indices granulométriques de FRIEDMAN (1967, 1979) ne sont pas sensibles aux interprétations du milieu de dépôt de nos sables. Mais ces résultats, nous permettent cependant de penser que ces sables ont été précédemment transportés par des charriages sur le fond par des écoulements fluviatiles, puis jetés dans la mer et repris par des courants tractifs provenant d'une action dynamique des dunes hydrauliques.

II.4.4.3 - Méthode de PASSEGA

Le diagramme C.M. de PASSEGA (Fig. 69) montre que l'ensemble des sables de Gegunung et de Mulyo Agung a été transporté par suspension dégradée (courants tractifs). Il permet aussi de différencier la répartition des sables de Gegunung et celle de Mulyo Agung: les sables de Mulyo Agung se rencontrent dans la zone I tandis que les sables de Gegunung se répartissent (parallèlement à la ligne C.M.) de la zone I, IV vers la zone V. Selon PASSEGA et BYRAMJEE (1969), les sédiments de la zone I dans laquelle la valeur de C est supérieure à 1 mm contiennent des grains en roulement déposés soient à proximité de leurs sources ou bien transportés vers les milieux où la sédimentation en suspension est rare.

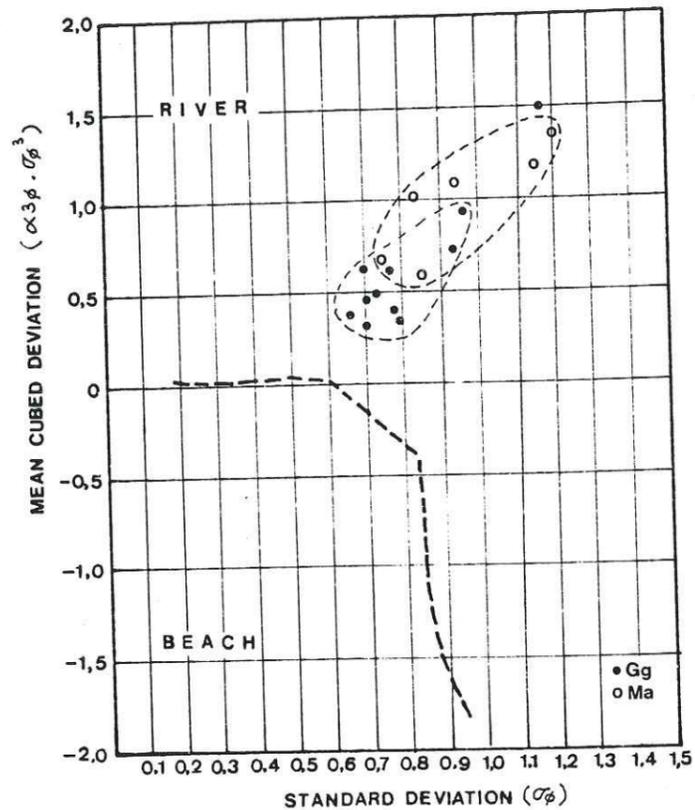


Fig. 68 - Conjugaison de la "Standard Deviation" (σ_ϕ) et de la "Mean Cubed Deviation" ($\propto 3\sigma_\phi \cdot \sigma_\phi^3$). Sables de Gegunung.

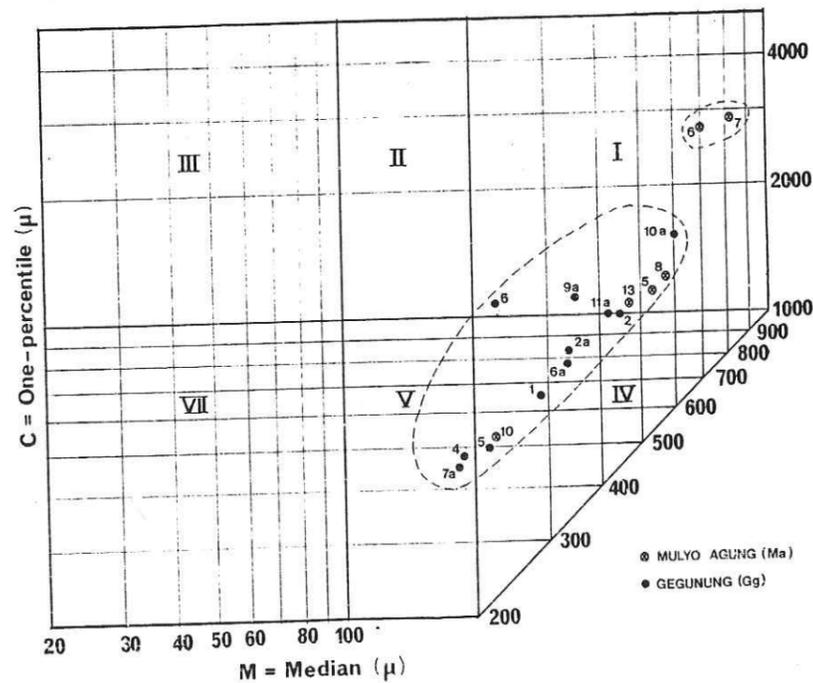


Fig. 69 Diagramme C-M de PASSEGA des Sables de Gegunung.

Il est évident que ce fait n'est pas en coïncidence avec la position géographique actuelle de ces deux coupes (Fig. 60); la coupe de Gegunung est relativement plus proche de la source des sédiments que la coupe de Mulyo Agung, si on considère que la paléocôte est allongée E-W. De ce fait, nous pensons que les sables ont été transportés par le même type d'appareils, essentiellement fluviatiles, mais d'intensité et d'orientation différentes (voir directions de courant).

II.4.5 - Directions des courants

Bien que dans ces deux régions, les mesures des directions de courants soient particulièrement bien indiquées par le même type de structures sédimentaires, on remarque des orientations différentes pour le sens principal des courants de ces deux régions:

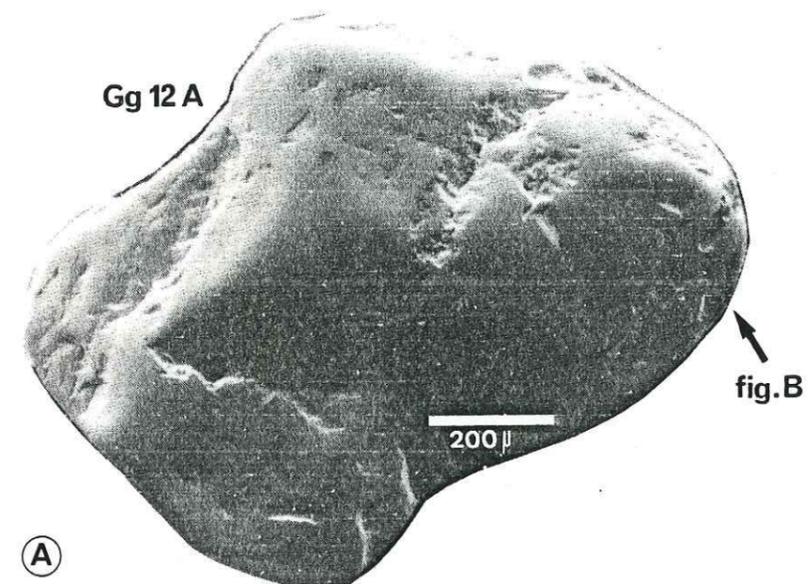
- A Gegunung, on observe un sens principal unique vers le SSE qui oscille entre N 145° à N 182°;
- A Mulyo Agung, on obtient un sens principal vers le SW (entre N 195° et N 245°) avec un sens mineur à l'Ouest (N 265° - N 275°).

Cette différence dans le sens principal est probablement en relation avec la divagation ou la migration des chenaux principaux pendant la progradation d'un grand delta. Cependant, l'intervention des courants secondaires (de la marée, de "longshore currents" et de dérive) peut jouer un rôle dans cette modification.

II.4.6 - Exoscopie des quartz

L'exoscopie effectuée sur un échantillon de Gegunung (Gg 12 A) et deux échantillons de Mulyo Agung (Ma 7) permet de retracer une partie de leur histoire résumée dans les figures 70. et 71 .

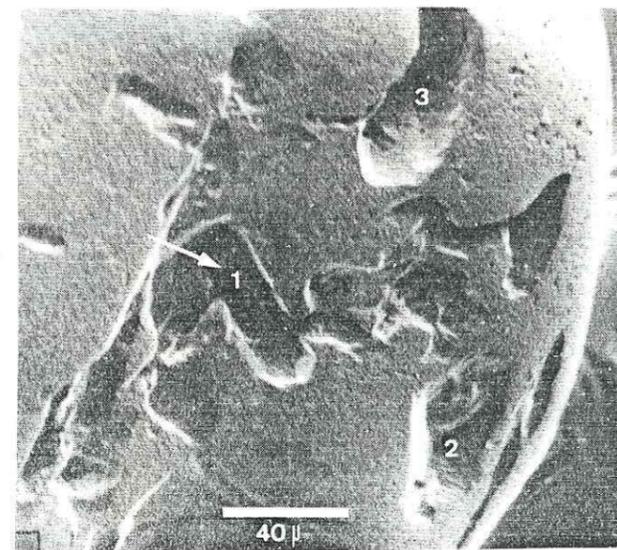
FIG.70 - EXOSCOPIE DES QUARTZ DE GEGUNUNG



(A)

Photo A

Vue générale d'un grain très évolué déposé dans la stratification entrecroisée plane. Les arêtes sont bien polies. Plusieurs traces de choc de grande taille affectent sa surface polie par un transport aquatique.



(B)

Photo B

Détail de la partie droite de la photo A montrant une arête entaillée par de grandes traces de choc (2, 3) et des inclusions (1). Le polissage des arêtes, qui est très avancé, témoigne d'influences marines prononcées.

Photo A - Vue générale d'un quartz grossier très évolué, sub arondi et en grande partie cassé par un choc très violent. Avant d'être transporté, ce grain a subi une altération assez importante comme en témoigne l'épaisse série de pellicules d'amorphisation (partie gauche de la photo) qui a favorisé la grande cassure citée précédemment.

Photo B - Détail de la dépression (grande cassure): cassure conchoïdale sur laquelle on reconnaît les figures de cisaillement en lignes subparallèles; le bord des lignes de cisaillement est poli par une évolution aquatique. A gauche de cette cassure conchoïdale on remarque quelques globules siliceux en voie de dissolution.
Cette dépression est aussi exploitée par des figures de dissolution. L'histoire du grain est:

- . altération superficielle
- . transport torrentiel (fluviatile)
- . nouveau transport vers l'aval (reprise marine).

Photo C - Vue générale d'un autre grain de Ma 7, rond, plat et très propre. Outre les pellicules d'amorphisation, on voit plusieurs grandes traces de choc.

Photo D - Détail de la partie haute de la photo C.
Le sommet de ce grain sur lequel on voit de nombreuses petites traces de choc (probablement éoliennes) est affecté au minimum par trois phases de transport violent, comme en témoigne trois types de chocs:

- . une grande trace de choc en "V" très fraîche. Celle-ci se développe probablement en même temps que les grandes traces de choc en croissant (en bas à gauche);
- . une autre grande trace de choc en "V". Sa dépression est exploitée par des figures de dissolution;
- . la plus grande et la plus ancienne trace de choc, très bien polie.

Histoire du grain:

- . altération superficielle
- . éolisation
- . transport aquatique (fluviatile)
- . plusieurs phases de transport marin.

Ma7

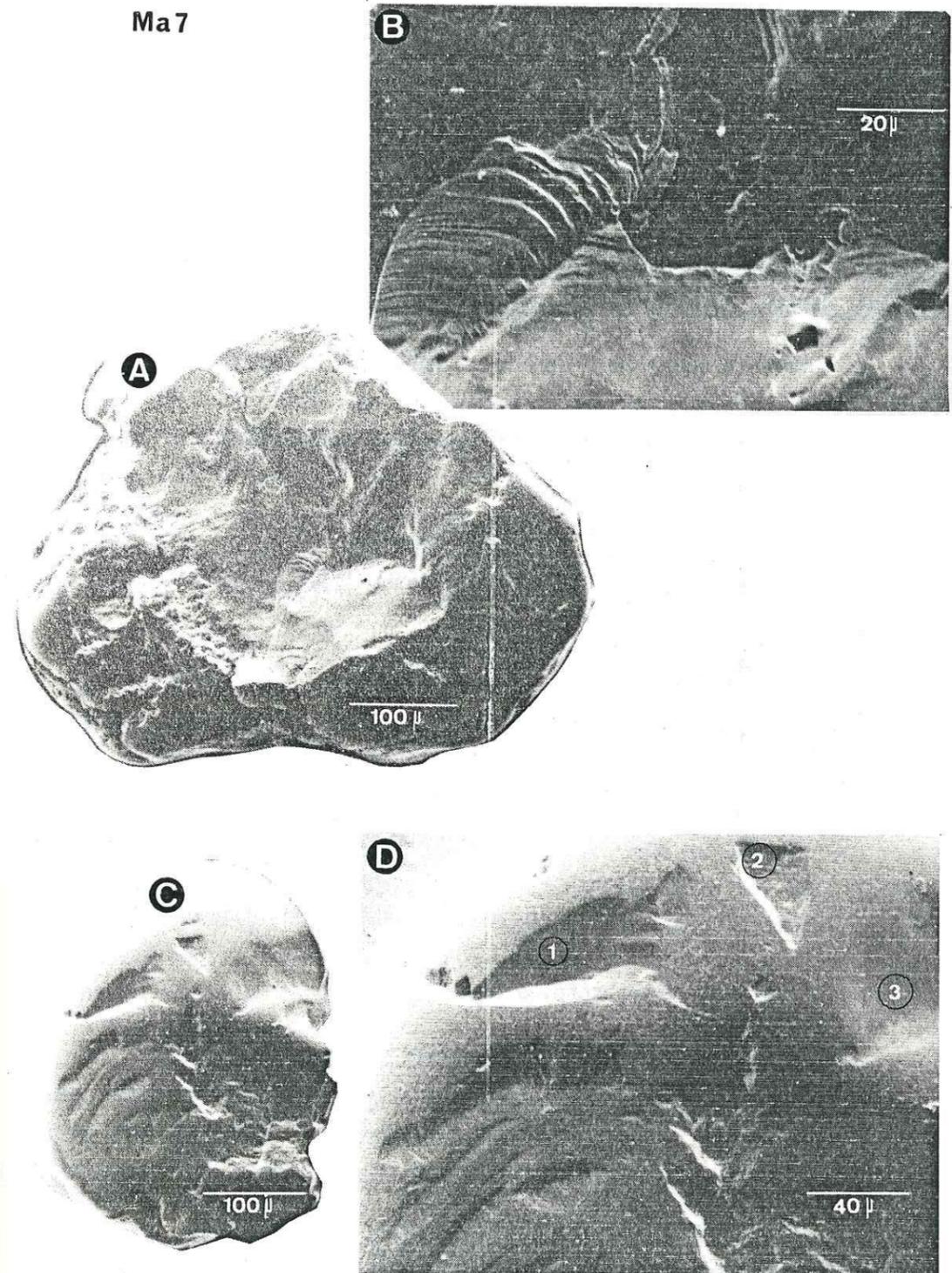


FIG.71 - EXOSCOPIE DES QUARTZ DE GEGUNUNG (Region Mulyo Agung)

II.5 - CONCLUSIONS

II.5.1 - Faciès et séquences sédimentaires

Lithologiquement, le membre de Ngrayong est toujours caractérisé par l'association des faciès argileux et des faciès sableux. Les argiles à laminations horizontales et ondulées, et souvent ligniteuses se développent en général à la base et au sommet de la série. L'analyse par diffraction X révèle une prédominance de la kaolinite de l'ordre de 40 à 60% (indiquant la proximité du continent) et de la smectite (30 à 40%).

L'examen micropaléontologique a montré la rareté, voire l'absence de traces de faune, sauf vers le Sud de la région étudiée (coupe de Prantakan) où on observe la présence des Foraminifères benthiques et planctoniques dans les faciès argileux basaux.

Les noyaux sableux, d'une épaisseur métrique à décamétrique, composés globalement de quartz, sont caractérisés d'une part par l'abondance des litages entrecroisés et des litages en "foreset" et d'autre part par la fréquence de surface bioturbée.

Les principaux éléments géomorphologique et sédimentaires qui constituent ces noyaux sableux sont principalement les **barres sableuses**: ce sont des accumulations de sable généralement propre, liées à l'action conjuguée du débit fluvial et de la marée.

D'une façon générale, l'évolution verticale de ce membre se caractérise par une séquence majeure négative (coarsening upward) avec enrichissement graduel du sédiment en sable vers le sommet.

II.5.2 - Granulométrie des corps sableux

a) Les courbes en ordonnée de probabilité se caractérisent par:

. une dominance d'une famille des courbes à deux ou trois populations log-normales (suspension, saltation et roulement) qui peuvent correspondre aux apports fluviaux déposés dans le milieu marin (deltaïque).

. la présence des courbes à quatre populations log-normales parmi lesquelles deux populations en saltation sont caractéristiques de l'action des vagues ("swash et backswash") dans une zone avant côte.

b) Les moyennes sont très variables dans le temps, par contre les intervalles des moyennes sont, et selon la direction NW-SE, peu variables:

- de 1,31 à 3,29 ϕ (sables moyens à très fins) dans la région de Ngegot;

- de 0,70 à 3,56 ϕ (sables grossiers à très fins) dans la région de Ngepon;

- de 0,50 à 2,60 ϕ (sables grossiers à fins) dans la région de Gegunung;

- de 1,13 à 3,39 ϕ (sables moyens à très fins) dans la région de Prantakan.

On peut même distinguer que les sables de Gegunung sont globalement plus grossiers que ceux situés plus au Nord (Ngegot et Ngepon) indiquant probablement, le même mode de transport, d'origine et des apports fluviaux différents.

c) La Standard Deviation σ_s , qui varie globalement de 0,45 à 1,48 montre que les sables de Ngrayong sont moyennement à mal classés.

d) L'asymétrie (Skewness, S_{ki}) est généralement positive ($< +0,72$) à part quelques valeurs qui peuvent descendre jusqu'à -0,19.

e) Les conjugaisons des paramètres, statistiques, utilisés par des nombreux auteurs (STAEWARD, 1958, MOIOLA et WEISER, 1968; FRIEDMAN, 1961, 1967, 1979) classent les sables de Ngrayong soit dans un domaine fluvial, soit dans un domaine dunaire intérieur (Fig.30, 31, 40, 41, 56, 57, 67, 68 et 72). Pour notre part, les interprétations de ces trois auteurs sont aberrantes pour les sables de Ngrayong, mais elles reflètent cependant les conditions hydrodynamiques des dépôts. De ce fait, on pense que les sables de Ngrayong ont été transportés par les charriages sur le fond, façonnés par des appareils fluviaux et déposés sous-forme de dune hydrauliques (ou de barres sableuses) dans un milieu marin deltaïque.

f) Le diagramme C.M. de PASSEGA appuie cette interprétation en montrant que la majorité de ces sables a été transportée par des courants tractifs en suspension dégradée et en roulement. Les valeurs du C_s et du C_u indiquent une profondeur maximale du milieu de sédimentation de 20 m pour les sables localisés au Nord (coupe de Ngegot) et de 15 à 50 m pour ceux déposés au Sud (coupe de Prantakan).

II.5.3 - L'exoscopie des grains de quartz montre que la surface des grains est presque toujours propre et bien polie avec de nombreuses traces de chocs de moyenne à grande taille témoignant un transport aquatique de haute énergie. On peut noter aussi que dans la partie sud (région de Prantakan), les grains de quartz sont relativement plus

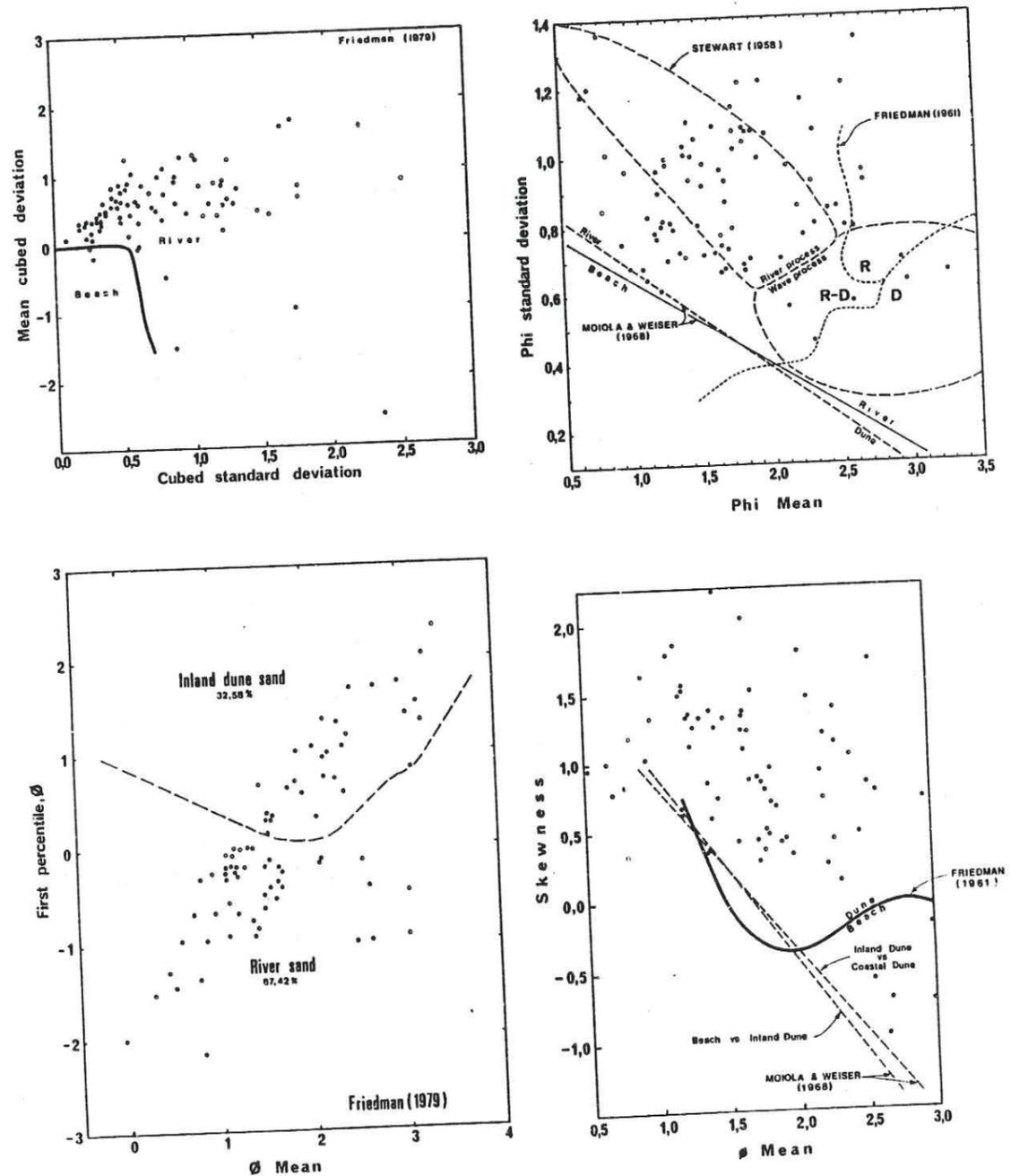


Fig.72 - Répartition des Sables de Ngrayong dans différentes conjugaisons des indices granulométriques.

évolués que ceux du Nord: les nombreuses traces de chocs et les stries de grandes dimensions et de différentes orientations sont la preuve de plusieurs reprises de transport aquatique violentes (fig.59). Dans la partie septentrionale, le dépôt final de ces sables est probablement médiolittoral (présence de globules siliceuses, fig.33), tandis que vers le Sud (coupe de Prantakan) il est à tendance infralittoral (la présence assez importante de figures de dissolution, fig.59 B).

II.5.4 - Direction des courants

L'analyse de paléocourant révèle la présence de trois sens de courants:

- un sens principal et dominant qui représente des apports fluviaux et des courants de jusant orienté vers le Sud, mais oscille cependant différemment d'une région à l'autre;
 - de N 210° à N 245° à Ngegot;
 - de N 176° à N 192° à Ngepon;
 - de N 145° à N 185° à Gegunung;
 - de N 195° à N 245° à Mulyo Agung et de
 - de N 189° à N 204° à Prantakan.

Cette différence permet de mettre en évidence l'indifférence totale de l'appareil de transport d'une région à une autre;

- un sens inverse et mineur vers le Nord, marquant ainsi une action conjuguée de la marée;
- un autre sens mineur, perpendiculaire ou oblique à celui du principal que nous supposons comme étant un courant côtier parallèle au rivage ("longshore current").

En résumé, toutes ces observations diverses nous permettent d'interpréter que les sables de Ngrayong sont déposés depuis la zone côtière jusqu'à l'avant côte dans un grand système deltaïque, en progradation vers le Sud.

III - LA FORMATION DE BULU

III 1 - GENERALITES

Comme nous l'avons dit précédemment dans la première partie de ce mémoire, la transgression marine du Miocène moyen est caractérisée dans la partie ouest et centrale de la zone de Rembang par l'installation de calcaires de plate-forme, puis de marnes argileuses de milieu relativement profond. Connus comme "Platen complex" et "Wonocolo bed" (TROOSTER, 1937; BPM/PUSDIK MIGAS, 1966), ces deux types de dépôts sont appelés par PRINGGOPRAWIRO (1983) "Formation de Bulu" et "Formation de Wonocolo".

Dans ce chapitre, seule la formation du Bulu sera envisagée. Sa localité type se trouve aux environs de G. GENDRUWA, 8km à l'Ouest du village de Bulu; c'est une série essentiellement calcaire reposant sur les sables de Ngrayong. Ses différents faciès et corps sédimentaires s'emboîtent et affleurent sur une bande de 110km de long suivant une direction E-W, parallèle au paléorivage.

III.2 - LES PRINCIPAUX CARACTERES DU DEPOT

III.2.1 - Les éléments constitutants

Les foraminifères benthiques sont abondamment représentés par de Grands Foraminifères de la zonation Tf inférieur à Tf supérieur, basée sur la présence des espèces *Lepidocyclina* sp., *Lepidocyclina angulosa*, *Lepidocyclina sumatraensis*, *Cycloclypeus indopacificus*, *Cycloclypeus annulatus* et *Trybliolepidina rutteri*.

Les petits benthiques sont parfois assez importants, surtout à la base de cette série et généralement représentés par des *Amphistegina* sp. *Textularia* et *Nonion* sp.

Les foraminifères planctoniques sont rares, sauf vers la partie supérieure de la série ou au niveau du contact avec les marnes de Wonocolo, au niveau duquel le rapport des espèces planctoniques sur l'ensemble des foraminifères peut atteindre 25%. La présence des espèces *Globigerinoides subquadratus*, *Sphaerodinellopsis subdehiscens*, *Globorotalia menardii* et *Globorotalia siakensis* dans l'ensemble de la série signifie qu'elle évolue depuis le N 13 jusqu'au N 15.

Les Algues se présentent fréquemment soit en symbiose avec d'autres organismes, soit sous forme de colonies formant des bioconstructions dont l'épaisseur (ou la hauteur élémentaire) varie du décimètre à quelques mètres et l'extension latérale est métrique à hectométrique. Ce sont essentiellement des Lithothamnium.

Les Coraux sont rares et se présentent sous forme de débris de Polypiers branchus.

Les autres organismes sont généralement représentés par des Mollusques surtout à la base de la série, des Bryozoaires et des radioles d'Echinodermes.

Les éléments figurés non carbonatés sont des quartz principalement (de pourcentage parfois important à la base de la série) et des glauconies.

III.2.2 - Litages

Le litage, particulièrement bien marqué, correspond à une répétition des lits d'une épaisseur centimétrique à décimétrique. Le litage horizontal est généralement bien développé, tandis que les litages oblique et entrecroisée (de moyenne à grande échelle) sont moins importants et correspondent probablement à des passées de faciès chenalisés et à une migration des megaripples.

III.2.3 - Texture

Texture Packstone à Grainstone

Ce sont les types de texture le plus répandu. Ils se rencontrent soit dans les niveaux à litage horizontal, soit dans les niveaux à litage oblique ou entrecroisé.

Dans le premier cas, les éléments sont moyennement à bien triés et souvent disposés à plat, mais ils ne déterminent aucune lamination. Ils témoignent probablement d'un apport massif d'éléments biodétritiques grossiers d'un domaine de sédimentation d'assez faible profondeur où les mouvements de surface peuvent avoir un effet au niveau du fond en chassant au loin la boue micritique. Chacun de ces bancs est de faible à moyenne étendue et constitué d'un sédiment bien particulier caractérisé par quelques organismes nettement dominants (Orbitoïdes) et peu fragmentés. Ceci est sans doute à mettre en relation avec un transport sur une

distance assez faible qui évite la destruction des éléments et les mélanges de matériel issus de secteurs différents.

Dans le deuxième cas, les éléments organiques sont plus hétérogènes (Foraminifères benthiques, Mollusques, débris de coraux) et s'associent avec des galets mous et parfois des graviers calcaires. Ce type de dépôt résulte vraisemblablement d'une coulée issue du remaniement brutal d'une vase bioclastique. L'effet érosif de la coulée s'en trouve renforcé et façonne une surface d'érosion assez nette sur le fond boueux non consolidé. On remarque également le granoclassement de l'ensemble des éléments.

Texture Mudstone à Wackstone

Assez rare, le type de texture wackstone est néanmoins représenté à quelques niveaux supérieurs de la série. Les éléments bioclastiques sont souvent plus petits que ceux trouvés dans la texture packstone à grainstone. Ceci est probablement en relation avec un transport des bioclastes moins important dans un domaine relativement plus profond que les précédents.

La texture mudstone reste très discrète et locale, probablement dans un site protégé aux alentours des bioconstructions, car les Foraminifères planctoniques sont très rares tandis que les faunes plus grossières et les Algues sont parfois présentes. Il faut noter cependant que dans certaines coupes, les dépôts de basse énergie sont représentés plutôt par des marnes que par des mudstones et wackstones.

Texture Boundstone

Elle est généralement représentée par des bioconstructions à Algues (Lithothamnium) et rarement par des Coraux. Les bioconstructions élémentaires à Algues sont caractérisées par une hauteur (20 à 200 cm) beaucoup moins importante que la largeur (dizaines de mètres à quelques hectomètres); elles se rencontrent fréquemment à la base de la série, dispersées localement le long d'un axe E-W dans la zone de Rembang. L'épaisseur d'une succession de bioconstructions est partout très faible (quelques mètres seulement), sauf dans une coupe située à 1 km à l'Ouest du village de Bulu (entre Kali-Kemadu et G. Baladewa) où elle peut dépasser 50 m.

III.2.4 - Autres aspects particuliers

Les surfaces d'érosion

La présence d'une surface de discontinuité entre le membre de Ngrayong et la Formation de Bulu a déjà été mise en évidence par LEMIGAS (1975) dans la région du Ngrayong, Tawun, mais on n'a malheureusement pas pu déterminer s'il s'agissait d'une lacune par non dépôt ou par érosion.

Cependant, dans la partie basale de la Formation de Bulu, on observe localement quelques bancs conglomératiques. Sur la coupe de Djurangdjéro, on rencontre quatre niveaux conglomératiques d'une épaisseur variant de 90 à 150 cm, alternant avec les faciès packstone-grainstone à grands foraminifères et échinodermes. Ces conglomérats sont constitués de fragments de grainstone à grands foraminifères (20 à 70%) de granulométrie moyenne de 1 à 4 cm, de grands foraminifères (15 à 50%), d'Echinodermes (< 10%) et d'Algues (< 5%). Il nous semble que ces niveaux conglomératiques peuvent correspondre à une érosion par ablation (syngénétique) assez importante affectant une tranche de sédiment déjà lithifiée, d'épaisseur métrique à décimétrique, déposé pendant un intervalle de temps relativement long; leur importance stratigraphique est encore incertaine, car nous n'avons pas encore pu déterminer l'origine des galets calcaires: soit de la même formation, soit de la formation de Tawun sous-jacente.

III.3 - FACIES ET MILIEUX DE DEPOT

Tous les éléments d'observation indiquent que la Formation de Bulu est constituée de dépôts de haute à basse énergie, de type barrière à plateforme externe.

III.3.1 - Dépôts de moyenne à haute énergie

. Faciès construits (Boundstone à Lithothamnium dominant et occasionnellement coraux). Ils s'observent rarement dans la zone de Rembang, mais peuvent localement se développer, comme ceux qu'on trouve dans la région de G. Baladewa.

. Faciès bioaccumulés (Packstone à Grainstone): les grands Foraminifères dominant avec les Algues, les Mollusques, les Echinodermes, les Bryozoaires et d'autres éléments accessoires.

Dans ces faciès se manifestent à la fois des influences pélagiques indicatrices de communication avec le bassin et des tendances à la construction. Ce sont les faciès les plus représentatifs de cette formation.

. Faciès conglomératiques: ils se développent rarement et localement (région Djurangdjéro, par exemple); il s'agit probablement de conglomérats catastrophiques de remaniement syngénétique avec des galets, de diamètre inférieur à 8 cm, des deux faciès précédents.

III.3.2 - Dépôts de basse énergie (wackstone, mudstone et marnes)

Ils comportent les mêmes éléments que ceux compris dans les dépôts de plus haute énergie, mais avec une fréquence plus importante des Bryozoaires et des petits Foraminifères, marquant une influence marine ouverte plus importante.

III.4 - EVOLUTION VERTICALE

A l'échelle mégaséquentielle, il est évident que la Formation de Bulu qui est limitée à sa base par les sables de Ngrayong et au sommet par les marnes de Wonocolo correspond à la partie basale d'une mégaséquence transgressive.

Mais à l'échelle de séquences élémentaires ou bien des mésoséquences, les caractères transgressifs au sein de cette formation elle-même sont parfois moins évidents, et souvent masqués par la monotonie et la fréquence importante des faciès bioclastiques (packstone, grainstone à grands foraminifères).

Dans le cas d'une coupe verticale complexe, où les principaux faciès s'associent au faciès construit, les critères liés aux facteurs biologiques peuvent contribuer suffisamment à distinguer une tendance positive de leurs séquences.

Si le profil est plus simple (sans faciès construit), comme dans la plupart des cas, la distinction entre plateforme interne et externe n'est pas facile. Le passage peut être graduel et correspondre à une limite d'énergie entre un milieu peu profond et un milieu plus profond, sans qu'il y ait là équivalence entre cette transition et celle liée à la limite plateforme-bassin. La reconnaissance de leur évolution verticale, et la distinction entre ces milieux différents sont alors basés sur:

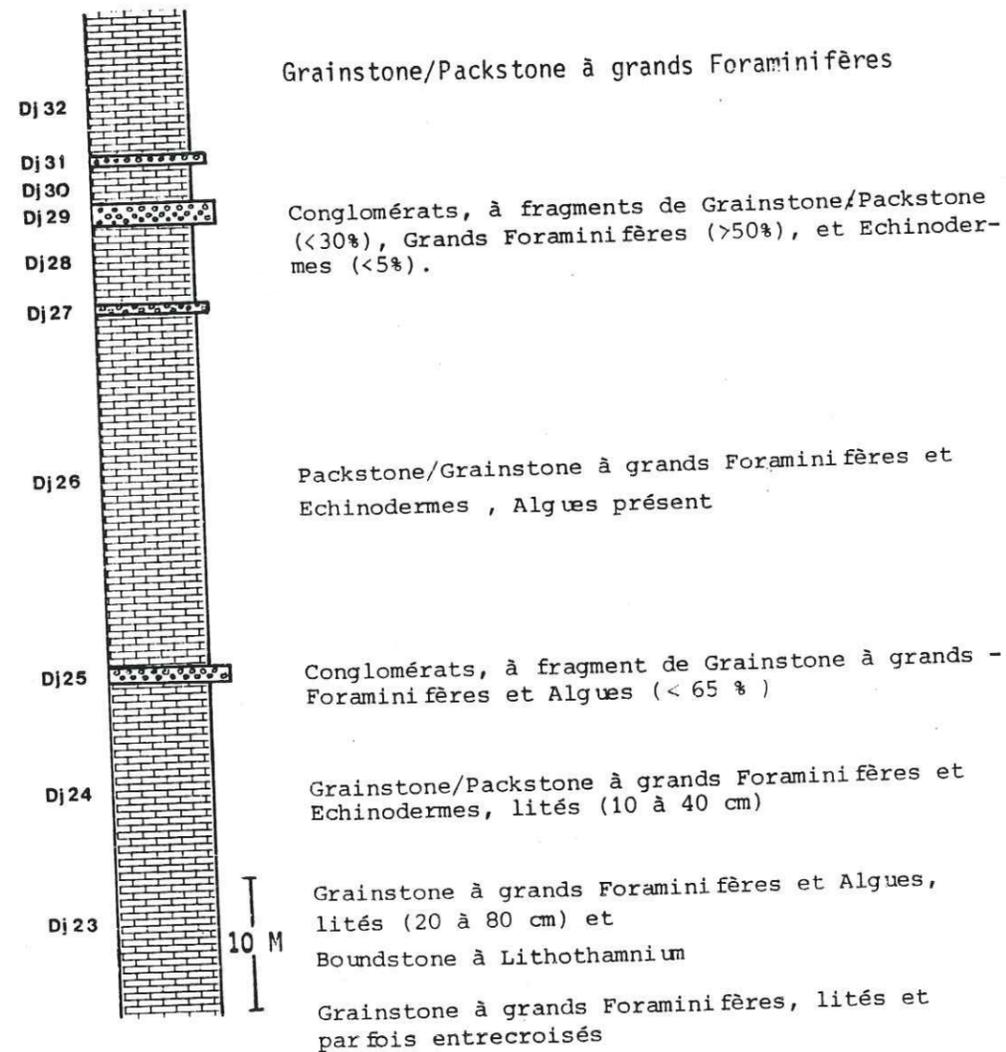


Fig.73 - Niveaux conglomératiques à la base de la Formation de Bulu (coupe de Djurangdjero)

. la fréquence des grains de quartz, des Mollusques et des Algues, plus grande dans le milieu plateforme interne et vers la base de la série de Bulu;

. la fréquence et l'oligospécificité d'organismes benthiques plus grandes dans le milieu de plateforme interne (BOUSSENS et PAU, 1977);

. la présence de foraminifères planctoniques, plus importante dans le milieu externe et vers le sommet de la série;

. d'autres critères diagénétiques et dynamiques.

III.5 - REPARTITION LATÉRALE DU DÉPÔT

Dans la zone du Rembang, l'évolution latérale d'Ouest en Est des dépôts est peu importante et se caractérise par une simple succession des calcaires bioclastiques lités, compacts, avec les caractères que nous avons déjà cités précédemment.

Cette variation latérale semble être en relation avec la variation topographique due au phénomène de chenalisation d'une part, et à un soulèvement mineur et local.

Les trois coupes que nous présenterons ci-dessous comme exemples mettent en évidence des successions verticales assez différentes de celles qui caractérisent globalement cette formation.

III.5.1 - Coupe Candi-Puncakwangi

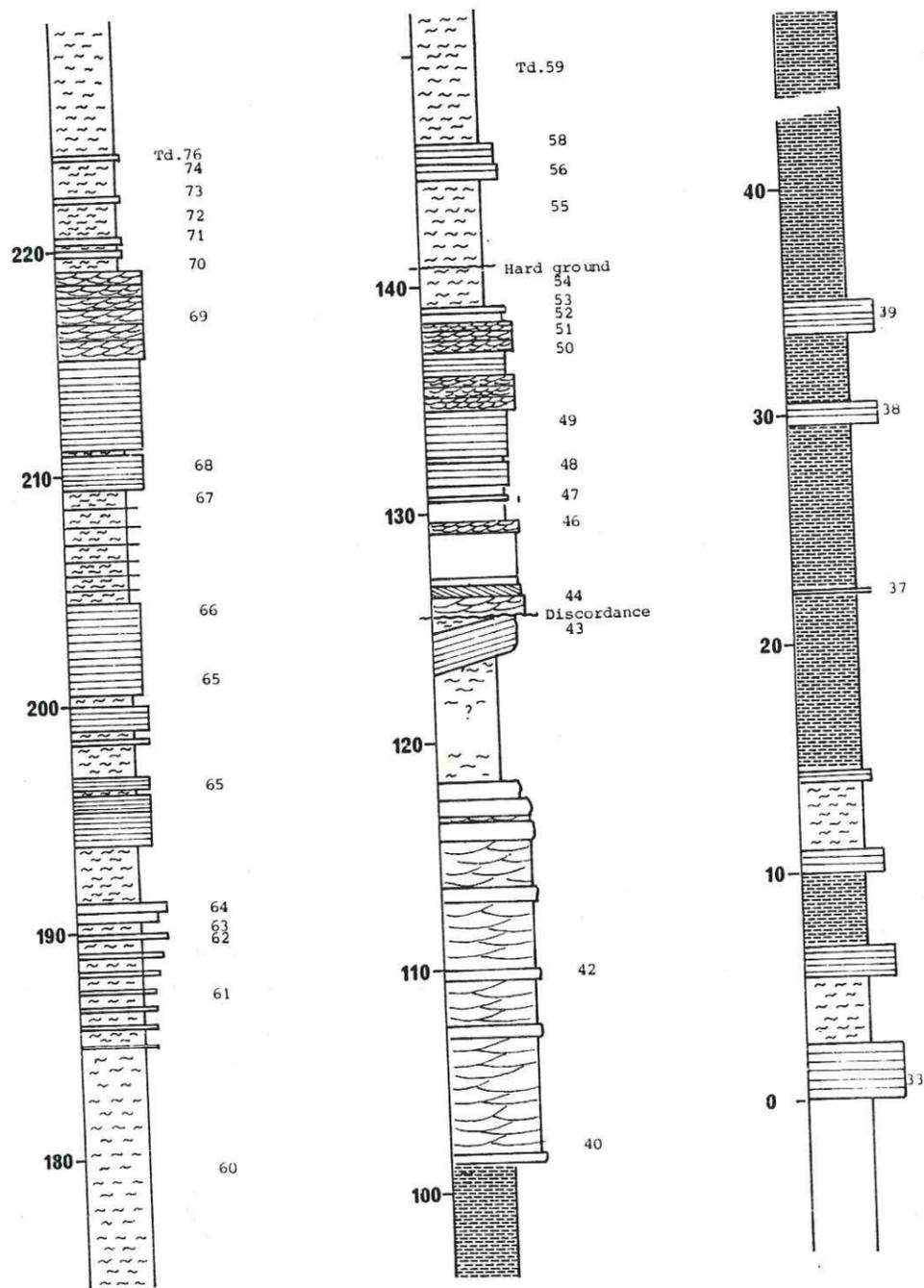
Sur cette coupe, le contact entre la Formation de Tawun et la Formation de Bulu semble être situé à proximité du pont qui sépare le département du Blora et le département du Pati. La Formation de Bulu de cette coupe peut être subdivisée en trois ensembles

III.5.1.1 - Ensemble inférieur (Td.33 - Td.40)

a) Niveau basal (± 35 m); alternance de gros bancs calcaires de 40 à 250 cm et d'épais interbancs argilo-marneux.

- Les calcaires (packstone à grainstone) peu quartzeux (< 5%) à Mollusques et grands Foraminifères (les Mollusques prédominent vers le bas tandis que les grands Foraminifères prédominent vers le sommet) et très peu glauconieux (< 3%) présentent un litage horizontal. Les bancs, d'une épaisseur variant de 5 à 20 cm, sont souvent bien marqués

Fig.74 - Coupe de Candi-Puncakwangi (Formation de Bulu)



par les variations du degré de cimentation.

- les argiles (2 à 7 m d'épaisseur) sont plus importantes que les deux niveaux marneux (1 à 3 m d'épaisseur) qui se trouvent plutôt vers le bas de cet ensemble. Ils renferment de petits foraminifères benthiques et peu de planctoniques.

b) Niveau sommital (± 60 m) Td.39 - Td.40

Ce niveau est essentiellement représenté par des dépôts de basse énergie (argiles parfois sableuses). Les apports bioclastiques sont négligeables dans ce niveau par rapport à ceux du niveau basal.

Bien que le rapport F. planctoniques/ F. Planctoniques+F. Benthiques reste encore faible ($< 20\%$), on estime que la succession verticale de cet ensemble inférieur pourrait correspondre à une séquence positive.

III.5.1.2 - Ensemble moyen (Td.40 - Td.60)

Il débute par l'alternance de sables bioclastiques et de calcaires bioclastiques, et se termine par des dépôts marneux.

a) Niveau alternant (± 33 m)

L'alternance correspond à une séquence élémentaire à deux termes:

. le terme calcaire (packstone à grainstone) présente une teneur en CaCO_3 dépassant souvent 82%; il est dur et fait saillie;

. le terme sableux, friable ou faiblement cimenté à une teneur en CaCO_3 généralement inférieure à 80% et une épaisseur souvent plus importante que le terme calcaire.

Au point de vue de l'épaisseur des séquences, on note d'une part une diminution progressive et rapide de l'épaisseur des termes sableux (5m à 20cm à la base, 7m à 10 cm au milieu et 150cm à 35 cm au sommet), et d'autre part, une faible augmentation d'épaisseur (généralement décimétrique) des termes calcaires.

Les éléments constituant ces deux termes sont semblables, et sont représentés par des Foraminifères benthiques. Leur différence est marquée par la présence de traces de bioturbations et de Mollusques, plus fréquentes dans les calcaires que dans les sables bioclastiques.

La porosité des niveaux sableux dépasse toujours 20% et est du type porosité intergranulaire, tandis que celle des niveaux calcaires est inférieure à 10% et du type porosité de moule et vacuolaire.

La structure sédimentaire de cet ensemble est constituée par une stratification entrecroisée en auge à grande échelle, probablement d'origine méga-ripple" et "giant-ripple" (selon le terme de REINECK, SINGH & WUNDERLICH, 1971 et BOOTHROYD, 1970). Ces mégaripples se produisent dans la partie chenalisée du milieu marin peu profond (REINECK, SINGH, 1973; NEWTON, 1970; WERNER et al., 1974), ou bien dans les grandes rivières (JACKSON, 1976). La partie supérieure de chaque unité à méga-ripples et marquée par un banc calcaire mince à bioturbations est recouverte par des ripples à petite échelle qui se développent pendant la période inactive des mégaripples.

Nous pouvons donc avancer que cet ensemble s'est développé dans un grand creux entre les parties peu profondes de la plateforme externe.

b) Niveau marneux (± 47 m)

Il renferme en abondance des petits foraminifères, surtout vers le sommet, peu d'Ostracodes et de Gastéropodes (*Turitella*). A sa base on note l'existence de deux horizons de discontinuité de faible ampleur (sans valeur stratigraphique) représentés par une surface durcie et une passée calcaire bioturbée à Mollusques.

III.5.1.3 - Ensemble supérieur (38 m) Td.61 - Td.76)

Il correspond à l'alternance du terme marneux et du terme calcaire. Les bancs marneux, massifs, parfois à laminations horizontales, ont une épaisseur décimétrique, sauf dans quelques niveaux où elle peut atteindre 250 cm.

Les bancs calcaires (wackstone-packstone) ont une épaisseur beaucoup plus variable de 10 cm à 400 cm. Leurs éléments bioclastiques sont relativement comparables à ceux du niveau alternant de l'ensemble moyen, mais le litage est dominé par le type horizontal. On n'observe qu'un seul banc à stratification entrecroisée de 4m d'épaisseur.

III.5.1.4 - Conclusion

• La série de Bulu dans cette région est caractérisée par des sédiments très variés, carbonatés ou terrigènes ou mixte, à éléments fins ou grossiers.

• L'hydrodynamisme est périodiquement élevé soit à l'échelle d'une séquence élémentaire, soit à l'échelle d'une mésoséquence.

• La faune marine indique une bathymétrie faible.

• L'abondance de la stratification entrecroisée à grande échelle (mégaripple ou dunes hydrauliques) du niveau alternant de l'ensemble moyen indique un dépôt dans un grand chenal traversant la plateforme externe.

• Dans cette région, la série de Bulu s'est donc déposée dans une zone située sur les principales voies d'accès du matériel terrigène vers le bassin, probablement assez loin de la côte et lieu privilégié de dépôt de matériel terrigène ou mixte fin (argiles et marnes) et de matériel carbonaté. Ce sédiment bioclastique provient du remaniement du matériel carbonaté déposé à proximité. Cette zone est donc un lieu de transit pour le matériel sédimentaire terrigène et carbonaté, à destination du centre du bassin.

On peut noter enfin que la coupe de Kali-Besek, à 19 km à l'Est de la coupe de Candi-Puncakwangi montre une sédimentation comparable.

III.5.2 - Coupe de Gunung Baladewo

Levée sur le flanc nord de G.Baladewo, cette coupe est remarquable par la simplicité des microfaciès et la constance des éléments figurés carbonatés. C'est la seule coupe de la zone de Rembang possédant cette importante succession de faciès construits.

L'évolution verticale de cette série est la suivante de bas en haut:

- ensemble calcaire inférieur à Lithothamnium;
- passage marneux;
- ensemble calcaire supérieur à grands foraminifères et algues;

III.5.2.1 - Ensemble calcaire inférieur à Lithothamnium (± 80 m)

Ces calcaires lités forment un ensemble épais et homogène ne renfermant que des bioconstructions à Algues (*Lithothamnium*). La forme générale est lenticulaire avec une extension latérale assez importante (décamétrique à hectamétrique) et l'épaisseur de chaque bioconstruction élémentaire, à l'échelle de l'affleurement varie seulement de 20 à 200 cm.

Fig.75 - Variation des faciès dans la Formation de Bulu (entre G. Baladewo et K. Besek)

Leur mode de croissance est caractérisé par la superposition régulière de nombreuses bioconstructions élémentaire, sans perturbation importante du faciès stratifié encaissant.

Ce faciès construit est constitué par des encroûtements concentriques (de diamètre inférieur à 4 cm) de *Lithothamnium*. Lorsqu'ils sont jointifs, ils sont capables d'assurer eux mêmes une armature solide de la construction. De grands foraminifères, sous forme d'individus isolés, sont souvent encroûtés par ces Algues.

La matrice est fondamentalement micritique représentant moins de 15% de la totalité de la roche.

III.5.2.2 - Passage marneux (7m)

Cette unique passée marneuse peut être corrélée avec le niveau marneux de la coupe voisine (coupe K. Besek).

III.5.2.3 - Ensemble calcaire supérieur (± 50 m)

Il est représenté par des calcaires lités formés par l'intercalation de Packstone-Grainstone à grands Foraminifères (principalement *Orbitoides*) et de Grainstones à *Lithothamnium* et *Orbitoides*. La construction à *Lithothamnium* reste encore assez importante surtout à la base, mais moins remarquable que celle de l'ensemble inférieur. L'épaisseur des bancs ne varie que de 5 à 20 cm.

L'évolution verticale de cette alternance est caractérisée par une augmentation de la fréquence des bancs à *Orbitoides*, et une diminution de la fréquence des bancs à *Lithothamnium*. Cette évolution traduit un caractère général transgressif de cet ensemble, même s'il existe encore quelques petites oscillations au sein des séquences élémentaires.

III.5.2.4 - Conclusion

- La coupe de Gunung Baladewa est marquée par l'importance du faciès construit à *Lithothamnium*.

- Sa constance et son isolement indiquent que cette région était localement plus élevée et stable que les autres régions.

La plus grande fréquence des bancs à grands foraminifères vers le sommet de la coupe marque une augmentation progressive de la profondeur du bassin.

III.5.3. Coupe de Kali Besek

Située à 4,5 km à l'Ouest de la coupe de G. Baladewa, cette coupe présente un type de dépôt comparable à celui de la coupe de Candi-Punckwangi, et la série peut être subdivisée en trois ensembles:

- . ensemble calcaire inférieur;
- . ensemble marneux moyen;
- . ensemble calcaire supérieur.

III.5.3.1 - Ensemble calcaire inférieur (± 57 m)

Il débute par des calcaires lités (packstone à grainstone) à grands Foraminifères (Orbitoides), quartzeux et glauconieux, très compact à litage horizontal; les bancs ont une épaisseur décimétrique.

Il se poursuit (± 25 m) par des packstones et des grainstones à petits Foraminifères benthiques et à glauconie; la stratification est entrecroisée en auge à grande échelle; la hauteur de ces corps sédimentaires varie de 5 à 200 cm, et leur largeur de 5 à 10 m; cet ensemble est produit par la migration des mégaripples que l'on trouve souvent dans un régime hydrodynamique subtidale.

III.5.3.2 - Ensemble marneux moyen (8 m)

Ce sont des argiles plus ou moins marneuses à lamination horizontale. L'augmentation de la teneur en CaCO_3 de 10 à 35 % de bas en haut de cet ensemble est liée à l'augmentation de la fréquence de petits Foraminifères.

III.5.3.3 - Ensemble calcaire supérieur (>50 m)

Marqué par un contact basal ravinant (conglomératique), cet ensemble est constitué de calcaires lités (packstone), moins compacts. L'épaisseur des bancs varie de 50 à 150 cm à la base et de 5 à 30 cm au sommet.

Les éléments sont constitués par l'abondance des foraminifères planctoniques et des petits benthiques et par la rareté des grands foraminifères et de la glauconie.

III.5.3.4 - Conclusion

• La Formation de Bulu dans cette région est caractérisée par une succession de calcaires bioclastiques de haute à moyenne énergie interrompue par le passage accidentel d'un dépôt de basse énergie argilo-marneux.

• Son caractère transgressif est mis en évidence par l'augmentation progressive des Foraminifères planctoniques.

III.6 - VARIATION D'ÉPAISSEUR

Dans la partie est de la zone de Rembang, suivant le grand axe E-W des anticlinaux, la Formation de Bulu est représentée par des assises où l'épaisseur maximale et varie de 150 à 250 m.

En s'amincissant vers l'Est, elle est réduite à 50m environ dans la région de Manjung.

Au Sud Est de Manjung, une épaisseur très faible (7 à 10m) que l'on observe dans la coupe de Prantakan traduit une disparition presque complète de ce faciès bioclastique.

IV - LA FORMATION DE LEDOK

IV .1 - GENERALITES

Cette formation qui détermine la phase terminale de la Mégaséquence 4 correspond à une période de diminution de profondeur du milieu de dépôt.

Surmontant les faciès marneux de la Formation de Wonocolo et débutant par un banc calcaire de 30cm d'épaisseur, elle est représentée dans sa localité type (village du Ledok, 8 km au Nord de Cêpu) par l'alternance de sables marneux et de calcaires gréseux.

IV .2 - LES PRINCIPAUX CARACTERES SEDIMENTOLOGIQUES

IV.2.1 - Les éléments constitutants

Les éléments figurés carbonatés et les minéraux non carbonatés le plus couramment observés dans cette formation sont:

- Les Foraminifères: ils sont représentés par des petits foraminifères benthiques et des foraminifères planctoniques. Du bas en haut de la série, le rapport entre les foraminifères planctoniques et l'ensemble des foraminifères décroît progressivement de 35 à 20 % dans les passées marneuses.

- La Glauconie: elle se présente sous forme de grains plus ou moins arrondis dont la taille est en moyenne de 400μ , mais peut dépasser 1,5 mm. Les grains arrondis de glauconie se rencontrent presque toujours en association avec les quartz et témoignent d'un transport.

Cette glauconie que l'on peut qualifier de détritique peut être rencontrée dans toute la séquence, en concentration suffisamment importante pour donner des niveaux glauconieux. Il existe évidemment des cas intermédiaires où les bancs calcaires (généralement bioturbés) possèdent une quantité de glauconie plus importante que celle des interbancs sablo-marneux et pour lesquels il est difficile d'apprécier le degré d'allochtonie et de différencier entre la glauconie autochtone et la glauconie allochtone.

La concentration de la glauconie est latéralement assez variable à l'échelle régionale, mais à l'échelle d'une coupe verticale, elle montre souvent une augmentation progressive vers le sommet de la série (ex. de 20 à 40 % sur la coupe de Kawengan).

- Les Quartz: le quartz n'est pas rare dans cette formation. Il est en fait souvent présent et en quantité relativement non négligeable (< 15%). Il se présente sous forme de grains subanguleux à subarrondis de granulométrie fine à très fine.

La présence du quartz fin à très fin et peu abondant, alliée à l'abondance des minéraux glauconieux, peut s'expliquer par la présence d'apports détritiques assez lointains et par un hydrodynamisme modéré.

La croissance granulométrique et l'augmentation de la concentration des quartz, que l'on observe souvent du bas vers le haut de cette formation traduisent une diminution de la profondeur du milieu du dépôt au cours de cette sédimentation.

IV.2.2 - Litage et structures sédimentaires

Le litage est généralement bien marqué par une alternance rythmique à deux termes:

- un terme calcaréo-gréseux, qualifié de banc et qui fait saillie;
- un terme sablo-marneux (ou grés-marneux), qualifié d'interbanc et qui est en retrait.

Les bancs calcaréo-gréseux, dont l'épaisseur est généralement moins importante que celle des interbancs sablo-marneux sont souvent caractérisés par la prépondérance des bioturbation ou un arrêt de courte durée de la sédimentation.

Trois types de litage ont pu être observés:

- un litage horizontal ou subhorizontal, généralement peu important; il se trouve surtout dans la partie inférieure de la série;
- un litage entrecroisé en auge à grande échelle, généralement bien développé dans la plupart des régions; il correspond à une migration des mégaripples;
- un "foreset bedding", moins importante que le litage entrecroisé en auge; il s'observe bien dans la région de Kawengan où il forme une succession de bancs de 60 à 280 cm d'épaisseur.

Dans le cas où ces trois types de litage sont présents dans une série verticale, on observe que les deux derniers types se développent

Fig.76 - Succession des corps à stratification oblique sur la coupe de Kawengan ;

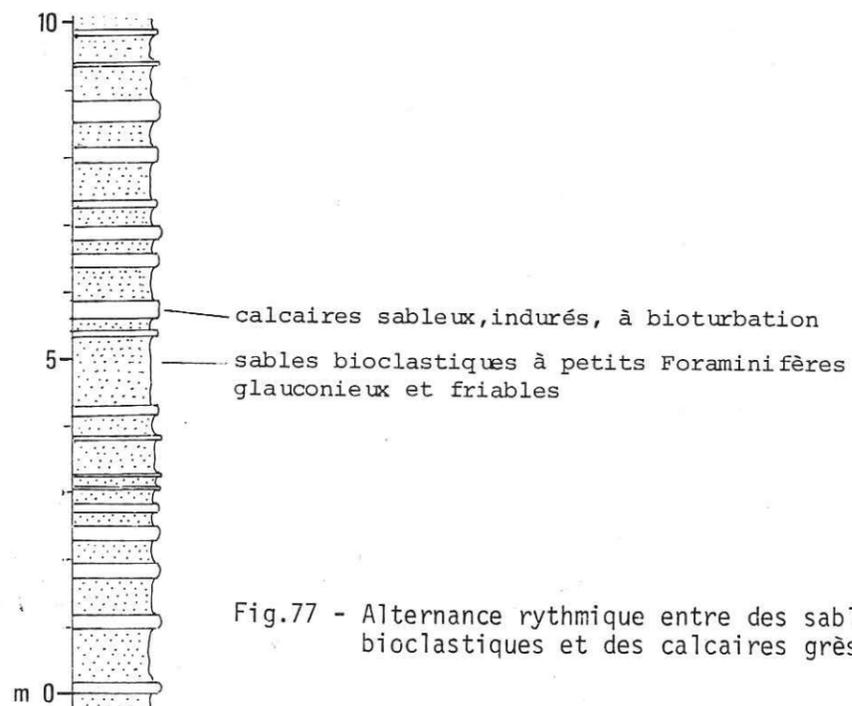
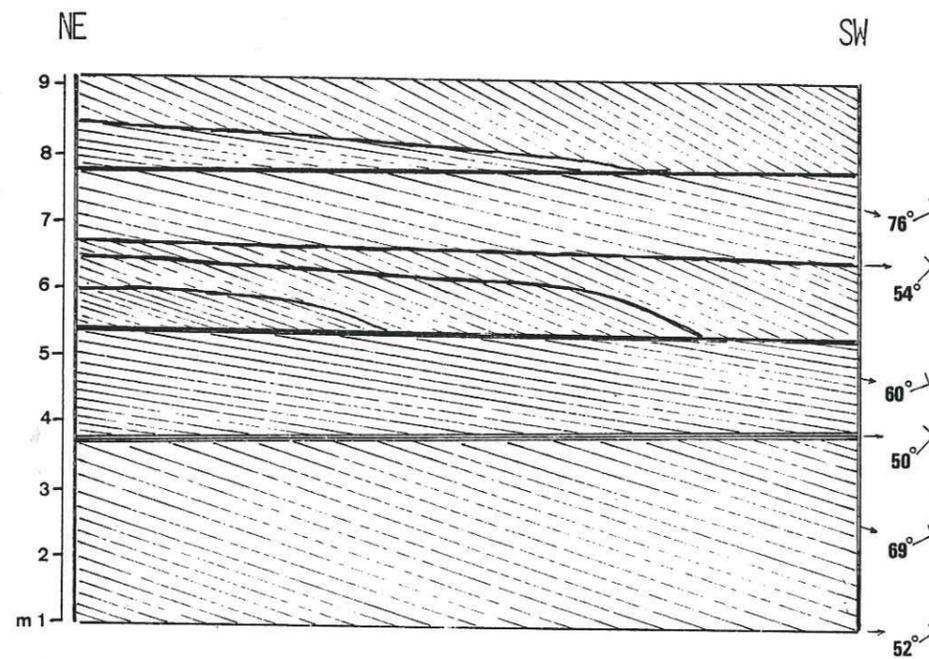


Fig.77 - Alternance rythmique entre des sables-bioclastiques et des calcaires gréseux

plutôt dans la partie supérieure. On peut donc constater que cette formation est déposée dans un régime hydrodynamique de force croissante.

IV .3 - EVOLUTION VERTICALE

D'une façon générale, cette formation est constituée de plusieurs séquences élémentaires négatives s'inscrivant dans une mésoséquence négative.

Comme nous l'avons cité précédemment, la séquence élémentaire est formée par deux termes: sablo-marneux à la base et calcaréo-gréseux ou packstone-grainstone au sommet. La limite inférieure de cette séquence élémentaire correspond à une reprise de sédimentation, tandis que sa limite supérieure correspond généralement à un arrêt de sédimentation dû à l'absence d'apports suivie d'une activité biologique et parfois à une érosion syngénétique.

Lorsque la succession verticale de cette formation est simplement représentée par la répétition de cette alternance, la polarité de la mésoséquence ne peut être définie que pas l'évolution de la distribution des éléments constituants. C'est donc à partir de l'analyse pétrographique sur quelques coupes principales (coupe Ledok, coupe Kedungpupur, coupe Kawengan et coupe Kali Besek) que nous avons pu distinguer des termes plus profonds à la base et moins profonds au sommet de cette formation caractérisant une séquence régressive. Cette évolution de bas en haut est marquée par:

- la concentration de matériel détritique (quartz et glauconie) de plus en plus forte;
- le rapport des Foraminifères planctoniques et benthiques des interbancs de plus en plus faible;
- l'augmentation de la granulométrie moyenne des quartz;
- la diminution de l'importance de la matrice argileuse des interbancs.

IV .4 - GEOMETRIE DES DEPOTS

La carte d'isopaches (Fig.78) établie par LEMIGAS & BEICIP (1969) à partir des coupes de forages, montre que l'épaisseur moyenne de cette formation varie d'Ouest en Est de 100 à 250 m. L'épaisseur maximum, environ 300 m, se trouve dans une petite cuvette située entre Cepu

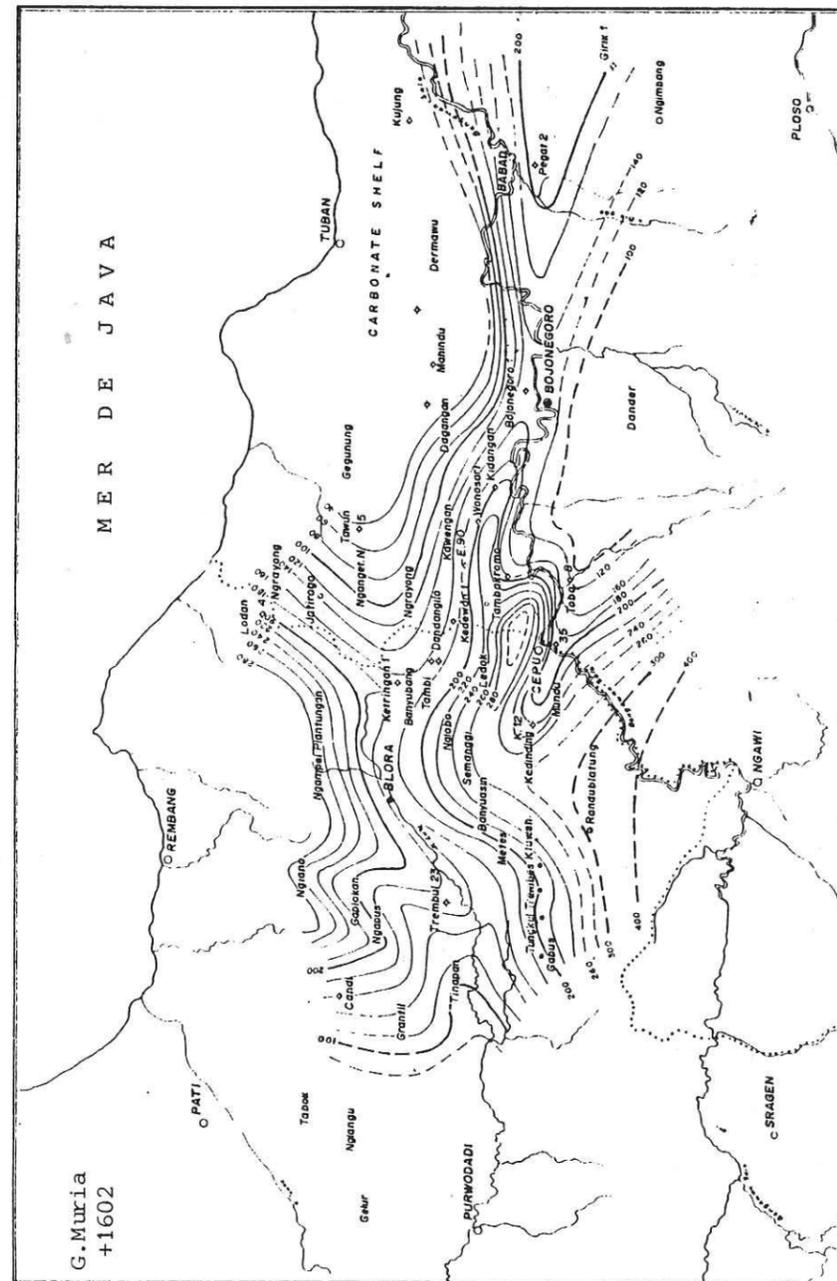


Fig.78 - Carte d'isopaque de la Formation de Ledok (LEMIGAS/BEICIP, 1969)

et Tambakromo et dans une autre cuvette plus grande située aux environs de Ngiono et Rembang.

Vers le haut-fond de Tuban, ce faciès s'amincit rapidement et se transforme en faciès de baarière nommé primitivement "Karren Limestone".

Vers la mer de Java (au Nord du département de Rembang), il est probable que ce faciès soit encore présent avant d'être transformé par les calcaires du haut-fond équivalent au "Karren Limestone".

Vers la zone de Kendeng, au Sud, aucun sondage n'a été effectué, mais on estime qu'il est beaucoup plus réduit et remplacé par un faciès plus profond.

III.5 - MILIEU DU DEPOT

Les observations macroscopiques et microscopiques ci-dessus permettent de constater que ce faciès s'est déposé dans un milieu d'énergie fondamentalement faible, mais qui peut cependant s'élever sous l'influence des courants de vagues et de houle.

Basée sur la présence assez importante de certaines espèces de Foraminifères benthiques (*Bulimina marginata*, *Bulimina striata*, *Uvigerina peregrina* et *Uvigerina flinti*) et le rapport F.Planctoniques/F.Benthiques de 30 à 40%, PRINGGOPRAWIRO (1983) a proposé que la partie basale de cette formation se soit déposée dans une profondeur de 200 m environ.

Il a aussi estimé une profondeur de dépôt entre 60 et 100m pour la partie supérieure de cette formation en raison de la diminution du rapport des F. Planctoniques sur F. Benthiques jusqu'à 27%.

Pour notre part nous pensons à un domaine marin ouvert de la plateforme externe, situé précisément entre la limite d'actions des vagues et la pente du bassin.

V - LA FORMATION DE MUNDU

La Formation de Mundu débute à la fin du Miocène supérieur, au-dessus du faciès régressif du Ledok, par une succession de niveaux marneux.

Ces marnes, gris-verdâtre, très riches en Foraminifères planctoniques correspondent, à une période d'approfondissement généralisé du milieu de dépôt (transgression).

Cette sédimentation marneuse se poursuit pendant le Pliocène, mais est interrompue dans sa partie sommitale par le développement d'un faciès bioaccumulé que l'on a individualisé comme "Membre de Selorejo".

On peut donc regrouper cette formation en deux faciès:

- le faciès marneux de Mundu
- le faciès sableux de Selorejo.

V.1 - LE FACIES MARNEUX DE MUNDU

V.1.1 - Localisation géographique et stratigraphique

Ce faciès est bien développé et se rencontre dans tous les secteurs de la région étudiée, sauf dans le département de Tuban où il s'interdigite probablement avec le faciès de haut-fond de Paciran.

Caractérisé par des marnes massives, il correspond aux assises d'âge Pliocène ou de la zonation N 18 à N 20 pour PRINGGOPRAWIRO (1983).

Par contre, du Sud vers le Nord de la zone de Rembang, on note sur la carte d'isopaque (Fig.79) une augmentation progressive de 70m au Forage Tobo 8 à plus de 400 m vers la région de Rembang.

Vers le Sud, dans la zone de Kendeng, ce niveau correspond à des dépôts de faciès identiques (Formation de Kalibeng et Formation de Sonde) dont l'épaisseur est très importante, dépassant toujours 500 mètres.

Vers l'Est de la partie septentrionale de la zone de Rembang (Tuban, Paciran et l'île de Madura), ce faciès est absent et est remplacé par

mémoire dans ce chapitre.

V.2.1 - Répartition des dépôts et position stratigraphique

Le membre de Solerejo, commun dans la partie occidentale de la zone de Rembang, se rencontre dans les secteurs Pati-Rembang au Nord et dans les secteurs Blora-Cepu (fig. 80); il est moins développé, bien que souvent présent localement dans les secteurs Bojonegoro et Surabaya à l'Est.

Correspondant aux vases sableuses à petits Foraminifères, ce faciès est généralement caractérisé par l'alternance de deux termes:

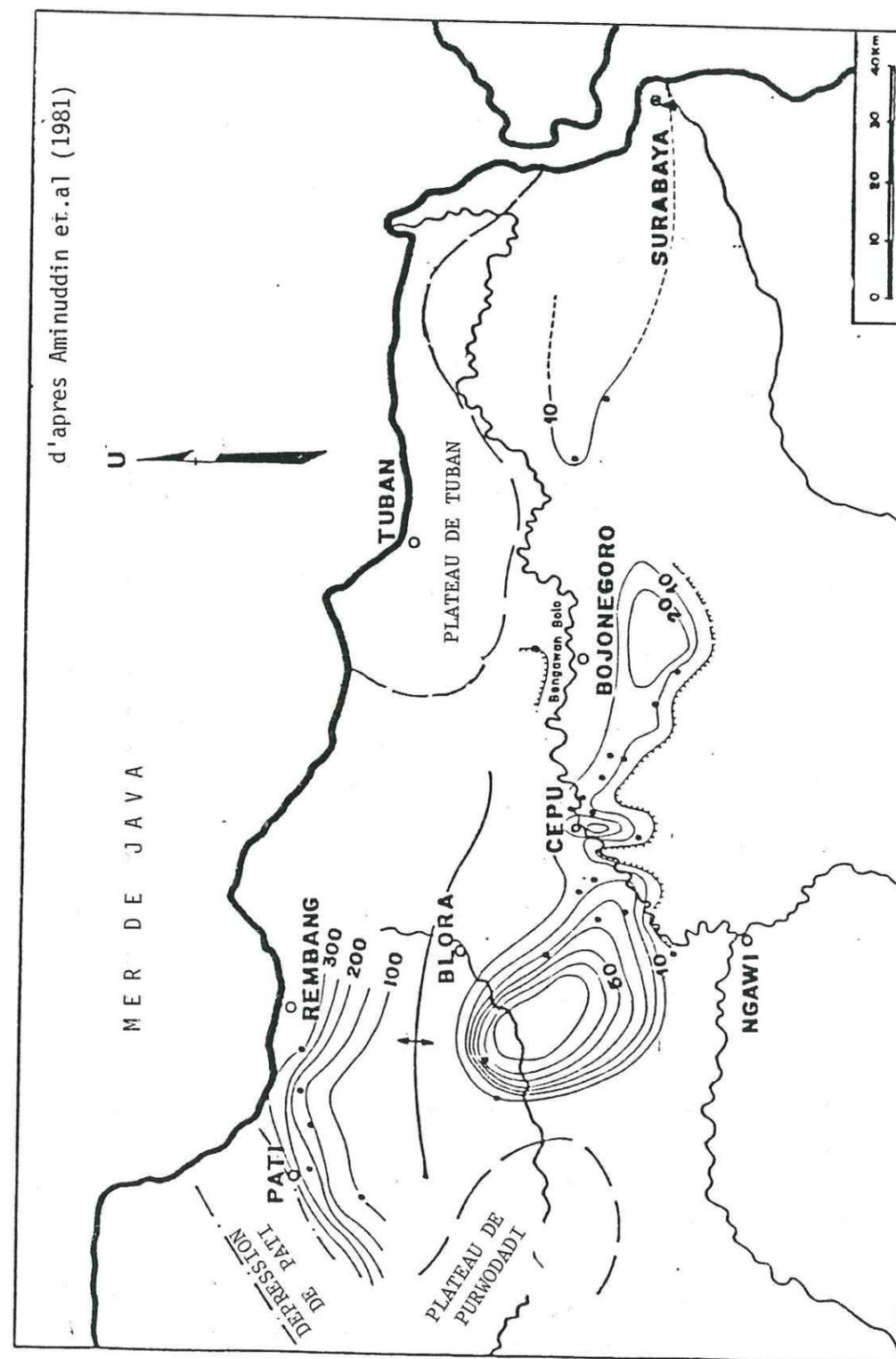
- le terme calcaréo-sableux, compact, gris, à patine ocre; texture: wackstone à packstone;
- le terme sableux (parfois sablo-marneux), friable, gris-verdâtre à gris-bleuâtre, est constitué principalement par des petits Foraminifères.

Le contact basal de ce faciès avec le faciès marneux sous-jacent est nettement représenté par une surface plane, parfois ondulée à l'échelle de l'affleurement, et souvent perforée. Cette surface que nous qualifions de surface de discontinuité est caractérisée par un brusque arrêt du faciès marneux suivi d'un nouveau faciès (vase sableuse) et peut correspondre à une lacune par non dépôt d'une part et par érosion synsédimentaire d'autre part.

La valeur stratigraphique de cette lacune est encore discutée par les différents auteurs: PRINGGOPRAWIRO (1983) constate que les marnes de Mundu sont en concordance avec les vases sableuses de Solerejo par contre AMINUDDIN et al. (1981) interprètent cette limite comme une surface de discordance, en raison de la présence d'espèces remaniées (*Sphaerodinellopsis subdehiscens*, *Sphaerodinellopsis paenedehiscens* et *Pul-leniatina primatus*, qui correspondent successivement à la fin de la zonation N 19 et N 20) dans le membre de Solerejo.

En ce qui concerne le limite supérieure de ce faciès, la plupart des auteurs (VAN BEMMELEN, 1949; DUYFJES, 1938; BPM/MIGAS, 1966; AMINUDDIN et al., 1981 et LEMIGAS/BEICIP, 1969) s'accordent à la placer au niveau de la zonation N 21 (Pléistocène supérieur), tandis que PRINGGOPRAWIRO indique une limite hétérochrone (N 20 à N 21).

Fig.80 - Carte d'isopaque du Membre de Solerejo



Dans l'ensemble le membre de Selorejo correspond généralement à un dépôt d'âge Pléistocène supérieur (N 21).

V.2.2 - Constituants minéralogiques

Les vases sableuses, à granulométrie généralement, bien classées, sont constituées par des grains carbonatés en particulier et par la glauconie et le quartz détritiques.

Les grains carbonatés, dont le pourcentage varie de 50 à 80 % de la totalité de la roche, sont surtout représentés par des petits Foraminifères parmi lesquels les planctoniques prédominent (Globigérines, Orbulina, et Globorotalia).

Dans le cas où ils se sont installés dans un banc massif, il n'est pas facile de connaître leur origine (autochtone ou allochtone), car ils sont généralement bien conservés, même dans les niveaux à stratification entrecroisée. Dans ces derniers cas, leur présence dans ces sédiments pourrait évidemment s'expliquer par un transport des courants.

La glauconie, généralement présente, se rencontre sous forme de grains moyens subarrondis à arrondis et parfois oxydés. Son pourcentage varie beaucoup géographiquement et verticalement de 5 à 25 %, et localement 50 % dans certains niveaux d'une séquence verticale (coupe de Blungun, par exemple, fig.).

Les quartz détritiques sont représentés par les argiles en faible quantité et par des quartz dont les grains, très fins à moyens, ont généralement une faible concentration.

Le ciment est principalement micritique dans les niveaux à terme calcaire, mais renferme également, dans les niveaux à terme sableux, des argiles dont la proportion est très faible.

V.2.3 - Litages et structures

Les structures sédimentaires sont semblables à celles qu'on observe dans la Formation de Ledok, caractérisées par deux types de litage:

- un litage horizontal;
- un litage entrecroisé à grande échelle.

Le premier, généralement développé dans la partie basale, mais parfois dans la partie supérieure, est bien marqué par l'alternance des bancs massifs du tronc calcaireux (d'une épaisseur décimétrique à quelques mètres) et des bancs moins épais (2 à 20 cm) du terme sableux.

Le deuxième, représenté souvent par des litages entrecroisés en auge, mais parfois par des litages en "foreset" correspond à une migration des mégaripples. Dans la plupart des cas, l'épaisseur du terme sableux dans les niveaux à litage entrecroisé est beaucoup moins importante que celle des niveaux à litage horizontal.

V.2.4 - Autres aspects particuliers

Outre les figures sédimentaires, que nous avons citées ci-dessus, ce faciès est aussi caractérisé par la présence, parfois assez importante, de traces de bioturbation qui se présentent sous forme de perforations, verticales et horizontales, simples ou branchues, de diamètre millimétrique à centimétrique; elles se rencontrent plus fréquemment dans les minces bancs de calcaires que dans les bancs sableux plus épais. Cependant, on les observe aussi fréquemment à la base du contact de ce faciès avec les marnes de Mundu.

Cette présence correspond soit à un ralentissement de la vitesse de sédimentation, soit à un arrêt de la sédimentation.

V.2.5 - Evolution verticale (Fig. 81)

Du point de vue des séquences d'épaisseur, cette évolution est caractérisée par une grande variation d'épaisseur des bancs sableux et par une faible variation d'épaisseur des bancs calcaires; de ce fait, cette analyse séquentielle sera effectuée et significative au niveau des bancs sableux.

De bas en haut de la série, l'épaisseur de ces bancs sableux peut évoluer d'une façon oscillatoire, mais avec une tendance générale à la diminution, ce qui traduit une diminution globale de la vitesse de sédimentation. Mais dans le cas de la coupe de Blungun, il faut noter aussi que le reste de la partie sommitale (7m d'épaisseur) est marqué par une réaugmentation d'épaisseur qui s'accompagne d'une diminution de la concentration de la glauconie, et par la présence de galets mous

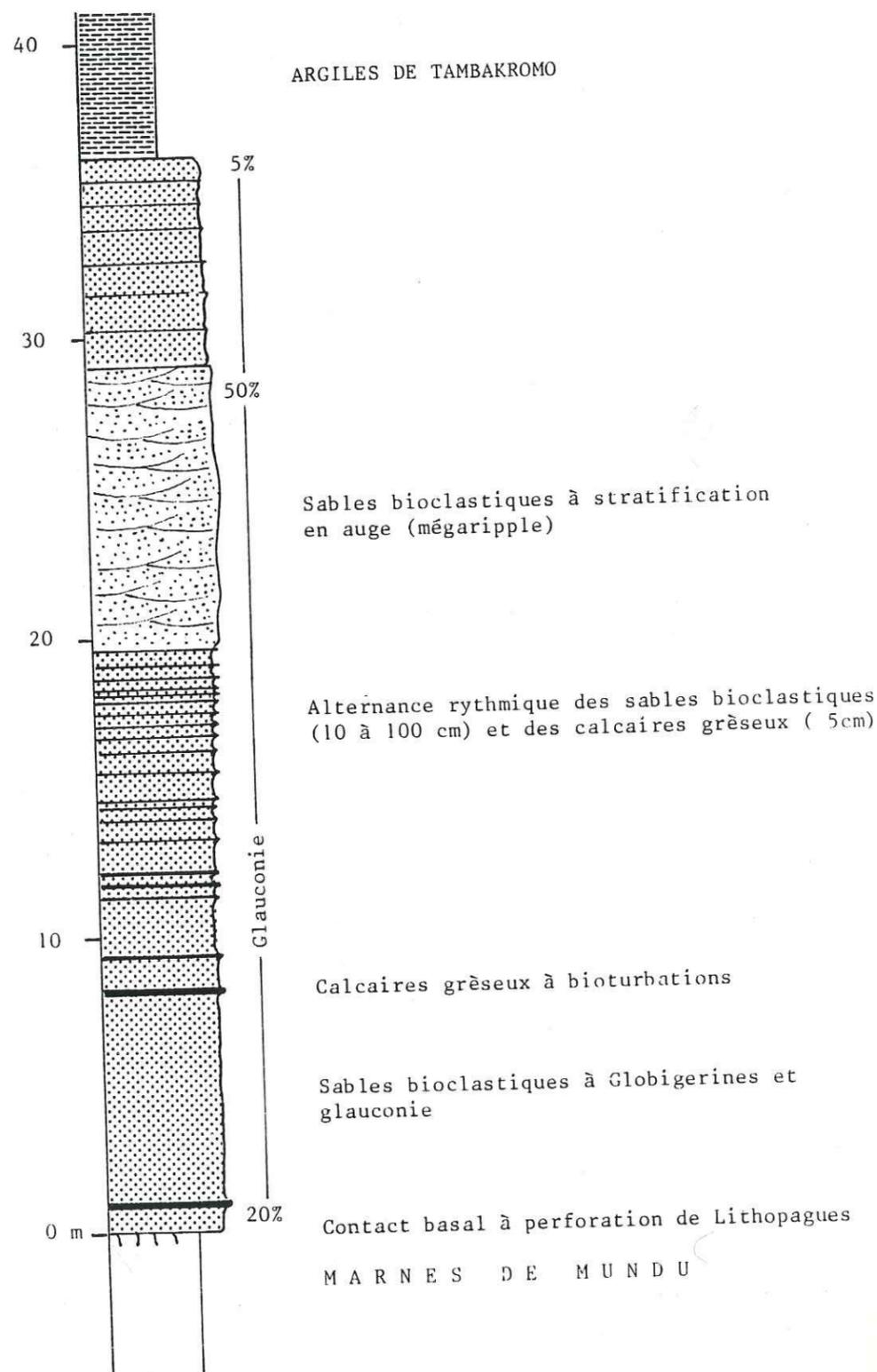


Fig.81 - Coupe de Blungun (Membre de Selorejo)

. Cette inversion peut correspondre à la limite régressive/transgressive du Plio-Pléistocène qui est plutôt placée par la plupart des auteurs au contact supérieur entre ces faciès et la formation argileuse du Tambakromo.

L'évolution verticale de ce faciès est aussi marquée par plusieurs caractères, du bas en haut:

- l'augmentation de la concentration moyenne des minéraux (glauconie et quartz);
- la diminution du rapport des Foraminifères planctoniques sur l'ensemble des Foraminifères;
- l'augmentation de la fréquence des bancs calcaires;
- l'augmentation de l'hydrodynamisme attestée par le remplacement des litages horizontaux qui dominent à la base par des litages entrecroisés plus abondants vers le sommet.

Ces caractères permettent d'interpréter cette succession de faciès comme une séquence majeure régressive.

V.2.6 - Evolution latérale

Les caractères généraux des microfaciès présentés ci-dessus correspondent typiquement à la partie sud, aux environs des départements Blora Cepu et Bojoregoro où se trouve la localité type.

Sur l'axe E-W (Cepu, Bojonegoro et Surabaya) l'épaisseur du Membre de Selorejo varie de 10 à 30 m seulement, mais vers le NE, aux environs du département de Blora, elle peut atteindre 50m (Fig. 80).

Dans la partie NW, ce membre varie beaucoup et rapidement, soit en épaisseur, soit de faciès (fig.82): sur la coupe de Larangan, il est essentiellement formé par des calcaires sableux de même type de microfaciès, et présente l'épaisseur la plus importante (150m). A l'Est de Larangan, ces calcaires s'interdigitent sur une distance de 7 à 30 km avec des marnes de Mundu. On observe donc, depuis la région de Kedunglo vers la région de Kletek, 3 à 5 niveaux calcaires, dont l'épaisseur varie remarquablement soit latéralement, soit verticalement de 0 à une trentaine de mètres.

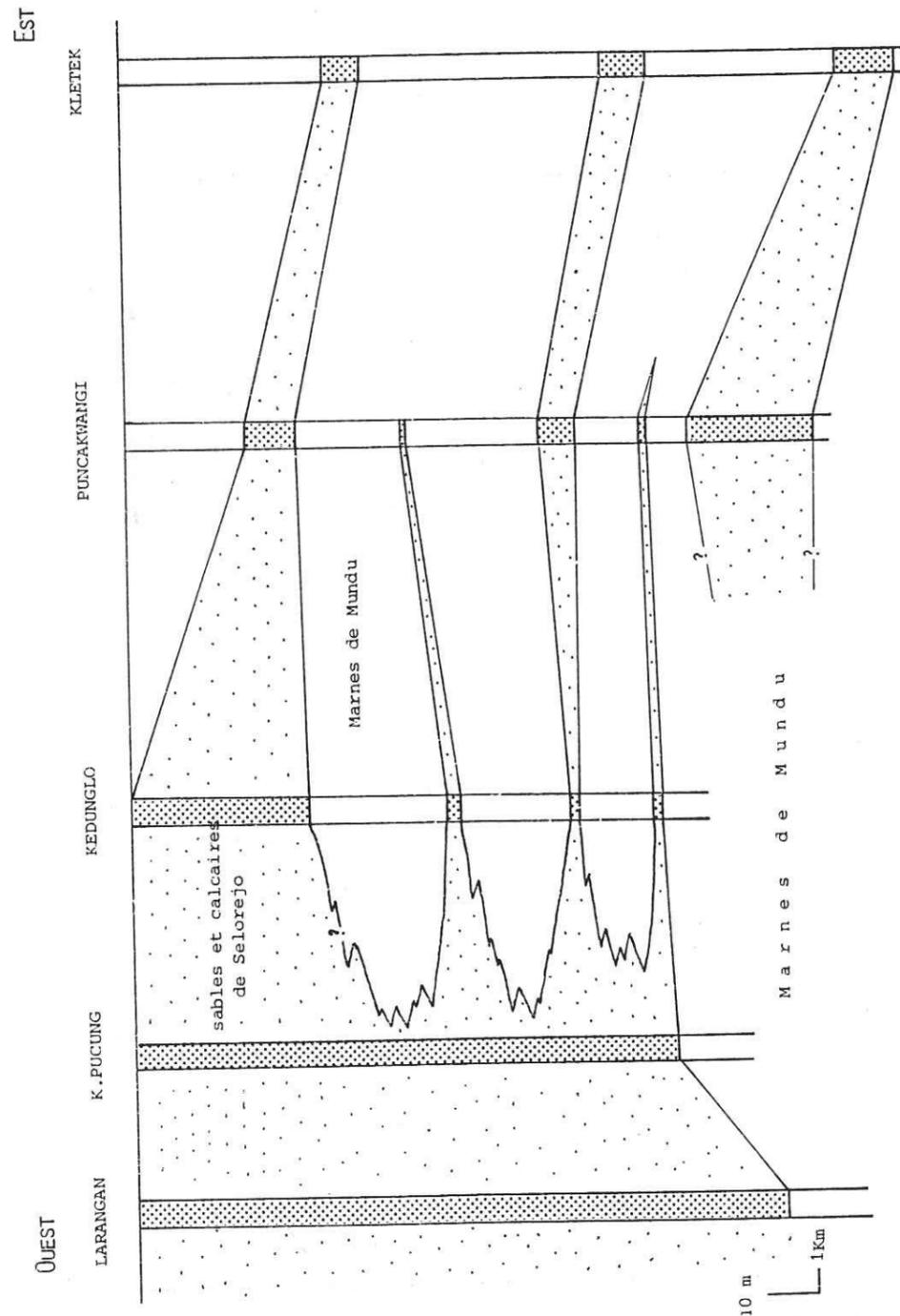


Fig. 82 - Coupe schématique d'évolution des faciès calcaireo-sableux de Selorejo dans la partie NW de la zone de Rembang

Cette variation de faciès et la grande variation de la distribution verticale et latérale des corps calcaires conduisent à constater que:

- dans une partie de ces régions, la sédimentation marneuse de Mundu s'est poursuivie jusqu'à la phase terminale de Selorejo; ce domaine de dépôt aurait été probablement plus profond que celui de la partie sud;

- l'organisation interne de cette série calcaireuse traduit probablement la progradation de l'appareil biodétritique dont on observe une zone d'accumulation biodétritique principale (région Larangan et Kali Pucung) avec des lobes aplatis, séparés par des marnes de Mundu;

- la série calcaireuse de Selorejo dans cette région pourrait aussi correspondre au remplissage d'une dépression pré-structurée (dépression Pati) au toit de marnes à Globigérines de Mundu.

Cette interprétation reste cependant hypothétique dans la mesure où les possibilités d'observations (macroscopique et microscopique) des affleurements sont très limitées; surtout dans la partie centrale de l'anticlinorium de Rembang où les dépôts Plio-Pléistocène ont été érodés (entre les régions de Pati et Blora, fig. 80).

V.3 - CONCLUSION

La Formation de Mundu est essentiellement constituée de sédiments marneux déposés dans des milieux calmes et relativement profonds et accumulés sur une épaisseur très variable (70 km au Sud à plus de 400 m vers le NW de la zone de Rembang).

Correspondant dans sa partie basale à une phase transgressive, ces marnes ont été interrompues à leur sommet, pendant le Pliocène supérieur (N 21), par des dépôts calcaireo-sableux à petits Foraminifères (principalement Globigérines, Orbulina et Globorotalia) et glauconie, individualisés et groupés en un nombre dit de Selorejo.

Les caractères sédimentologiques et les associations pétrographiques du Membre de Selorejo semblent identiques à ceux de la Formation de Ledok. Mais dans le détail, on est frappé ici par l'importance des petits Foraminifères comme éléments constitutifs de la roche (50 à 80% de la totalité), parmi lesquels les Foraminifères planctoniques prédominent. Le degré de l'autochtonie ou bien de l'allochtonie de ces Foraminifères planctoniques est difficile à reconnaître, car ils

présentent en général un bon état de conservation, surtout quand ils sont accumulés dans un banc épais et massif. Cependant, la présence de quelques espèces remaniées, comme nous l'avons indiqué précédemment et la présence des structures entrecroisées en auge et plane à grande échelle nous a encouragé à envisager d'une part que ces matériaux ont subi un transport par des courants, et d'autre part qu'une grande partie des ces Foraminifères planctoniques proviennent probablement du remaniement des marnes de Mundu, aussi bien pour les niveaux marneux inférieurs (N 19- N 20) que les niveaux supérieurs (N 21).

Si cette hypothèse est vraie, cette importante sédimentation bioclastique aurait dû être provoquée d'abord par une ablation (ou érosion) synsédimentaire (favorisée par un soulèvement assez important), puis par un lavage actif des matériaux fins par des courants de moyenne à haute énergie, mais de basse efficacité de transport.

En résumé, la reconstitution paléogéographique des dépôts de Selorejo reste cependant hypothétique en raison des nombreuses lacunes d'observations et met l'accord sur la nécessité d'une collaboration interdisciplinaire. En particulier, entre la sédimentologie qui fournit le fil directeur pour la compréhension, la distribution et l'interprétation de dépôt, et la paléontologie qui fournit la datation de tous les niveaux étudiés.

Aussi nommée "Formation de Madura" par BROUWER (1957) qui désigne ainsi un ensemble de calcaires récifaux couvrant le département de Tuban et l'île de Madura, cette formation est encore connue sous le nom de "Karren Limestone" (TROOSTER, 1937).

Elle constitue une série relativement constante, comprenant surtout des calcaires de haut-fond; elle est limitée à sa base par une discordance angulaire et repose sur les assises de l'Oligo-Miocène (Formation de Kujung) ou du Miocène inférieur (Formation de Tuban).

VI.1 AGE

En raison de la rareté des Foraminifères déterminables et susceptibles de fixer l'appartenance à une zone paléontologique, la datation de cette formation reste imprécise. A partir de la coupe stratotype (Gn Sanggar, Paciran) PRINGGOPRAWIRO (1983) attribue la Formation de Paciran qui repose sur les calcaires du Miocène inférieur de la Formation de Prupuh, au Pliocène-Pléistocène.

Sur le flanc sud de Mahindu, à l'Ouest de Rengel, LEMIGAS & BEICIP (1969) ont constaté que ces calcaires s'interdigitent avec la Formation de Mundu, d'âge Pliocène, et plus au Nord, avec la Formation de Wcnocolo d'âge Miocène moyen à Miocène supérieur. Ce dernier auteur attribue aussi le "Karren Limestone", depuis la Tg jusqu'à l'Actuel pour l'affleurement situé sur le flanc sud de l'anticlinal de Dermawu.

Plus au Nord, VISHER (1952) qui distingue deux niveaux de calcaires de Karren dont l'un est en discordance sur l'autre, attribue au Tf le niveau inférieur et au Tg jusqu'à l'Actuel le niveau supérieur.

AMINUDDIN & YOHANNES (1981) sur la coupe de Gn. Malang (1km au Nord de Panceng) datent les calcaires de Karren (qui repose sur la Formation de Tawun) du Tf3 ou N 13 - N 15 de la zonation de BLOW (1969).

Enfin dans l'île de Madura, LEMIGAS & BEICIP (1969) subdivisent cette formation en deux ensembles; un ensemble supérieur d'âge Pléistocène à l'Actuel situé en discordance sur l'ensemble inférieur d'âge Miocène moyen.

La plupart de ces travaux montre que la Formation de Paciran, progradante vers le Nord, a érodé et surmonté successivement des formations de plus en plus anciennes (du Miocène inférieur au Miocène supérieur) et s'interdigite avec la Formation de Mundu et la Formation de Lidah. Ce développement indique un soulèvement et une érosion de plus en plus importante en allant du Sud vers le Nord du plateau de Tuban.

En résumé, la datation précise de la base de cette formation demandera de nouvelles études paléontologiques indispensables pour une reconstitution paléogéographique de cette région.

VI.2 - CARACTERES SEDIMENTOLOGIQUES

Totalement calcaire, cette formation correspond essentiellement aux faciès bioconstruits, dans lesquels les éléments figurés carbonatés appartiennent principalement à trois catégories:

- des organismes constructeurs pour la plupart des Algues rouges encroûtantes (*Lithothamnium*) plus ou moins concentriques. Les Coraux viennent seulement en deuxième position;
- des Mollusques, surtout Pélécypodes et Gastéropodes, souvent de grande taille, en position de vie, mais se présentant généralement sous forme des moules internes;
- des Grands Foraminifères (*Cycloclypeus*, *Amphistegina*, *Operculina*, *Gypsina* et probablement *Lepidocyclina*), généralement sous forme d'individus isolés et dispersés en très faible quantité, et jamais en colonies.

Les Echinodermes sont rares, de même que les petits Foraminifères benthiques et les Ostracodes. Les faunes de petite taille sont généralement difficiles à reconnaître à cause des phénomènes diagénétiques.

Ces calcaires sont généralement massifs, habituellement dépourvus de litage, blancs à blanc-jaunâtre, localement blanc rougeâtre.

VI.3 - POROSITE ET DIAGENESE

Bien que l'ensemble de ces calcaires soit essentiellement constitué par des faciès récifaux relativement monotones, ils peuvent présenter deux faciès pétrophysiques nettement différents l'un de l'autre, même à l'oeil nu:

- le premier, le plus important, est représenté par des calcaires compacts, denses et surtout recristallisés, de faible porosité (inférieure à 10%), généralement de type intercrystallin, rarement de type intraparticulaire;

- le deuxième, forme une masse de diamètre décimétrique, de hauteur métrique à décimétrique, représentée par des calcaires crayeux blancs, moins compacts, parfois assez friables et présentant une importante porosité (souvent supérieure à 20%) vacuolaire, de moulage et de type craie ("chalky") ou intermatricielle.

Sur le terrain, la corrélation stratigraphique ou séquentielle entre ces deux faciès est difficile, car ils ne se rencontrent pas ensemble sur un même coupe. De plus, la grande distance entre les coupes et l'incertitude concernant le pendage ne nous permettent pas de savoir si ces deux faciès sont au même niveau ou à des niveaux différents.

Malgré toutes ces difficultés, on peut évidemment penser que ces deux types de calcaires ont subi des conditions différentes lors de leur évolution diagénétique, l'une favorable à l'amélioration tardive de la porosité et l'autre favorable à son amoindrissement.

VI.3.1 - Evolution diagénétique des calcaires denses et compacts

Pendant la phase de transformation diagénétique précoce, les actions modifiant la porosité de ces calcaires sont difficiles à identifier, sauf par quelques phénomènes liés à l'action des eaux agressives et qui entraînent:

- la dissolution des tests d'organismes (porosité de moulage);
- le remplissage des vides par des micrites boueuses;
- la cimentation partielle ou globale par de la calcite.

La détérioration de la porosité de ces calcaires semble être maximale pendant la phase diagénétique tardive pendant laquelle les actions des eaux continentales, qui deviennent de plus en plus actives, produisent la croissance de ciment mosaïque-drusique. La porosité est dominée par le type microcristallin ou intercristallin selon QHOQUETTE & PRAY (1970), due à la recristallisation.

Enfin, la séquence diagénétique s'achève par une détérioration (poronécrose) du réseau poreux due en particulier à l'action des eaux agressives après la sédimentation et jusqu'à la mise (ou la remise) en surface de ces roches.

VI.3.2 - Evolution diagénétique des calcaires crayeux

Ces calcaires blancs, faiblement cimentés et présentant l'aspect macroscopique de "craie" ou "chalky", ont toujours une porosité élevées (supérieure à 20 %).

On note la dissolution de tous les organismes constituants, mais la forme originelle de quelques faunes de grande taille (Pélicypodes, Gastropodes et, parfois, Grands Foraminifères) peut cependant être encore identifiée, grâce à une bonne conservation de leurs moulages.

La dissolution qui conduit à la disparition des tests d'aragonite (Pélicypodes et Gastropodes) se produit probablement pendant la phase diagénétique précoce sous l'action de l'eau douce, dans la zone phréatique (LONGMAN, 1980).

Lorsque la cimentation qui remplit les réseaux poreux des coquilles est faible (la porosité des moulages des coquilles reste souvent vide) nous pensons que ce dépôt n'a pas séjourné longtemps dans la zone phréatique, à cause d'un soulèvement progressif, et est passé assez vite vers une zone vadose.

Dans cette zone vadose, la circulation temporaire d'eau douce agressive attaque le reste des organismes formés de calcite magnésienne (dissolution des tests de grands Foraminifères et des Lithothamnium, etc.).

Après la mise à l'affleurement de ce dépôt, les phénomènes diagénétiques qu'il subit sont ensuite liés principalement à l'altération aérienne tardive qui se traduit par:

- la formation d'une porosité karstique, avec cavernes et mégapores, due à l'action des eaux agressives facilitée par le réseau de diaclases;

- le développement local d'une porosité crayeuse affectant toute la masse des calcaires, aussi bien au niveau des éléments figurés que du ciment et de la matrice. Les mécanismes de la formation de cette porosité matricielle dans un dépôt récifal sont encore mal connus, mais il s'agit probablement d'une action du climat tropical humide (donc physico-chimique). La porosité, qui se développe entre des cristaux très fins (matrice) ou entre des particules organiques très fines, est donc très fine et pratiquement sans ciment.

Lorsque la dissolution continue, des particules fines carbonatées vont partiellement être dissoutes et la porosité matricielle s'élargit et se développe partiellement comme une porosité intergranulaire.

Dans ces calcaires, une dolomitisation locale existe aussi, mais il est difficile de savoir si elle s'effectue précocement ou tardivement. Cette dolomitisation est souvent marquée macroscopiquement par une couleur rougeâtre. L'analyse calci-dolométrique montre une proportion de 5 à 40% de dolomie.

Dans ces calcaires crayeux, la texture originelle ne peut plus être reconnue.

VI.4 - EVOLUTION VERTICALE ET LATERALE

La séquence verticale de ces calcaires montre une persistance du faciès récifal, ce qui traduit la stabilité de ce haut-fond.

L'épaisseur actuelle de la série ne correspond pas à sa puissance originelle (l'érosion actuelle a réduit la série et les coupes sont toutes incomplètes), mais elle peut varier, selon les affleurements de quelques dizaines de mètres à 150 m.

Latéralement, cette formation récifale se transforme à l'échelle du bassin en un faciès marneux (Formation de Mundu) ou en un faciès argileux (Formation de Lidah).

VI.5 - CONCLUSION

La Formation de Paciran (ou "Karren Limestone") est formée par des calcaires massifs dépourvus de litage, à faciès récifal, constitués essentiellement par des Lithothamnium, des Pélicypodes, des Gastropodes, et aussi par des Coraux et de Grands Foraminifères.

L'imprécision de la datation de sa limite inférieure met l'accent sur la nécessité d'une étude paléontologique poussée, avec une collaboration intersciplinaire.

L'évolution verticale de cette formation montre la permanence d'un haut-fond stable dans la région de Tuban et de Madura, au minimum depuis le Pliocène jusqu'à l'Actuel.

Dans le cadre sédimento-diagénétique, la qualité pétrophysique de ces calcaires est contrôlée, tout particulièrement par une phase diagénétique tardive:

- la détérioration de la porosité est liée à la fois au remplissage irrégulier, mais progressif des réseaux poreux par une précipitation-cimentation de calcite due à des circulations actives des eaux douces et à la recristallisation;

- l'amélioration de leurs qualités pétrophysiques est progressivement liée à la formation d'un mégaréseau de porosité karstique et à la formation d'une porosité crayeuse, sous l'action d'un climat tropical humide, accompagnées par une dolomitisation locale. Cette amélioration est donc contrôlée par une phase d'altération aérienne tardive.

LA ZONE DE KENDENG

I.2 - REPARTITION ET EPAISSEUR DES MARNES DE PELANG

L'extension régionale de cette formation le long de l'axe est-ouest de la zone de Kendeng est encore inconnue, car les marnes de Pelang ne s'observent qu'aux environs du village de Pelang où elles se suivent latéralement sur une surface maximale de 10 km².

Malgré cette observation très limitée, et la présence d'une faille qui sépare cette assise pélagique avec la formation de Kerek sus-jacente, on ne peut pas encore préciser son épaisseur réelle. Néanmoins, on peut penser qu'elle a une puissance supérieure à 125 m (coupe localité type).

I.3 - AGE

La partie basale de cette formation a livré de nombreux foraminifères planctoniques d'âge oligocène supérieur - miocène inférieur: *Globorotalia opima*, *Globorotalia binaensis*, *Globorotalia primordius* et *Globorotalia bisphaericus* (LEMIGAS/BEICIP, 1974).

Cependant PRINGGO PRAWIRO (1983) a daté ce niveau basal plutôt du Miocène inférieur (zonation N4 de BLOW, 1969), en se basant sur la présence de *Globigerina tripartita tapuriensis*, *Globigerina ampliapertura*, *Globigerinita pera*; *Globigerinita pera*; *Globigerinita unicava*; *Globigerinoides primordius*; *Globorotalia cf. Kugleri* et *Globorotalia siakensis*.

Ces deux auteurs sont d'accord de placer la partie sommitale à la zonation N8 et N9, en raison de la présence de *Globigerinoides sicanus*, *Globigerinoides subquadratus*; *Preorbulina transitorius*; *Po Glomerosa*; *Globorotalia peripheroronda* et *Globigerinoides siakensis*.

Bien que ces auteurs aient placé cette formation au niveau N4 - N9, plusieurs datations plus précises sont encore nécessaires, car une observation récente faite par NUR HASJIM (discussion orale) montre la présence d'une espèce plus récente que cette datation (*Globorotalia menardi* dont la première apparition est au N 15).

I.4 - MILIEU DE DEPOT

Le rapport très élevé des foraminifères planctoniques sur l'ensemble des foraminifères (> 80%) et la présence de petits foraminifères benthiques comme *Cibicides wuellerstorfi*; *Gyroidina soldanii* et *Uvigerina hispido costata*, indiquent que la formation de Pelang s'est déposée dans un milieu marin ouvert entre 1000 et 2000 m de profondeur (PRINGGO PRAWIRO, 1983).

Pour notre part, cette assise marneuse est probablement déposée dans une zone de profondeur inférieure à 1000 m, en raison de la présence de passées de calcaires bioclastiques à stratifications obliques et à débris de mollusques, grands foraminifères et échinodermes.

I.5 - CONCLUSION ET DISCUSSION

La formation de Pelang qui affleure uniquement aux environs du village de Pelang est constituée par des bancs décimétriques de marnes; grès noirâtres et d'argiles, grès verdâtre, riches en foraminifères planctoniques.

Elle est caractérisée par la présence des faisceaux bioclastiques d'épaisseur de quelques centimètres à 25 cm à litage interne, assez bien marqué.

Daté par les auteurs précédents de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur pour le niveau observable dans la localité type; elle a une épaisseur très faible (125 m) par rapport aux dépôts voisins du même âge (l'épaisseur minimum des dépôts de l'Oligocène supérieur - Miocène inférieur, observée dans le forage de Purwodadi, ± 14km au Nord de Pelang est supérieure à 350 m), ce qui traduit un amincissement important du Nord vers le Sud.

II - LA FORMATION DE KEREK

La nomenclature de Kerek a été connue primitivement comme un ensemble nommé "Bed" par les travaux de VAN BEMMELEN en 1949 sur la zone montagneuse du Kendeng entre Semarang et Gundi. A la suite des remarquables travaux de LEMIGAS & BEICIP (1969) dans toutes les parties de la zone du Kendeng, de GENEVRAYE & SAMUELS (1972), ces auteurs ont défini cet ensemble comme étant "La Formation de Kerek" dont le stratotype se trouve tout au long de la rivière de Bengawan Solo à 8 km au Nord de Ngawi. Dans leur ouvrage, ils ont subdivisé cette formation de bas en haut: le membre de Banyuurip, le membre de Sentul et le calcaire de Kerek.

- Le membre de Banyuurip correspond à une alternance de marnes et argiles et de grès tuffacés et calcareux, qui se regroupent en un ensemble de 277 m d'épaisseur. Un banc de calcarénites de 5 m est considéré comme la limite avec le membre de Sentul.
- Le membre de Sentul présente des alternances entre les argiles, les dépôts pyroclastiques et les tufs constituant un ensemble de 500 m d'épaisseur.
- Le calcaire de Kerek correspond à l'ensemble supérieur de 150m d'épaisseur, formé de calcaires bioclastiques.

Il semble bien que cette subdivision soit basée seulement sur l'observation macroscopique sur le terrain, sans aucune indication d'analyse descriptive (soit sur le plan de la pétrographie, soit sur l'analyse séquentielle). Pour cette raison, cette formation sera traitée simplement comme un ensemble lithologique.

Les travaux classiques de LEMIGAS & BEICIP (1969) et de PRINGGO PRAWIRO (1983) ont montré une vue générale des conditions de sédimentation miocène dans un vaste bassin. Du point de vue sédimentologique, ils ont constaté que les apports détritiques de cette formation sont d'origine sud, provenant de la chaîne volcanique du Tertiaire. Cependant, cette hypothèse a été tirée simplement en considérant les quantités de matériaux volcaniques qui décroissent vers le Nord, sans aucune étude statistique et, de plus, les volcans tertiaires sont situés vers le Sud.

En somme, en ce qui concerne cette formation, celle-ci est connue seulement dans ses grandes lignes. Cette connaissance porte essentiellement sur la stratigraphie et sur la relation spatiale existant entre les divers corps sédimentaires, mais reste très limitée en ce qui concerne

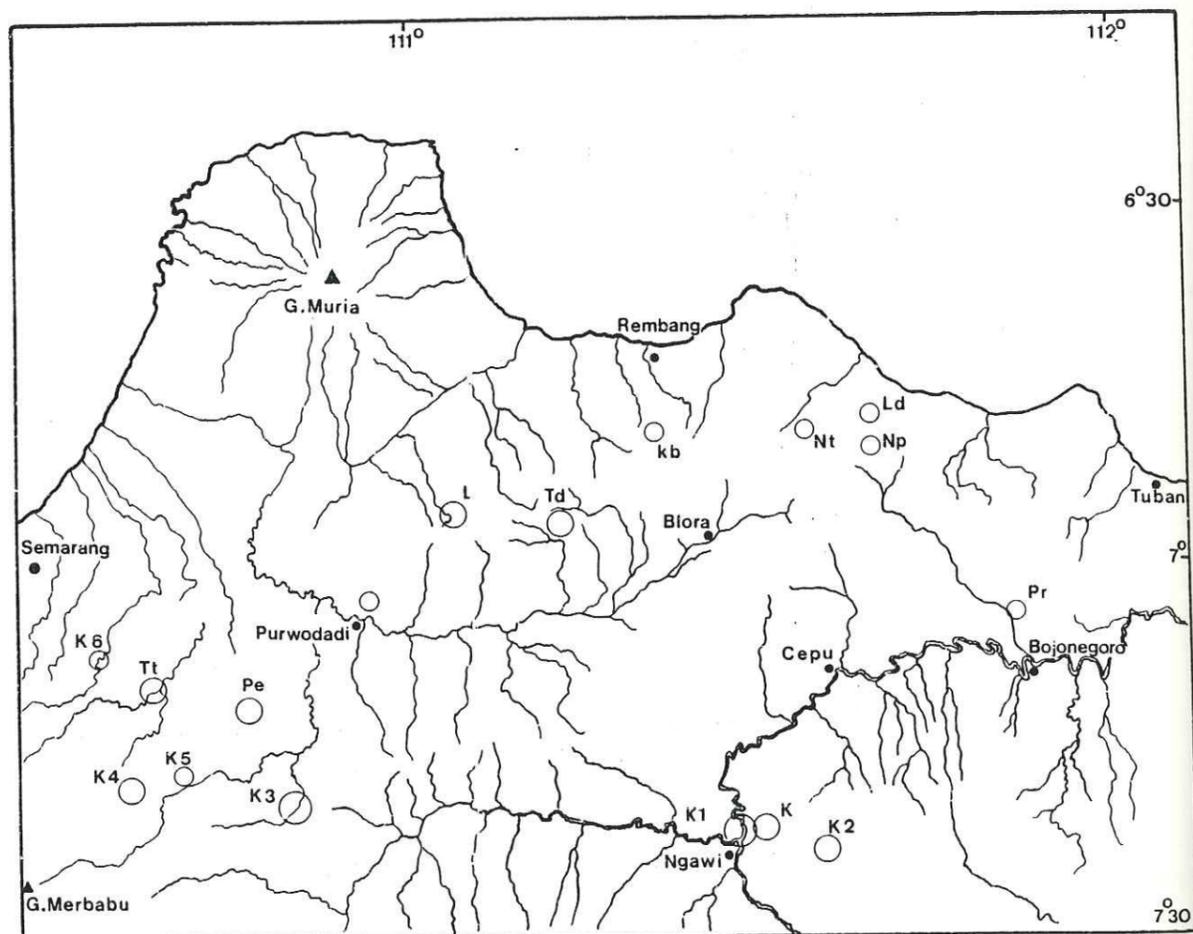


Fig.83 - Situation des principales coupes verticales de la Formation de Kerek (K 1 - K 6) et quelques coupes de la Formation de Tawun.

K 1 : coupe de Bengawan Solo
 K 2 : coupe de Cukli-Ngepung
 K 3 : coupe de Kedung geter
 K 4 : coupe de Wonosegoro
 K 5 : coupe de Borangan
 Pe : coupe de Pelang

L : coupe de Larangan
 Td : coupe de Candi
 Kb : coupe de Kali Besek
 Nt : coupe de Ngegot
 Np : coupe de Ngepon
 Pr : coupe de Prantakan

le problème de la nature sédimentologique proprement dite, des différents apports détritiques, et du mécanisme général de la sédimentation. Ces chapitres prétendent résoudre ce problème en apportant quelques précisions sur base d'observations nouvelles et d'éléments de réflexion.

En raison de ces divers caractères sédimentologiques qui seraient en relation avec le jeu de paléofailles, cette formation sera traitée dans le détail grâce à des coupes représentatives. Dans la partie Ouest ou à proximité du décrochement sénestre N 70° (CHOTIN et all., 1980) nous exposerons la coupe de Borangan, Wononegoro et Telepat (fig. 83, coupes K6, K4, K5). Tandis que vers l'Est, cette formation sera successivement représentée par la coupe de Kedung Geter, la coupe de Bengawan Solo, la coupe de Banyuurip et la coupe de Ngepung (fig.83, coupes K3, K1, K2).

II.1- LA COUPE DE BENGAWAN SOLO (K 1)

Du point de vue géographique, cette coupe se trouve le long de la rivière de Bengawan Solo, correspondant au stratotype de la formation du Kerek. Incliné vers le Sud, l'ensemble de cette formation affleure largement depuis le village de Biren jusqu'au village de Kerek.

Stratigraphiquement, cette formation est coupée à sa base, et limitée à son sommet avec la formation de Kalibeng, par des failles; elle ne représente donc pas une série complète.

II.1.1- Séquences d'épaisseur des strates

Les descriptions quantitatives des propriétés stratonomiques qui peuvent contribuer à préciser l'observation de cette série "flyschöide" seront proposées en utilisant les subdivisions des classes d'épaisseur des strates de BOUMA (LOMBARD, 1972). Et pour que le groupement dans cette série soit facilité, nous avons parfois regroupé les trois classes fines (0/2cm, 2/4cm, 4/10cm) en une seule classe de 0/10cm. Nous avons donc adopté dans l'analyse de cette coupe seulement huit classes d'épaisseur des strates.

a=0/10cm; b=10/20cm; c=20/40cm; d=40/100cm; e=100/200cm; f=200/400cm; g=400/1000cm; h = 1000cm.

Le tableau suivant résume les résultats statistiques calculés à partir de la coupe détaillée de terrain:

Figure 84: Analyse séquentielle de la Formation de Kerek (coupe de B. Solo Kr 12 - Kr 34)

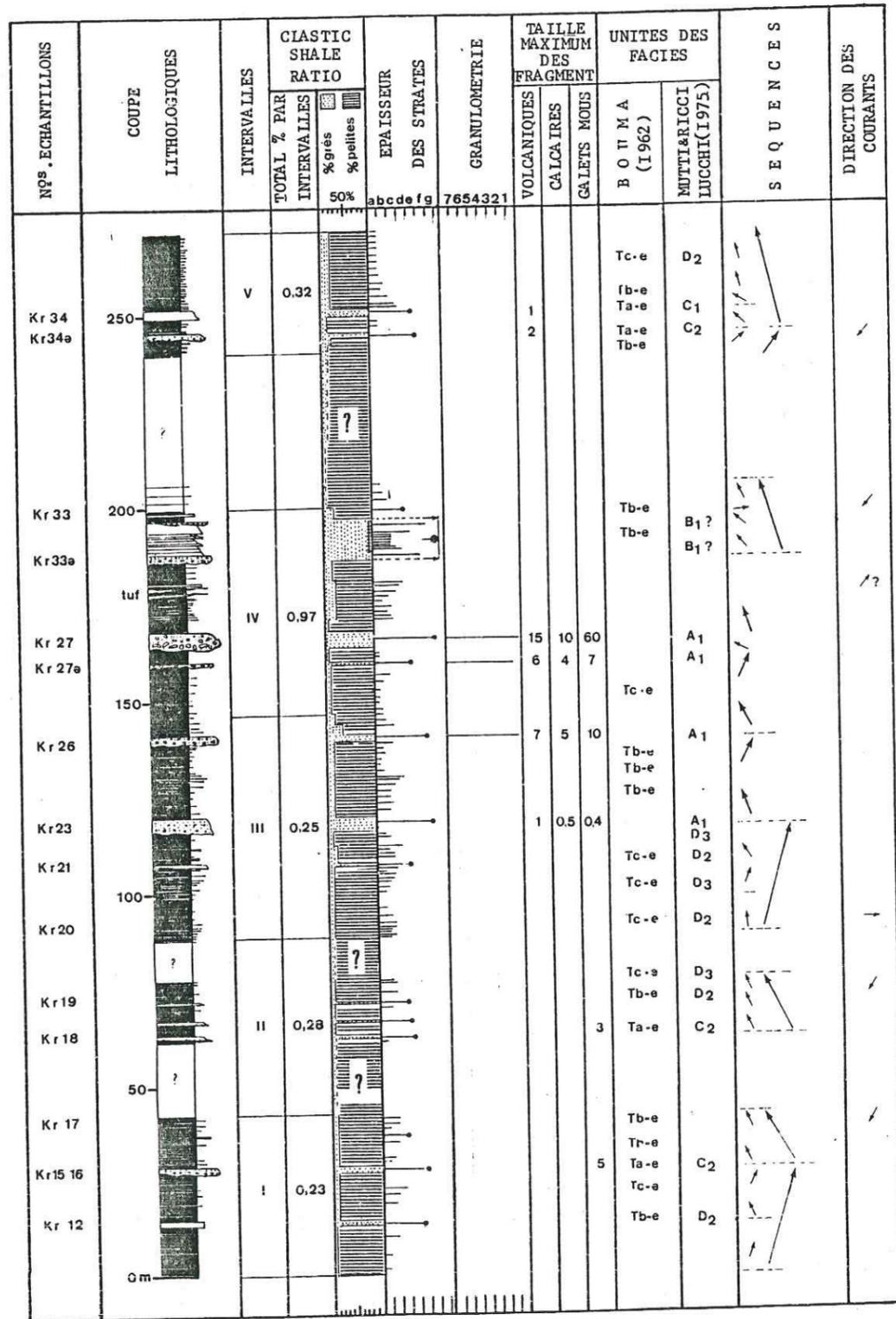


Fig.85: Analyse séquentielle de la Formation de Kerek (coupe de B. Solo, Kr 36 - Kr 70)

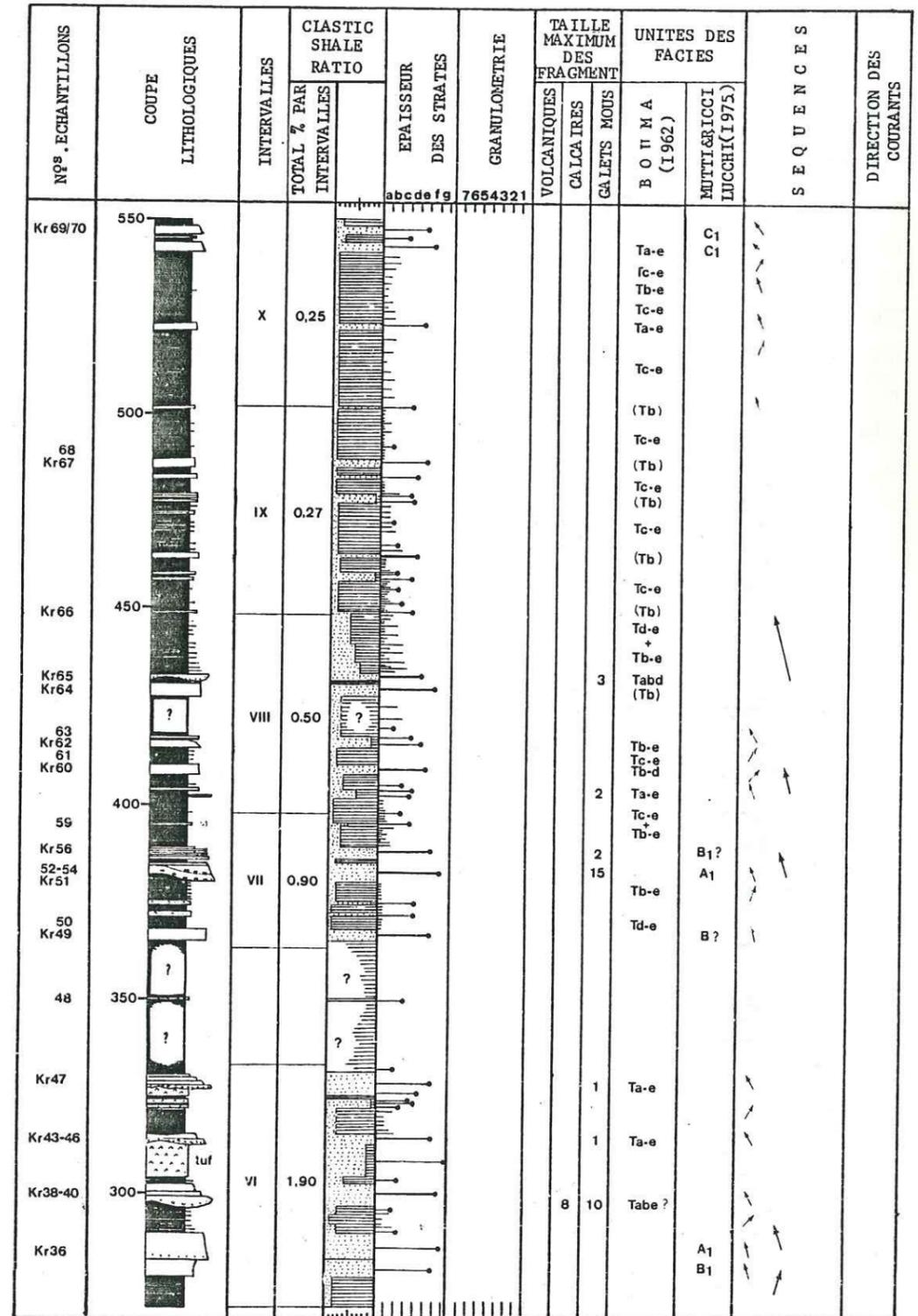
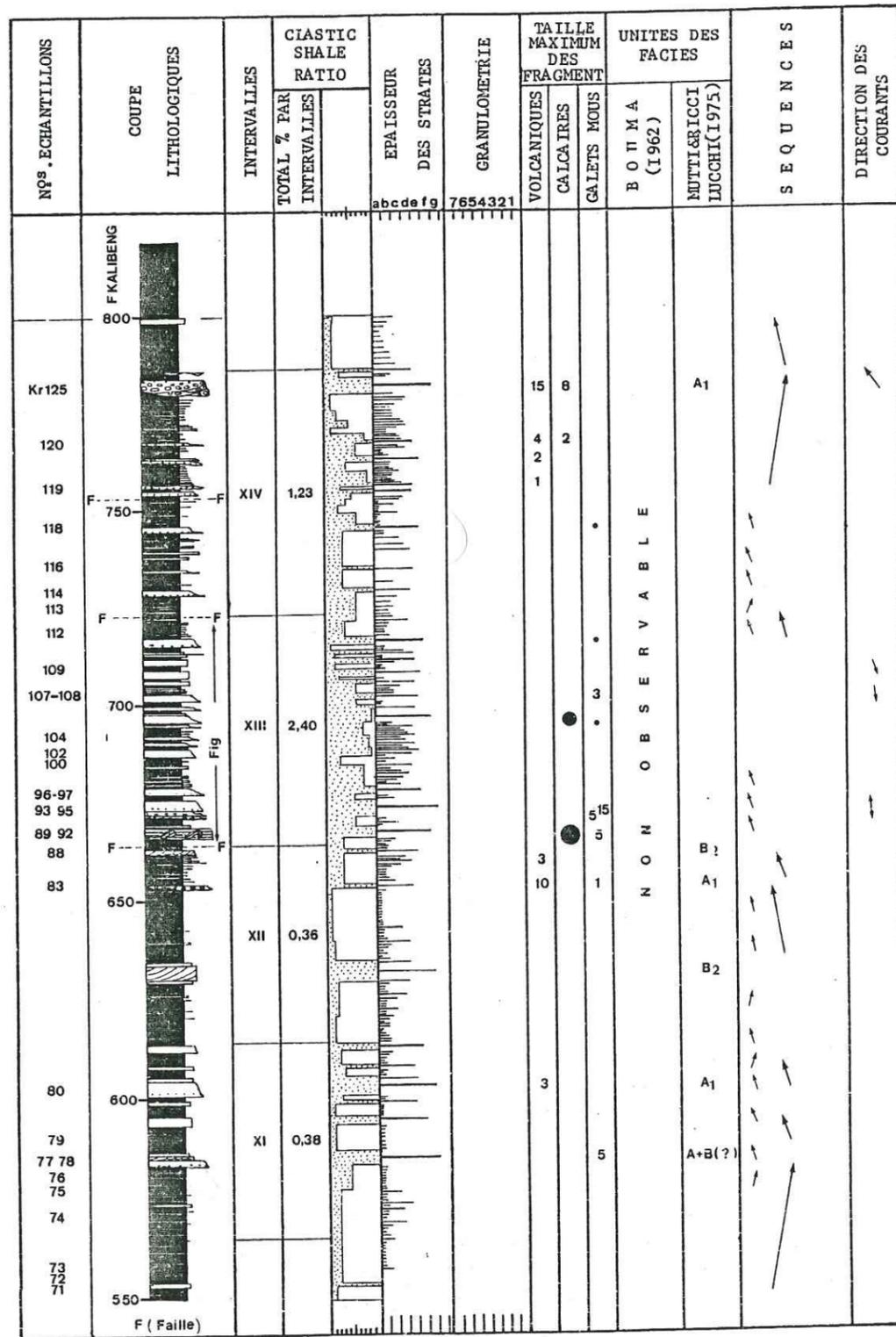


Figure 86: Analyse séquentielle de la Formation de Kerek (coupe de B. Solo Kr 71 - Kr 125)



INTERVALLES	NOMBRES DES STRATES-PAR CLASSE D'ÉPAISSEUR						ÉPAISSEUR TOTALE DES STRATES (cm)	ÉPAISSEUR TOTALE DES INTERSTRATES (cm)	RAPPORT STRATES INTERSTRATES	ÉPAISSEUR MAXIMUM DES STRATES (cm)	
	< 10 cm	10 - 20 cm	20 - 40 cm	40 - 100 cm	100 - 200 cm	200 - 400 cm					400 - 1000 cm
XIV	132	64	11	7	6	1	-	3460	2810	1.23	400
XIII	72	16	14	18	6	3	-	4056	1689	2.40	310
XII	113	8	8	5	1	-	-	1050	4020	0.26	110
XI	153	7	2	3	1	1	2	2195	3790	0.58	470
X	22	9	1	1	3	1	-	1055	4205	0.25	250
IX	53	10	7	5	2	1	-	1170	4415	0.27	200
VIII	38	5	18	3	3	1	-	1695	3400	0.50	350
VII	46	6	2	1	2	2	1	1570	1690	0.90	450
VI	30	10	3	6	7	3	3	3435	1800	1.90	700
V	57	3	5	-	2	-	-	915	2875	0.32	180
IV		42	10	3	2	1	1	2030	2100	0.97	500
III		13	15	2	-	1	-	995	3950	0.25	400
II		2	2	3	-	-	-	305	1185	0.28	95
I		7	4	2	2	-	-	519	2285	0.23	140

Fig.87 : Paramètres et indices des stratofaciès mesurés sur la coupe de Bengawan-Solo. Ces valeurs sont groupées et calculées par unité d'intervalle ± 50 m.

Les séquences d'épaisseur des bancs gréseux (ou de strates) de l'intervalle I à l'intervalle XIV montrent que:

a) Les épaisseurs des strates varient du centimètre au mètre avec maximum de 7m au niveau VI.

b) Les nombres de strates par classes d'épaisseurs dans l'ensemble de la série augmentent de façon exponentielle vers les couches fines.

c) Du bas en haut, les nombres de strates par classes d'épaisseur oscillent considérablement pour les couches fines et minces (10 à 40 cm) avec deux maxima importants aux intervalles IV et XIV, tandis que pour les couches épaisses (> 40cm) leur maxima sont situés aux intervalles VI et XIII.

d) La fréquence des strates par classes d'épaisseurs varie verticalement et les valeurs prennent des allures oscillantes. Trois modes importants de la fréquence des strates d'épaisseur supérieure à 10 cm sont situés aux intervalles IV, VI et XIII ou dans les

faciès grés-schisteux. Alors que les valeurs de fréquence inférieure à 10 cm de ces trois intervalles sont relativement moins importantes que les autres.

II.1.2- Clastic shale ratio

Le deuxième paramètre à calculer est la proportion entre l'épaisseur totale des strates (ou des fractions grossières) et l'épaisseur totale des interstrates (ou des fractions fines argileuses et marneuses). Ce rapport qui permet de distinguer le type de flysch correspondant peut être exprimé en trois groupes (LOMBARD, 1972).

- a) Plus de détritiques que de schistes (clastic shale ratio > 1) ceci correspond au flysch gréseux.
- b) Autant de détritiques que de schistes (clastic shale ratio = 1). C'est un flysch normal.
- c) Plus de schistes que de détritiques (clastic shale ratio < 1). C'est un flysch argileux ou schisto-gréseux.

Les valeurs supérieures ou égales à 1 (groupes a et b) pour lesquelles les épaisseurs totales des grès et des calcaires gréseux sont égales ou supérieures à celles des argiles marneuses sont rares. Au niveau des intervalles IV et VII on s'approche du faciès flysch normal. Dans les intervalles VI, XIII et XIV, des lesquels les grès et les calcaires gréseux prédominent, le rapport est > 1 , avec une valeur maximale atteignant 2,40. La plus grande partie de cette série est représentée par des intervalles compris entre 0,23 et 0,58.

Il est donc évident que l'ensemble de la série du Kerek dans cette région est caractéristique d'un flysch argileux, ou bien de dépôts turbiditiques généralement distaux.

La présence des niveaux à faciès gréseux (intervalles IV, VI, XIII et XIV) peut correspondre aux périodes pendant lesquelles les apports ou les alimentations détritiques sont plus importants. Ces faciès gréseux pourraient être en relation avec la mobilité du fond du bassin, en raison de la présence de microfailles synsédimentaires, ou bien à cause du déplacement latéral de l'axe du cône sous-marin.

II.1.3- Les différents types de faciès

Inspirés par la classification descriptive des faciès turbiditiques de MUTTI & RICCI LUCCHI (1975), on distingue sur la coupe de Bengawan Solo les principaux faciès suivants:

3.1) Faciès A, correspond généralement à des couches de grandes épaisseurs (1 à 7 m) et à des dépôts grossiers, presque toujours conglomératiques. Ces masses conglomératiques représentent souvent des corps gréseux à géométrie chenalisée dont les caractères principaux sont les suivants:

- les matériaux détritiques renferment des galets mous, des fragments volcaniques (andésitiques ou basaltiques) et carbonatés et des bioclastiques;
- la matrice souvent pélitique ou argilo-gréseuse, en quantité gréseuse variable, constitue le sous faciès A2; parfois gréseuse elle forme le sous faciès A1;
- lits gréseux et conglomératiques épais, délimités par des surfaces nettes et irrégulières par ravinement sur les dépôts sous-jacents;
- les structures représentées par des couches massives à la base (souvent à granoclassement) caractérisent les dépôts chenalisés vers l'aval du cône interne (WALKER, 1978).

Les figures 84, 85, 86, montrent les passages de faciès A (niveaux Kr23, Kr26, Kr27, Kr38-40, Kr52-54, Kr83, Kr93 et Kr125) en faible fréquence dans l'ensemble de la série.

L'épaisseur totale de ce faciès représente seulement 10% de tous les bancs détritiques, ou environ 3,5 % de l'épaisseur totale de la série.

3.2) Les faciès B

Le faciès B1 qui est souvent caractérisé par la présence de structures en soucoupe ("dish structures") ou cheminées d'échappement d'eau ne sont pas observables dans cette région, sauf dans les couches massives (25 à 150 m, de grès moyens, à stratifications planes et horizontales, sans figures de base de bancs qui correspondent à la portion basale du faciès B1.

Au niveau de Kr81, on distingue un faciès qui ressemble au type de B2 caractérisé par des laminations obliques à grande échelle.

3.3) Le faciès C

Il est représenté par les dépôts de turbidites classiques souvent décrits dans la littérature et caractérisés par les séquences complètes de Bouma (T a,b,c,d,e). Il s'agit probablement de passages chenalisés dans la zone supérieure de l'éventail (F. COUMES, 1976). Les couches gréseuses, dont les épaisseurs varient de 50 à 175 cm présentent une

extension assez importante à l'échelle de l'affleurement. Leur épaisseur est plus importante dans leur partie basale (T ab) que dans la partie somitale (T cd).

De plus cette partie basale est caractérisée par une granulométrie moyenne à grossière et par la présence assez fréquente de galets mous. A l'échelle de l'affleurement les stratifications sont marquées par une surface très souvent ondulée, ravinante sur le faciès pélitique sous-jacent, et par une surface plane horizontale au sommet. Dans le cas où ce faciès est complet (Fig. 88), il est caractérisé de bas en haut par la série suivante:

- un intervalle de "coarse-tail-grading" dans le sens de MIDDLETON HAMPTON (1973), décrit comme intervalle (a), sans laminae bien définis, épais et grossier;
- un intervalle à laminae parallèles (T b) épais de granulométrie moyenne avec la présence de galets mous;
- un intervalle à ripple marks fréquents et convolutes (T c);
- un intervalle à laminae horizontales très minces et fines;
- un intervalle pélitique généralement plus épais que l'ensemble T a-d, et sans structures internes (T e).

Dans l'ensemble des intervalles gréseux (Ta à Td) la taille moyenne décroît progressivement de bas en haut.

Assez fréquemment le dans cette coupe, le faciès C est caractérisé par une alternance bien marquée de lits gréseux et de lits pélitiques, et par une épaisseur de l'intervalle Te, plus importante que celles des intervalle T a-d, bien que dans l'ensemble l'épaisseur T a-d soit assez importante (Fig.). Il s'agit donc de sous faciès de type C2 (BOIRIE & SOUQUET, 1979; MUTTI, 1979).

3.4) Le faciès D

Il s'agit d'un faciès pélitico-gréseux représentant des séquences de Bouma incomplètes. Il est caractérisé par une grande extension latérale et un parallélisme des surfaces de stratification. Les lits gréseux à granulométrie principalement fine comportent toujours des structures de dépôts créées par le mécanisme de traction-suspension (laminations horizontales, obliques à petite échelle, parfois convolutées).

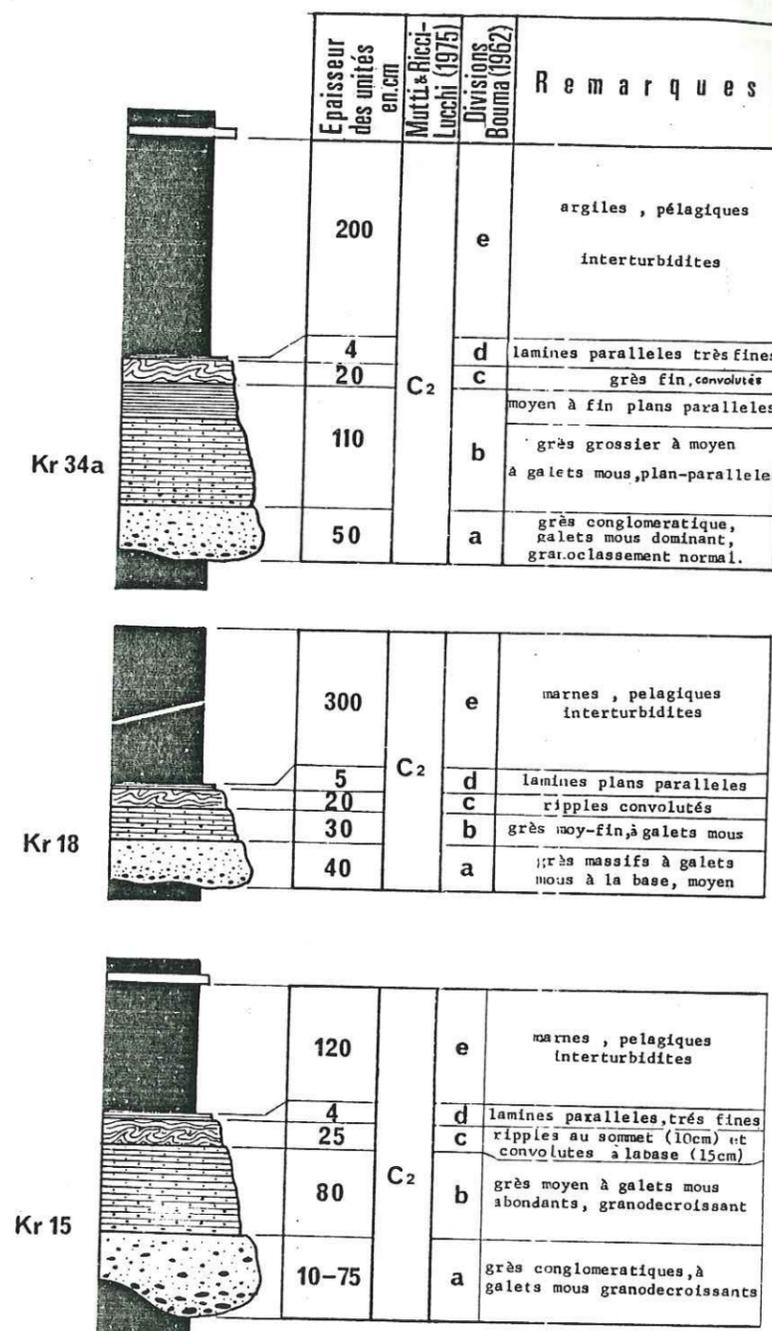


Fig.88 - Séquences de BOUMA complètes (coupe de B.Solo) montrant une épaisseur du terme Te plus importante par rapport à celle de l'ensemble Ta - d.

Toutes les couches de ce faciès sont organisées suivant les séquences de Bouma, tronquées à la base T b-e, T c-e ou T d-e. Trois faciès à l'intérieur du faciès D sont aussi distingués, principalement en fonction de la proportion entre épaisseur de l'intervalle pélitique (T e) et de l'épaisseur de l'intervalle gréseux (T b-d). Le sous-faciès D3, intéressant d'épaisses couches (> 200 cm) de boues et concernant uniquement la turbidite Te, et le sous faciès D2 (Tb-d, Te) représentent la plupart de la série turbidite du Bengawan Solo.

Par contre, le sous faciès D1, défini comme un faciès où l'épaisseur des lits gréseux l'emporte sur celle des lits pélitiques, est peu important et surtout représenté dans la partie sommitale de la série (niveau XIII à XIV).

Ce faciès représente la plupart des couches gréseuses de la série du Kerek.

3.5) Les autres faciès (quelques remarques)

Il faut bien noter aussi que dans certains intervalles de la série de Bengawan Solo, on distingue parfois la présence de quelques blocs décimétriques ou "bolder" (intervalle Kr 120, fig.90) ou de quelques mètres (intervalle Kr 90, Fig.89)

Considérés comme des olistolites, ces blocs se sont déposés au sein des faciès gréso-conglomératiques à matrice pélitique avec de nombreux galets mous de taille inférieure à 15 cm. Là où les structures obliques de grande à moyenne échelle sont organisées en plusieurs groupes et délimitées par des couches de calcarénites minces et planes, les couches gréseuses à galets mous montrent alors une véritable structure en "festons" comparable à celle que l'on observe dans certains dépôts fluviatiles.

Des dépôts avec ces caractères fluviatiles assez singuliers ont été décrits dans la littérature par plusieurs auteurs (MUTTI, 1977; WINN & DOTT, 1978), mais la présence de blocs de "slumps" complique leur interprétation. On peut cependant penser qu'ils sont en relation avec l'activité tectonique et la mobilité du bassin de la zone de Kendeng traduisant des mouvements oscillatoires de flexures ou de failles ("growth fault") sur les bords septentrionaux des bassins accidentés. Malgré

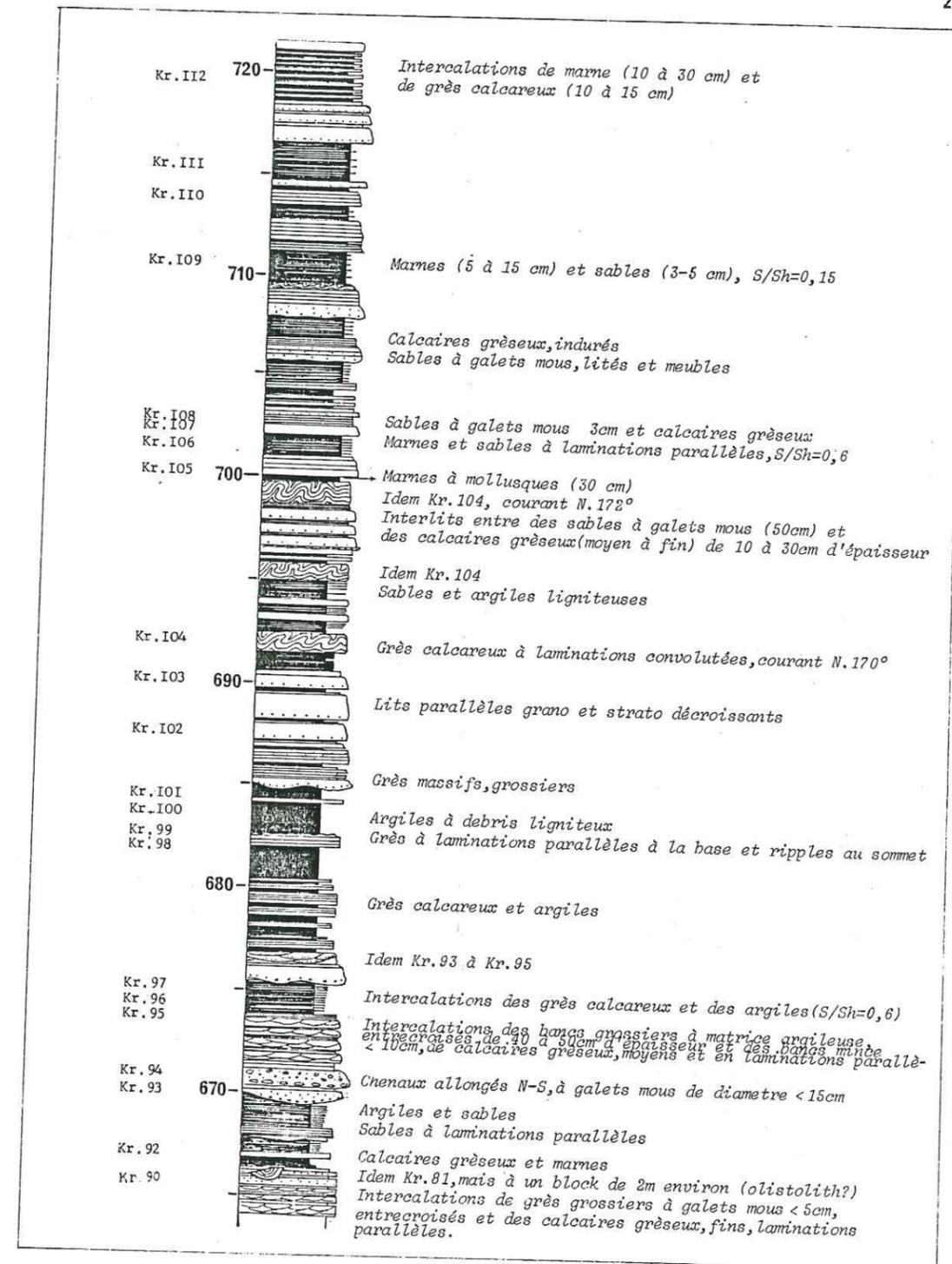


Fig.89 - Partie détaillée de l'intervalle XII (Kr.89 - Kr.112) de la série rythmique supérieure de la Formation de Kerek.

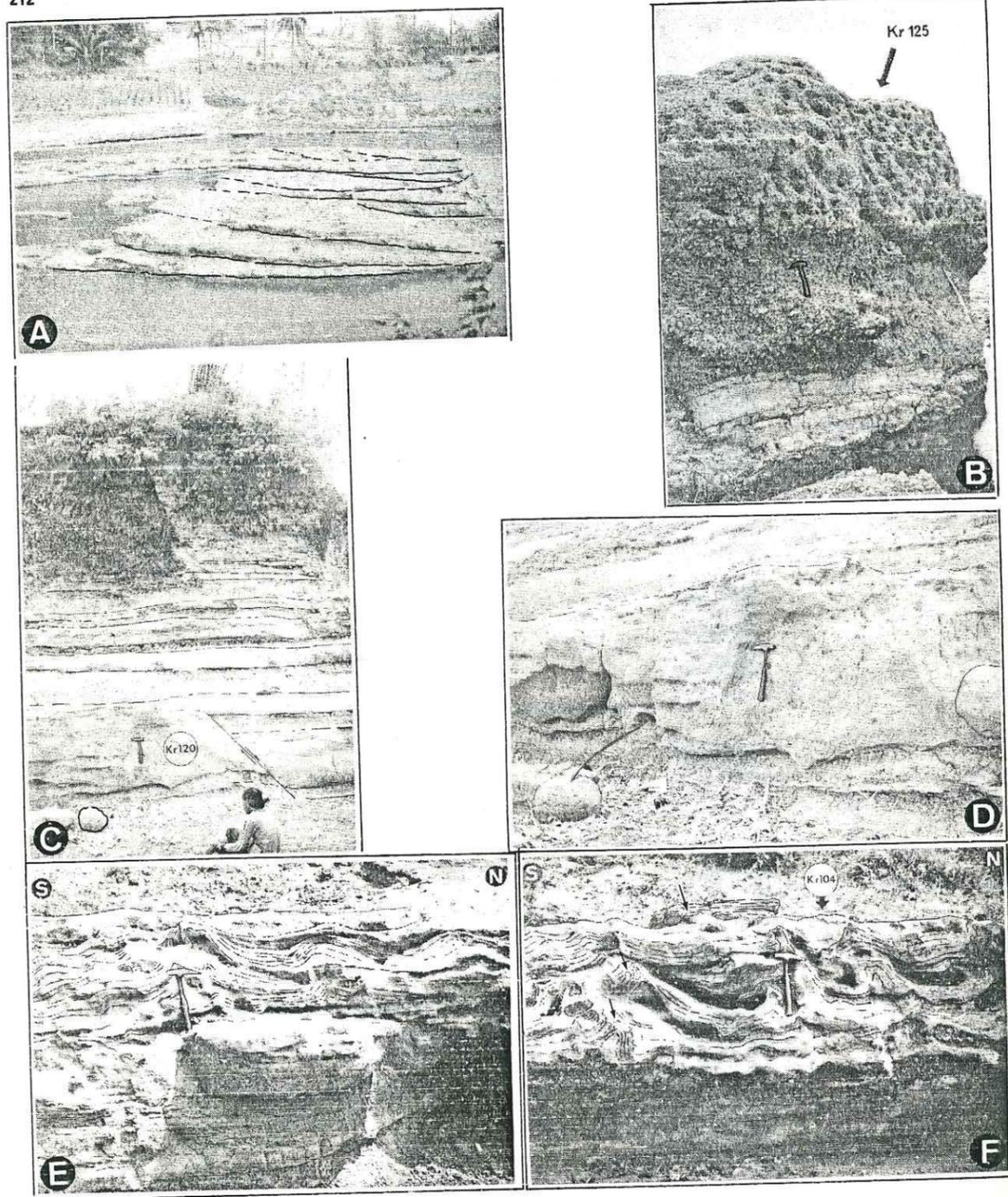


Fig.90 - Quelques aspects particuliers de l'ensemble supérieur de la coupe de B.solo.

PHOTO A.B : Facies chenalisés, conglomératiques (Kr.125) à litages entrecroisés à grande échelle (direction de courant-N.320°)

PHOTO C : Séquence strato-décroissante

PHOTO D : Détail de banc de Kr.120, montrant une surface basale ravinante où l'on trouve quelques blocs arrondis

PHOTO E.F : Laminations convolutées associées aux volcans d'échappement de fluide (flèche)

leur faible ampleur, ces mouvements déclencheraient un premier type de transport sous-aquatique par "Slumping" ou gravité et un autre type de transport provoquant la formation de grosses rides.

II.1.4 - L'évolution séquentielle et modèle de dépôt

L'évolution séquentielle de la coupe de Bengawan Solo est exprimée successivement de bas en haut par les figures 84, 85, 86 qui montrent la répartition des différents faciès de BOUMA (1962) ou de MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) et les variations des épaisseurs de strates et du "clastic shale ratio". L'évolution granulométrique relative et la variation de la taille maximum des fragments conglomératiques sont aussi présentées.

Dans cette série, il est évident que la plupart des intervalles à faciès pélitico-gréseux (clastic-shale ratio < 1) sont très souvent représentés par des corps à géométrie non chenalisée et caractérisés par l'absence d'importants ravinements à la base et même en général par des contacts assez graduels avec les faciès gréseux. Cette série qui correspond donc au faciès D de MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) est parfois interrompue par des passages de corps gréseux à géométrie chenalisée (Faciès A et C). Ces corps forment des lentilles plus ou moins importantes dont la taille actuelle est souvent difficile à déceler lors de mauvaises conditions d'affleurement sur le terrain. Néanmoins, ces corps sont toujours caractérisés par une base nette et ravinante sur les dépôts sous-jacents.

Au point de vue séquentiel, ces corps à géométrie chenalisée représentent souvent des tendances positives bien marquées (ou des séquences grano- et stratodécroissantes) vers le haut.

Il faut bien noter que l'arrivée de ces corps chenalisés n'est pas toujours caractéristique d'une évolution progradante de faciès de cônes sous-marins (selon WALKER, 1978; MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972-1975), mais il apparaît parfois comme un passage brusque sur une séquence positive (entre les niveaux Kr21 et Kr23, entre Kr37 et Kr38, par exemple).

Dans l'ensemble, on peut distinguer quelques points essentiels concernant l'évolution séquentielle de cette série:

-• la mégaséquence du Kerek dans cette région est composée par l'association d'unités séquentielles positives, négatives ou cycliques de différents ordres;

-• à l'échelle d'une séquence de premier ordre, les unités positives présentent une tendance granulométrique décroissante accompagnée d'une diminution de la fréquence des bancs sableux;

-• à l'échelle d'une séquence de deuxième ordre, les unités positives caractérisent des dépôts de débordement qui terminent chaque séquence de remplissage de chenal. Ces dépôts sont liés au fait que dès que le chenal est abandonné, il reçoit ces dépôts de la part d'un chenal voisin encore en activité;

-• à l'échelle d'une mésoséquence, les tendances positives ou négatives sont moins bien marquées. Cependant une tendance souvent composite peut être exprimée par les différentes phases d'évolution du chenal qui sont répétées plusieurs fois.

L'analyse séquentielle de la coupe de Bengawan Solo qui est la plus complète de la région montre, une association de caractères lithologiques et stratonomiques spécifiques et assez complexes.

Lorsque des apports détritiques de la série du Kerek sont interprétés comme d'origine volcanique provenant du Sud (LEMIGAS & BEICIP, 1969; de GENEVRAYE et SAMUEL, 1972, PRINGGOPRAWIRO, 1983), la présence de paléocourants de directions N-S et NE-SW et la rareté des paléo-courants vers le Nord résulteraient soit d'un modèle de dépôt flysch à matériaux détritiques de deux origines différentes, soit d'une interprétation compliquée concernant les indices de la proximité ou de l'éloignement du dépôt, car il s'agit de deux appareils distributaires opposés (Nord et Sud).

En fonction de tous les critères que nous avons présentés dans les figures 84, 85, 86 et 87 et de la composition pétrographique, nous avons distingué trois ensembles de séquences de dépôts:

- 1- niveaux 0 à 550 m (Kr 12 à Kr 70);
- 2- niveaux 550 à 754 m;
- 3- niveaux 754 à 800 m;

Niveaux 0 à 550 m

Dans cet ensemble on observe que:

-• le faible pourcentage du "clastic shale ratio" est une caractéristique du faciès pélitico-gréseux ou flysch argileux (DZULINSKI & SMITH, 1964);

-• la valeur relativement élevée du "clastic shale ratio" est surtout provoquée par des passages de bancs tufacés (intervalle VI) ou bien

de bancs conglomératiques des faciès chenalisés (intervalles IV et VI);

-• la prédominance de séquences de BOUMA incomplètes (ou des faciès D de MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) de grande extension et la rareté de turbidites de BOUMA complètes sont des critères de reconnaissance de l'éloignement du dépôt (RICCI LUCCHI 1978; WALKER 1967, 1975, 1977). Il s'agit d'une association de séquences de faciès dans les dépôts de franges de lobes (ou interlobes) et de lobes gréseux selon les modèles de MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) et de MUTTI (1977);

-• la direction des courants s'observe surtout dans les intervalles Tc de BOUMA (laminations convolutées). Elle montre une direction majeure vers le Sud-Ouest et deux directions secondaires vers l'Est et vers l'Ouest. Par contre, la direction opposée (vers le N ou NE) est seulement mise en évidence par les caractères en biseaux des bancs tufacés entre les niveaux Kr27 et Kr33;

-• la composition pétrographique des faciès A, B est souvent caractérisée par la présence de galets andésitiques ou basaltiques, subarrondis (Kr23, Kr26 etc.) à subanguleux (Kr27), de 15 cm de longueur maximum, de pourcentage parfois assez forts et de galets calcareux en faible pourcentage, associés aux galets mous dont la taille maximum peut atteindre 60 cm de longueur (niveau K 27) et de pourcentage généralement important.

Toutes ces observations nous amènent à nous poser quelques questions:

- 1/ Quelle est la principale zone de départ des apports détritiques? Sud, Nord ou les deux en même temps ?
- 2/ Les faciès A et B représentent-ils des apports terrigènes indépendants de ceux du faciès global (D + C), ou bien s'agit-il d'un phénomène accidentel dans un mécanisme général de dépôt?
- 3/ Quelle est le mécanisme de la sédimentation des niveaux conglomératiques, dans lesquels se déposent des galets proprement terrigènes (volcaniques et coraux) en association avec des galets mous de taille parfois importante (jusqu'à 60 cm de longueur).

Il est cependant possible d'avoir plusieurs interprétations de de la sédimentation de cet ensemble dans un cadre qui reste hypothétique, mais dans notre cas, nous nous intéressons seulement à deux hypothèses essentielles:

- Première hypothèse (les apports principaux sont d'origine septentrionale).

- Les planctoniques se présentent très souvent en faible quantité dans les bancs gréseux, mais parfois assez importants surtout dans les calcilutites (ou intervalle Td de BOUMA) où les globigérines prédominent (Kr46, Kr63, Kr99 et Kr110, par exemple).

Alors que dans les niveaux pélitiques, ils sont presque toujours prédominants (généralement plus de 80% par rapport aux ensembles foraminifères), sauf dans quelques niveaux où les foraminifères sont très rares (intervalles Kr22, Kr91, fig.99).

Les planctoniques dans les bancs gréseux (ou pélitiques) sont souvent constitués par des mélanges d'espèces résédimentées et d'espèces autochtones. Les espèces remaniées, constituées par l'association de: *Orbulina Universa*, *Praeorbulina transitorius*, *Po. glomerosa*, *Gs. bisphaericus*, *Gt. siakensis*, *Gt. majeri* et *Gt. peripheroronda*, etc., indiquant une zonation planctonique N9 (BLOW, 1969-1970; POSTUMA, 1971; BOLLI, 1966), sont périodiquement retransportées et redéposées pendant la période N13 (Serravalien). L'abondance des espèces remaniées du N9 (Langhien) et la rareté périodique des foraminifères planctoniques autochtones pendant la période du Serravalien (N13), ont provoqué une succession rythmique entre les couches gréseuses peuplées par des espèces du N9 et celles peuplées par des espèces du N13 (fig.11, NUR HASJIM, 1984). Ceci semble être conditionné par l'importance de la source bioclastique provenant du dépôt langhien (N9), et par l'activité remarquable de la bioturbation. Les ensembles foraminifères planctoniques observés dans la coupe de Bangawan Solo montrent un intervalle de la zone N12 à la zone N17, mais où les dépôts du N13 semblent beaucoup plus importants que les autres.

Les autres fossiles, mollusques bryozoaires, algues et échinodermes sont parfois présents dans les bancs gréseux en quantité moins importante, sauf dans certains intervalles (Kr38 à Kr40 et Kr88) où les algues ont des pourcentages assez élevés (10 à 40 %). Les nanno-fossiles jouent un rôle très important pour préciser la datation basée sur les foraminifères planctoniques et benthiques, car ils se rencontrent toujours en association d'espèces autochtones (NUR HASJIM, 1984).

Un premier point important est probablement l'indépendance des apports des faciès A+B de ceux des faciès distaux (C+D). Il existe bien sur globalement une relation entre les deux dans la mesure où, pendant leur dépôt et d'une manière plus ou moins progressive, l'amenuisement des premiers correspond au développement des seconds. Mais les aires d'origine et les modes de transport de ces deux types de faciès sont aussi probablement bien différenciés.

Le deuxième point est que les matériaux volcaniques qui devraient être d'origine turbiditique ancienne de provenance sud, sont retransportés et redéposés vers le Sud. Ceci étant favorisé par un développement des flexures (ou des "growth fault") progressives vers le Sud (Fig.91).

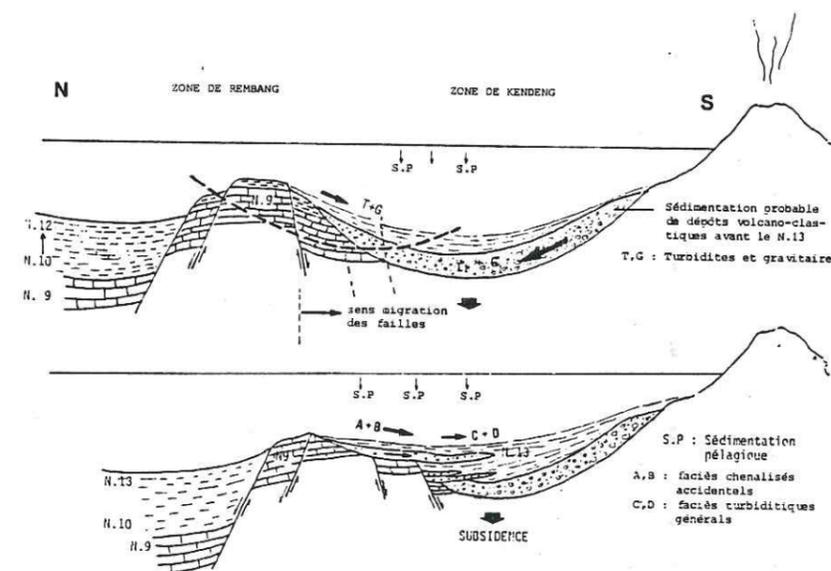


Fig.91 - Hypothèse 1

- Deuxième hypothèse (les apports principaux sont d'origine méridionale et les apports secondaires d'origine septentrionale)

Dans ce cas, la réponse est plus simple: la présence des faciès A et B dans les faciès distaux correspond aux passages de chenaux actifs qui transportent des matériaux volcaniques très importants.

La présence de ces faciès peut être également favorisée et accompagnée par une subsidence différentielle.

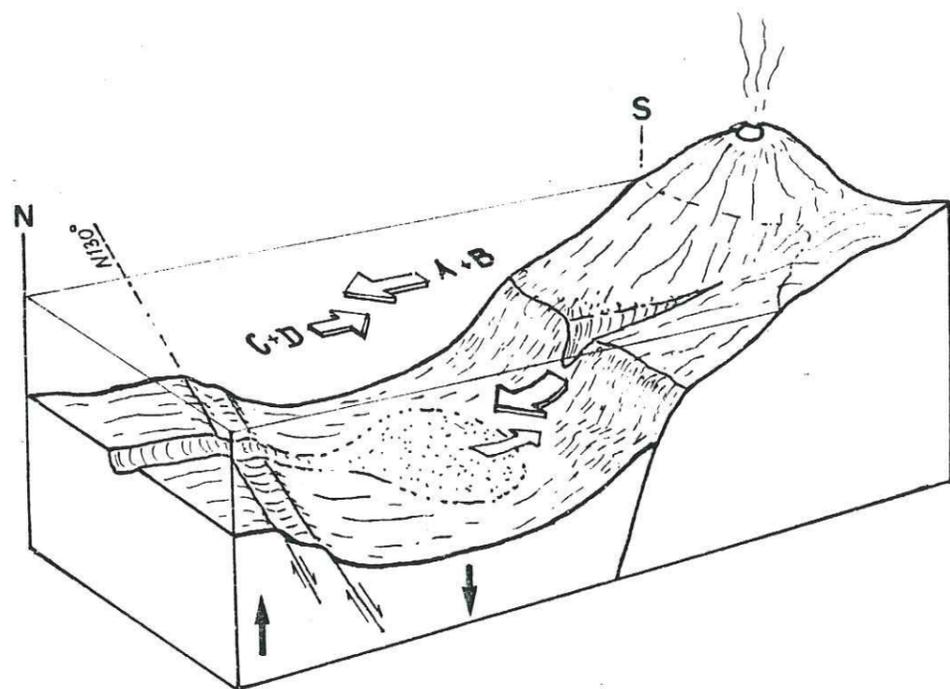


Fig.92 - Hypothèse II

Niveaux 550 m à 754 m (Kr71 à Kr118)

Cet ensemble intermédiaire est caractérisé par:

- des intercalations entre des sables grossiers à galets mous souvent à matrice argileuse, de structure interne massive, granoclassée, entrecroisée (moyenne à grande échelle) ou horizontale, d'épaisseur décimétrique et des grès calcaires, fins à moyens, indurés, d'épaisseur généralement beaucoup moins importante que les précédentes;
- la présence de quelques blocs (olistolite ?) de calcaires plissés sur les niveaux Kr90 et Kr105 (fig. 89);
- la prédominance des laminations horizontales, sauf entre les niveaux Kr104 et Kr105, où on trouve trois bancs présentant seulement une structure convolutive très épaisse (80 à 100 cm d'épaisseur) qui indique une direction de courant vers le Sud (N 170 à N 175, fig. 89);
- la présence de niveaux argileux à débris ligniteux (Kr100 et au sommet de Kr104, fig. 89) et d'un niveau marneux de 30 cm d'épaisseur à débris de mollusques (à la base du Kr105, fig. 89);

- la présence de plusieurs intervalles de faciès A1 et B2, à fragments volcaniques de 10cm de taille maximum au niveau Kr83 et de 15cm au niveau Kr125;

- un grand chenal (Kr125) de plus de 30 m de largeur s'allongeant vers le NE, spécifiquement à structure entrecroisée à grande échelle, avec le dépôt de conglomérats (fragments volcaniques prédominants et coraux).

Parmi tous ces caractères, certains n'ont jamais été cités dans les modèles de dépôts de cônes sous-marins, caractéristiques d'une association du faciès de cet ensemble.

II.1.5- Etude pétrographique et minéralogique

Les observations pétrographiques et minéralogiques ont été faites en trois étapes principales:

- a) Sur le terrain lors du prélèvement des échantillons;
- b) Sur des surfaces polies à la loupe binoculaire (attaque HCl pour les roches calcaires);
- c) Sur lames minces au microscope optique (comptage pétrographique).

L'analyse des minéraux argileux par diffractométrie X a été effectuée surtout pour les interstrates pélitiques. Les surfaces polies et les lames minces ont été traitées par la méthode de Van Der PLAS, en vue de la coloration des feldspaths, ce qui permet de déterminer qualitativement et quantitativement les feldspaths potassiques et les plagioclases. L'analyse "roche totale" aux rayons X a été effectuée sur des échantillons (en poudre) de roches volcaniques, ainsi que l'analyse des éléments rares ("Rare earth elements") pour avoir des estimations minéralogiques et pour connaître l'origine de ces roches mères.

Les résultats des observations microscopiques sont portés dans les tableaux, indiquant la nature des constituants décelés et leur importance (Fig.93)

Trois types de la nature des constituants représentés par des fragments (volcaniques, calcaires et galets mous), des éléments minéraux non carbonatés et des éléments bioclastiques seront étudiés successivement.

Nos Echantillons	G R A I N S															M A T R I C E		
	FRAGMENTS					non carbonatés					carbonatés							
	VOLCANIQUES	CALCAIRES	GALETS MOUS	PLAGIOCLASES	AMPHIBOLES	OPAQUES	BIOTTES	CHLORITES	CHARBON/LIG	Q U A R T Z	BENTHONIQUES	PLANCIONIQUES	MOLLUSQUES	BRACHIOPODES	A L G U E S		ECHINODERMES	BRIZOAIRES
Kr 125	78	4																17
Kr 120	24	5		21	5	3	2	1		3								32
Kr 119	38	4		19	1		1	2		9				14				12
Kr 118	26	2		28	2		3	2		10	1			5				14
Kr 117	9	5	4	58	3	2	5	6		1	1			7	3	2		13
Kr 110				3						7	35							44
Kr 107			13	3						7	8	5						34
Kr 104	2			12						37	8			2		3		50
Kr 103	20	1		37	4	4	3	2		20	9			1				13
Kr 101				4						5	4							71
Kr 99				5						5	13							29
Kr 98	1		3	27	2		1			6	53				3			29
Kr 94	25			10	1					11	15	7		3	13			24
Kr 93	39	2	8	17	3		2			17	8			4	4			15
Kr 92				46	5					3	6	1		2	2			37
Kr 90	34		7	30	5	2	1			5	2							12
Kr 89	6		1	18						15	7							50
Kr 88				15						2	18	5						58
Kr 87	26	1	2	20	2	5	1			12	13	6						30
Kr 86	4			4							12	13						68
Kr 85	1										12	13						69
Kr 84	19		3	43						5	5							38
Kr 83	71	1	3	10	1													12
Kr 82	18		9	54					1									17
Kr 80	49		6	23														27
Kr 78	9		1	64														25
Kr 77	45		5	29	2		1			8								9
Kr 69	4		32	12						3	19							25
Kr 67	30		8	31						2	9			6				13
Kr 65	44	1	8	20	2					3								20
Kr 64	38			27							4							30
Kr 63		6	17	6						1	25	16						28
Kr 60	4		15	36	2					2	3							37
Kr 56	13		4	53							5							34
Kr 55	27	4	10	31														25
Kr 45a				28			2	3										64
Kr 46b	24	6	7	14						2	4			3				37
Kr 43	4		17	9						11	28			9				29
Kr 40				7						3	40			34	3			30
Kr 39		4		2							15			31		5		39
Kr 38				2							13			8				47
Kr 30	12	23	5	25						6	5		3					11
Kr 27	23	6	34	8														27
Kr 24	20	6	18	26						5	1							23
Kr 23	29	5	20	13							2							29
Kr 18	17	1	2	29	2										5			46
Kr 12	19	4	3	10						5	33	1						19

Fig.93 - Comptage pétrographique des grès, des conglomérats et des calcaires de la Formation de Kerek (coupe B.Solo)

1/ Les fragments d'origine volcanique

De taille variant de quelques mm à 15 cm, ils sont généralement arrondis à subarrondis, mais parfois subanguleux. L'analyse des éléments rares sur des galets volcaniques (Kr26 et Kr82, fig.94) ainsi que l'analyse microscopique (fig.95)

R. E. E
Echantillons
Chondrites

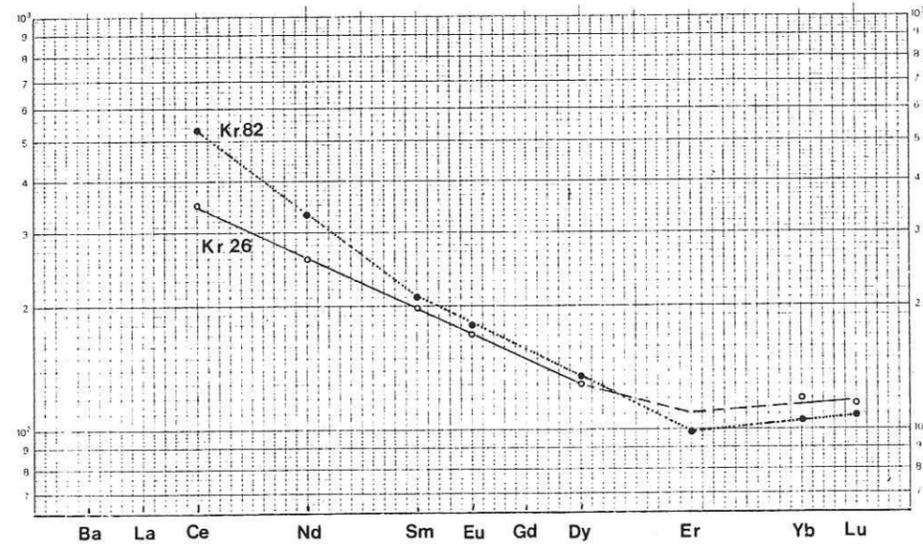


Fig.94 - L'analyse des éléments rares sur des galets volcaniques de la Formation de Kerek (coupe de B.Solo) indiquant une origine basaltique-alkalin

Les pourcentages des fragments volcaniques varient considérablement à l'échelle d'une mégaséquence (0 à plus de 50%). Ceci semble être en liaison avec la source et la maturité des sédiments pour la mésoséquence et avec le mécanisme du transport pour la séquence-unité. Si on compare le pourcentage des fragments des matériaux volcaniques avec ceux des minéraux en grains (particulièrement les plagioclases) dans une suite verticale, on peut noter que la diminution des fragments basaltiques (ou bien andésitiques) correspond souvent à une augmentation de minéraux de plagioclases. Ceci peut se traduire par une augmentation de la maturité

Fig.95 - Les fragments de roches basaltiques (graviers) au niveau conglomératique Kr.83

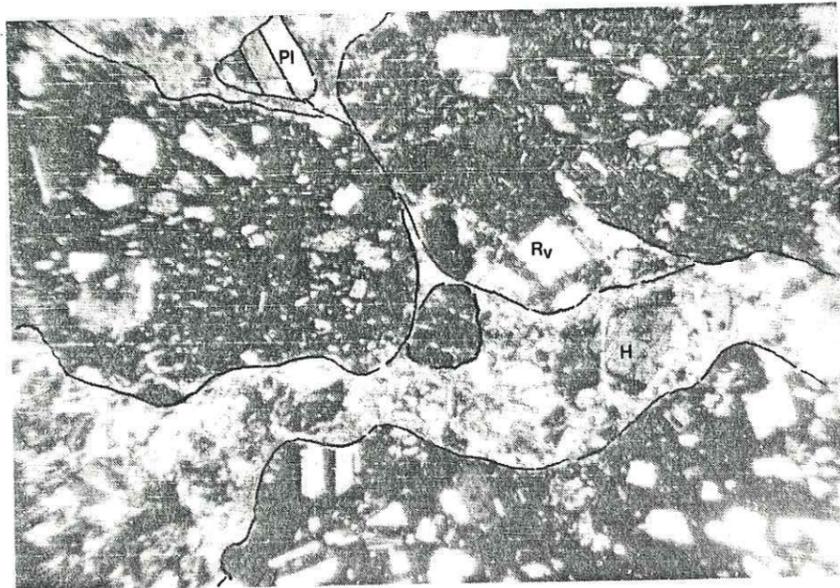
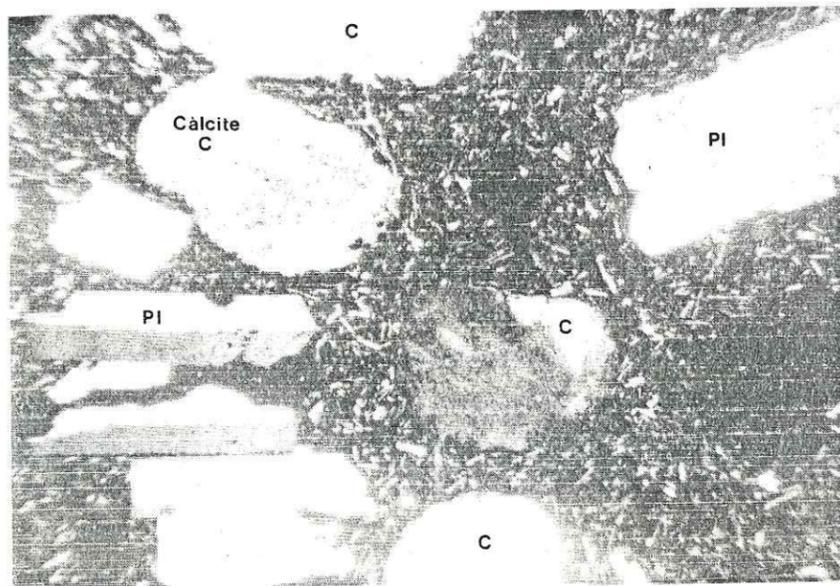


Fig.96 - Galets basaltiques (Kr.26) ; Pl : plagioclase sous-forme de phenocrysts , C : remplissage de calcite dans les vides.



des sédiments. Il est donc possible d'avoir plusieurs degrés de maturité des fragments (bien qu'ils soient encore difficiles à distinguer dans le cas où les sédiments ont subi plusieurs phases de transport et de sédimentation, ce qui est surtout valable pour la plupart des bancs gréso-conglomératiques situés au Sud de la coupe de Bengawan Solo (partie inférieure de la coupe).

2/ Les fragments calcaires

Ils constituent généralement des remaniements de roches carbonatées affleurant en bordure méridionale ou probablement en bordure septentrionale du bassin. Ces fragments calcaires, que nous qualifierons de lithoclasts, sont rares et moins importants (< 5% en général) par rapport aux fragments volcaniques, mais apportent de précieux renseignements sur les apports terrigènes. Ils se présentent, soit comme des débris de coraux distincts, soit comme des galets de calcaires à wackestone et packstone, souvent arrondis.

3/ Les galets mous

Ils ont une taille généralement comprise entre quelques mm et quelques cm. Ils atteignent parfois 60 cm de longueur (niveau Kr 27). La forme de ces galets mous est généralement arrondie, mais à tendance plutôt elliptique pour les fragments grossiers. La forme et la variation granulométrique de ces galets mous peuvent correspondre au mécanisme et à la distance du transport. A l'échelle microscopique ces grains ont des caractères de "pellets", mais façonnés par des forces hydrauliques donc d'origine mécanique. Ce qui peut correspondre aux "Pseudo pellets" (FAHREUS & al., 1974), qui ont une signification génétique des intraclasts, au sens de R.L. FOLK (1959). Les pourcentages de galets mous dans les niveaux gréso-conglomératiques varient de 1 à 25%, et augmentent relativement en fonction de la diminution du pourcentage des matériaux volcaniques. L'origine de ces galets mous est intra-basinal, c'est-à-dire due à un transport relativement peu important, même s'ils appartiennent à des dépôts plus anciens (Formation Pelang, par exemple).

4/ Les éléments minéraux non carbonatés

De nombreux éléments minéraux non carbonatés (fig.93), sont pratiquement des remaniements de matériaux volcaniques. Mais il existe aussi, en faible importance, des minéraux non carbonatés (une partie des quartz

et la matière organique, par exemple) qui par diagenèse ou tout autre phénomène, s'ajoutent dans les sédiments.

La présence de tous ces éléments donne d'utiles indications, non seulement sur leur origine, mais aussi sur la présence de différents apports détritiques.

Ces éléments sont:

- Les plagioclases: ce sont les seuls types de feldspaths distingués dans ce dépôt. Sous forme de grains anguleux ou peu arrondis, ils représentent les plus répandus et les plus importants minéraux non carbonatés dans cette série.

Leur pourcentage varie considérablement de 1 à 50 %. Leur granulométrie est généralement fine à moyenne, avec parfois présence de cristaux grossiers.

- Les amphiboles sont statistiquement les deuxième minéraux non carbonatés qui constituent cette série turbiditique.

L'espèce la plus importante que l'on trouve souvent dans cette série est la Hornblende basaltique.

Elle est caractérisée par un pléochroïsme intense dans le brun foncé et brun rouge. Elle se présente en cristaux monocliniques fréquemment entourés d'une bordure opaque d'oxydes de fer. Son pourcentage est généralement faible (< 5%), mais dépassant parfois 10% (Kr102, Kr115), tandis que sa fréquence est moins importante que celle des plagioclases.

Son pourcentage et sa fréquence augmentent de bas en haut de la coupe (Kr12 à Kr125) et du Nord au Sud; ce qui permet ainsi d'interpréter la zone d'origine comme méridionale.

- Les quartz: ils sont assez rares, mais constituent l'un des meilleurs indicateurs de la diversité des apports et des zones originelles. Leur pourcentage dans toute la série est en fait souvent faible, ou en quantité presque négligeable, mais il arrive parfois que des niveaux relativement importants s'individualisent dans cette série. Ils se présentent sous forme de cristaux dihexaédriques parfaits avec un aspect arrondi au niveau des arêtes et un polissage assez intense, de taille atteignant 2 mm (Fig.97 A exoscopie Kr23a). Ces cristaux sont souvent fragmentés et montrent de nombreuses et grandes traces de chocs dues à un transport par un régime hydraulique très brutal (fig.97 B).

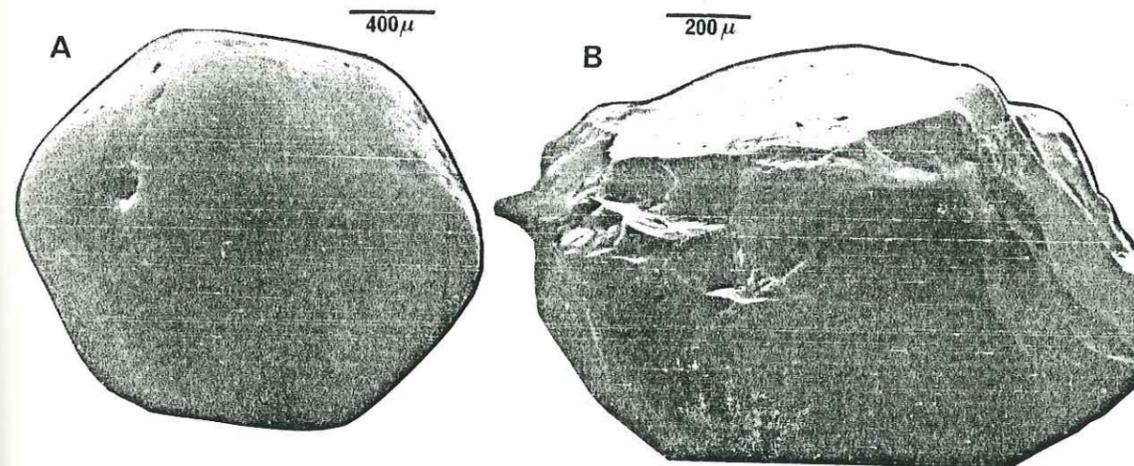


Fig.97 --Vue generale des quartz pyroclastiques (Kr.23)

Au microscope polarisant, tous ces quartz sont toujours monocristallins, à extension droite, ce qui nous amène à reconnaître une origine volcanique de ces quartz (KRYNINE 19, RIBAUT, 1975).

Dans le cas où les quartz se présentent en quantité plus importante on peut distinguer un autre type de quartz pouvant être associé avec les quartz d'origine volcanique. Ce type de quartz est caractérisé par une forme subanguleuse à arrondie, de granulométrie fine à moyenne et par une extinction droite à ondulée (oblique). Bien qu'ils soient généralement monocristallins, on distingue cependant la présence de quartz polycristallins en mosaïque, sans aspect de compression.

Lorsque les couches, où on trouve ce type de quartz sont associées à ces niveaux à direction de courant vers le Sud, il est évident qu'ils sont en relation avec une source de matériel quartzeux du Ngrayong qui sont déposés dans la zone du Rembang à une distance de plus de 40km au Nord de cette série, et qui pourraient correspondre à l'origine de ces quartz. Dans ce cas, ces quartz seraient déplacés et retransportés par des courants de fond sur des distances plus ou moins longues, avant d'être redéposés dans la partie profonde de la zone de Kendeng.

Leur origine génétique est encore difficile à déterminer, car aucune référence concernant ces roches mères n'a été citée.

- Les pyrites, s'observent sur quelques niveaux gréseux et conglomératiques (Kr03, Kr98 et Kr114); ce sont des minéraux secondaires, post-diagénétiques et se développent surtout au sein de la matrice argileuse.

- Les lignites, dont la taille est inférieure à 2 cm se trouvent parfois dans les bancs conglomératiques (Kr27, Kr38, Kr120?) ou dans les grès moyens (Kr49, Kr59, Kr71), en quantité peu importante. Ils s'observent aussi dans les niveaux pélitico-gréseux (à la base du Kr71, Kr01, Kr100, et entre Kr104 et Kr105).

Il est encore difficile de déterminer leur origine, mais on pense plutôt à des apports d'origine sud.

- Les argiles, constituant fondamental du sédiment, l'argile prédomine dans les niveaux pélitiques. Son abondance est très importante quand la valeur du "clastic shale ratio" est faible.

L'analyse des minéraux argileux, par diffractométrie X, montre par ordre d'importance: la smectite, l'illite et la kaolinite. La smectite, qui représente en moyenne 75% des minéraux argileux domine très largement. La kaolinite et l'illite varient chacune entre 10 et 15%, alors que les interstratifiés (illite/smectite), la chlorite et le quartz sont très discrets ou à l'état de traces et même souvent absents.

En ce qui concerne leur provenance, les smectites étant largement prépondérantes sont considérées au point de vue quantitatif et qualitatif comme représentatives de la phase argileuse arrivant dans le domaine marin (Parham, 1966, Fig.6), et sont caractéristiques des formations volcano-sédimentaires (PONS & JULIUS, 1984). Il s'agit donc des héritages des matériaux pyroclastiques (POTTER & all., 1980) provenant de l'arc volcanique cénozoïque.

Ce phénomène a été observé aussi par CHAMLEY (1969) au NW de Madagascar où, dans la région de Nosy-Bé, les sédiments marins, riches en produits pyroclastiques basiques ont pour principale caractéristique une forte teneur en smectites. La présence de kaolinite et d'illite en quantité assez importante (10 à 15%) dans ces dépôts turbiditiques pose un problème, car la kaolinite est caractéristique d'un dépôt continental ou côtier, et l'illite surtout connue actuellement dans les océans à latitudes moyennes (POTTER, 1980, LOMBARD, 1972).

- Les grains figurés carbonatés, observés le plus souvent dans cette série sont surtout des éléments fossiles qui peuvent se présenter sous forme d'individus:

- de taille moyenne à grossière;
 - entiers, brisés ou fragmentés;
 - isolés, abondants ou formant des colonies ou des symbioses
- souvent en associations (ou mélange) d'espèces d'âges différents et fréquemment de la même espèce.

Dans les bancs de grès, ils sont représentés par des foraminifères benthiques et planctoniques, des algues en quantité très inégale et par des brachiopodes, des mollusques, des échinodermes, des bryozoaires et des ostracodes.

- Les benthiques sont représentés, soit par de grands foraminifères en faible diversité d'espèces (*Lepidocyclina dilatata*, *Lep (N) angulosa*, *Lep (N) martini*; *Gypsina glubosa*, *Gypsina vermicularis*, *Amphistegina lessonii*; *Amphistegina radiata*); soit par des petits benthiques de moyenne à haute diversité (environ 15 espèces par bancs, mais atteignant plus de 50 espèces dans l'ensemble de la série). L'analyse pétrographique montre que le pourcentage des foraminifères benthiques peut varier de 0 % à 40 %. Les grandes variations du rapport benthique sur l'ensemble "benthiques + planctoniques" dans les couches gréseuses (Fig. 99) indiquent que la répartition des espèces benthiques et planctoniques est en relation avec l'hydrodynamisme du dépôt et la source des sédiments. Ceci s'exprime souvent par un rapport benthique sur l'ensemble des foraminifères plus élevé à la base d'une séquence de BOUMA (Tab). Ce rapport par contre décroît vers des intervalles plus fins, où il peut atteindre 0% au niveau de la division Td.

Les foraminifères benthiques ne sont pas uniquement représentés par des espèces d'eau profonde comparativement aux caractères des flyschs selon S. DZULINSKI & A.J. SMITH (1964), mais aussi par des espèces de milieux peu profonds (*Quinqueloculina* sp. *Ammonia beccarii*, *Elphidium* sp. *Operculina*, *Amphistegina*, *Bolivina*, *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Gyroldina* sp. etc).

La présence de ces espèces peu profondes peut être en liaison avec la présence de quartz d'origine non volcanique que nous avons citée précédemment et confirme l'existence des apports détritiques venant du Nord.

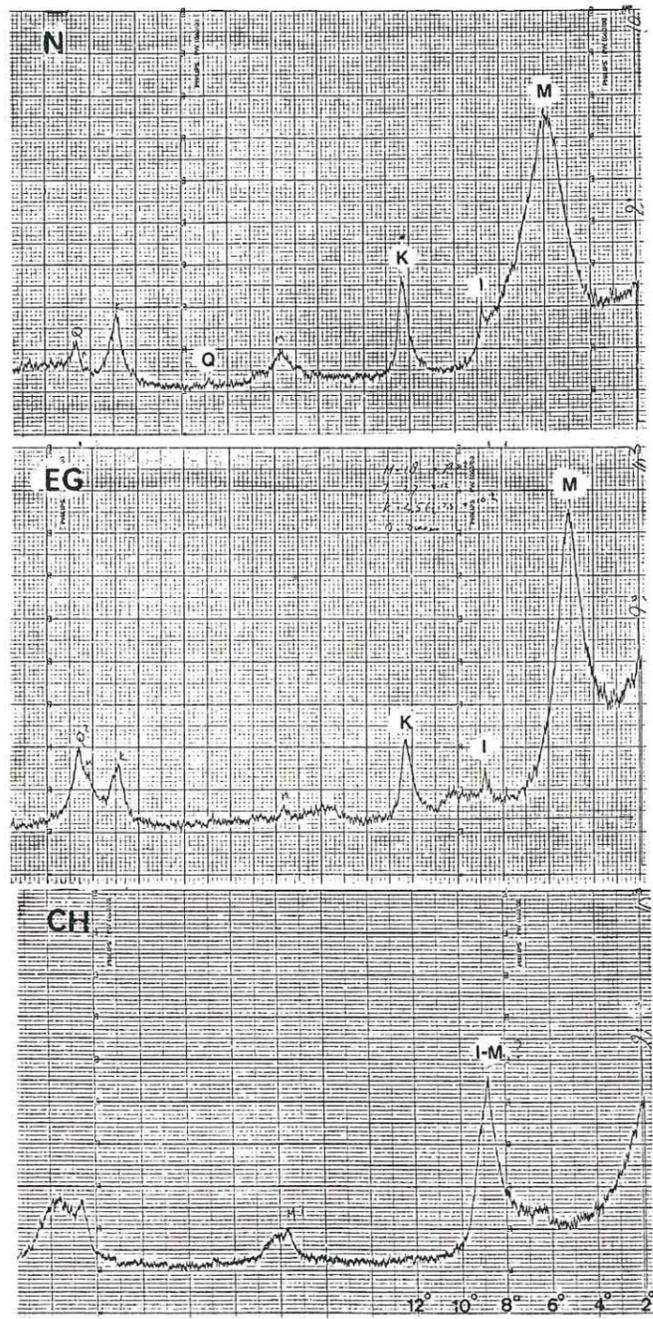
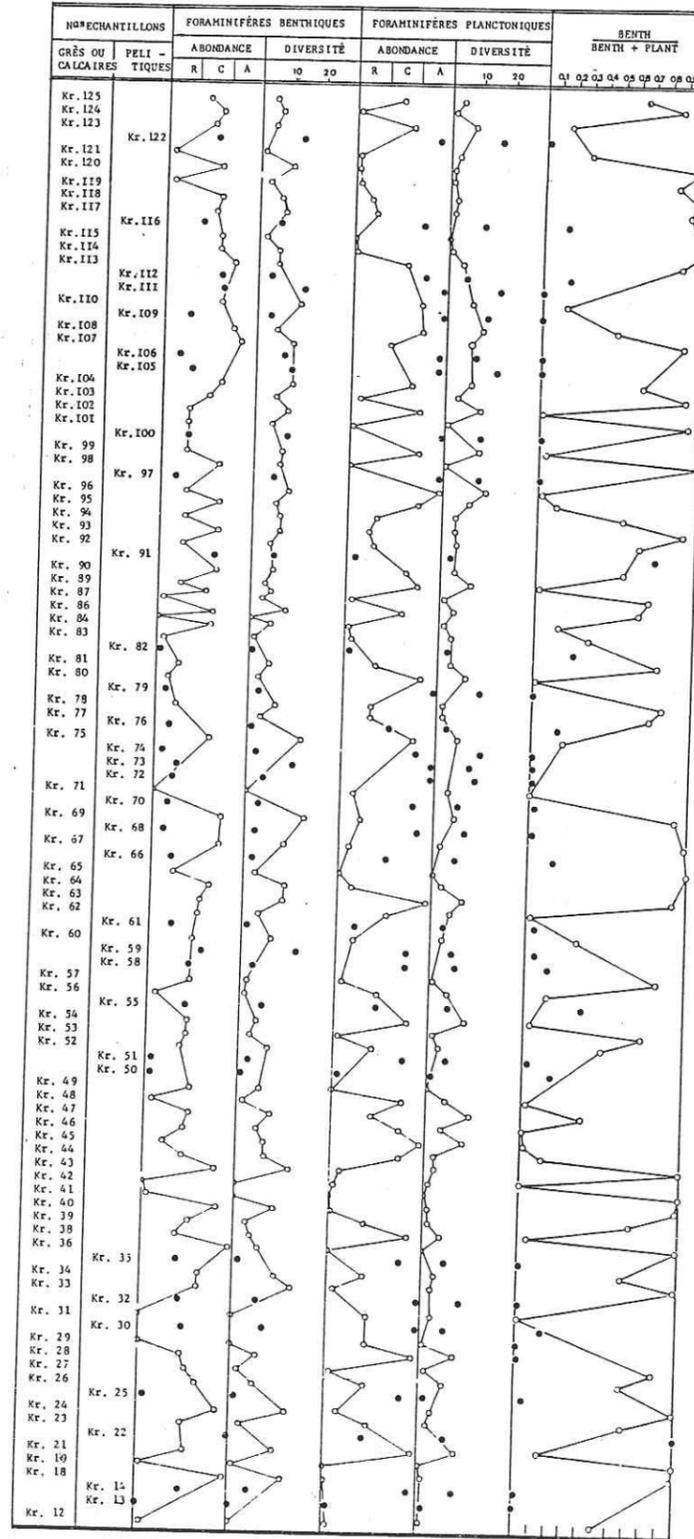


Fig.98 - Exemple de diffractogrammes d'un niveau pélitique de la série turbiditique de Kerek (B.Solo, Kr.76)

Fig.99: Répartition des Foraminifères dans la Formation de Kerek de B. Solo; abondance, diversité et rapport.



○ : comptage au niveau gréseux
 ● : comptage au niveau pélitique
 R : Rare
 C : Carrant
 A : Abondant

II.2 - LA COUPE DE CUCLI NGEUNG (K 2)

Levée dans le village de Cucli à proximité du village de Ngeung à environ 7km à l'Est de la coupe Bengawan Solo, cette coupe est faite de deux tronçons: une partie inférieure d'une épaisseur de plus de 200 m (fig.100, TN1 à TN17), et une partie supérieure d'une épaisseur de plus de 100 m (fig.101, TN18 à TN28). Elle est séparée par une faille de la formation marneuse du Kalibeng. Cette coupe composite est aussi incomplète à grande qu'à petite échelle mais elle correspond à la partie supérieure de la Formation du Kerek (N17 à N18).

II.2.1 - Les caractères du faciès

La partie inférieure de cette coupe (TN17 à TN1) est caractérisée à la base par des dépôts tuffacés argilo-marneux et au sommet par l'importance des faciès chenalisés. Les corps gréseux à géométrie chenalisée d'une épaisseur de 1m à 23 m, forment des lentilles isolées ou soudées ("amalgamation") caractérisée par une base ravinante sur les dépôts sous-jacents. Ces faciès chenalisés qui sont représentés par des grès grossiers et bréchiqes (faciès A1) sont recouverts par des faciès fins de débordement (faciès D). Ils peuvent aussi s'associer aux faciès de remplissage du chenal, lorsque les courants n'arrivent plus à transporter les matériaux grossiers vers l'aval à cause de la disparition progressive de la pente du chenal due à l'accumulation du sédiment. Ces faciès de type C1 et/ou B1 peuvent aussi correspondre aux dépôts résiduels d'un chenal voisin encore en activité.

La partie supérieure de cette coupe (TN18 à TN28) qui se situe au Sud de la partie inférieure est plutôt dominée par des corps grésopélitiques à géométrie non chenalisée.

Il s'agit surtout d'une association des faciès D et C, mais on trouve encore quelques corps chenalisés dont l'épaisseur varie de 80 à 150 cm seulement et qui correspond à des chenaux d'une vingtaine de mètres (niveaux TN18 et TN23). On observe aussi la présence d'un banc de 2m d'épaisseur à structure entrecroisée (à amplitude de 3 à 10cm) qui peut correspondre au faciès B2 du MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975.

Fig. 100: Analyses stratonomiques et séquentielles de l'ensemble inférieur de la coupe de Cukli-Ngepung

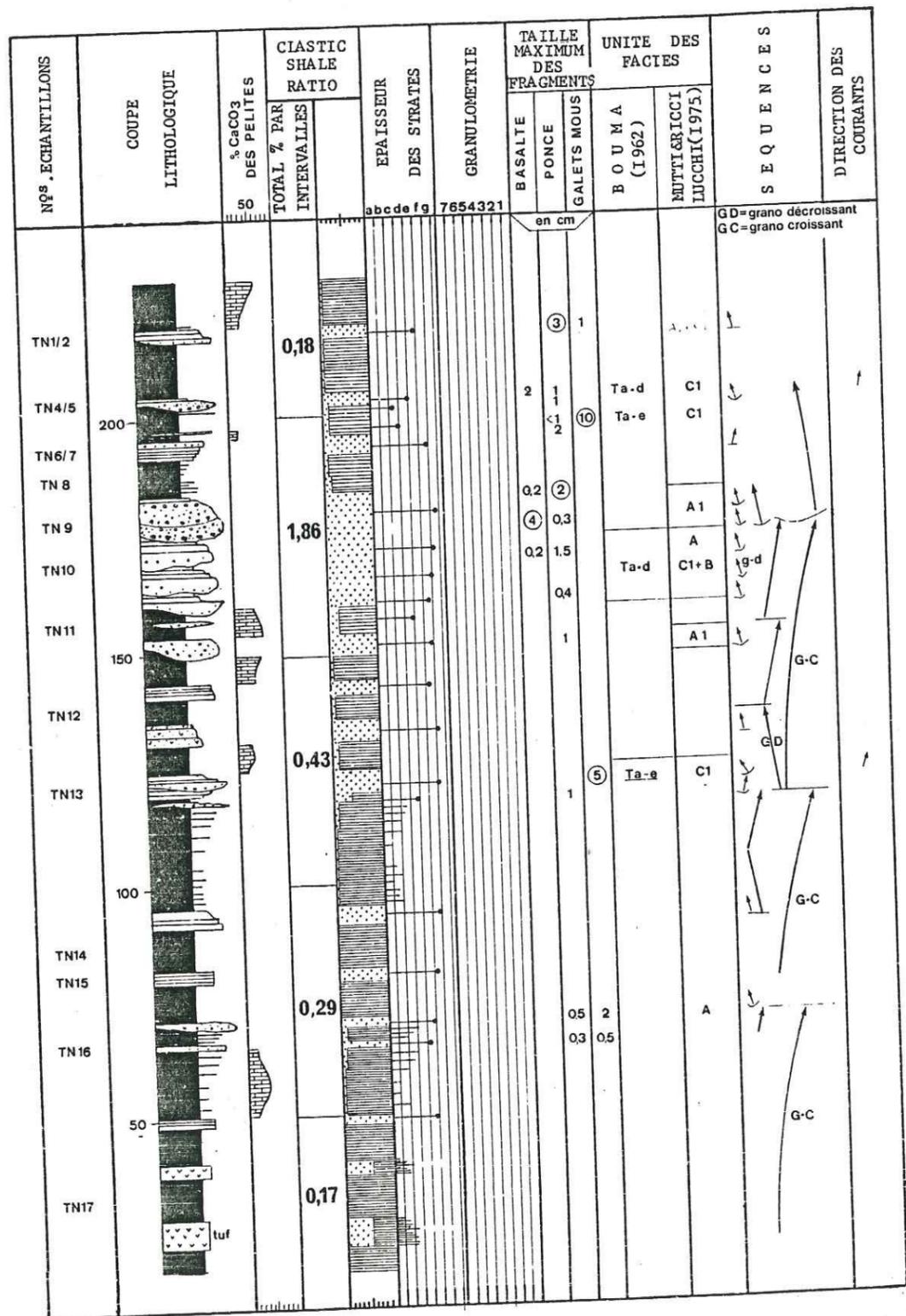
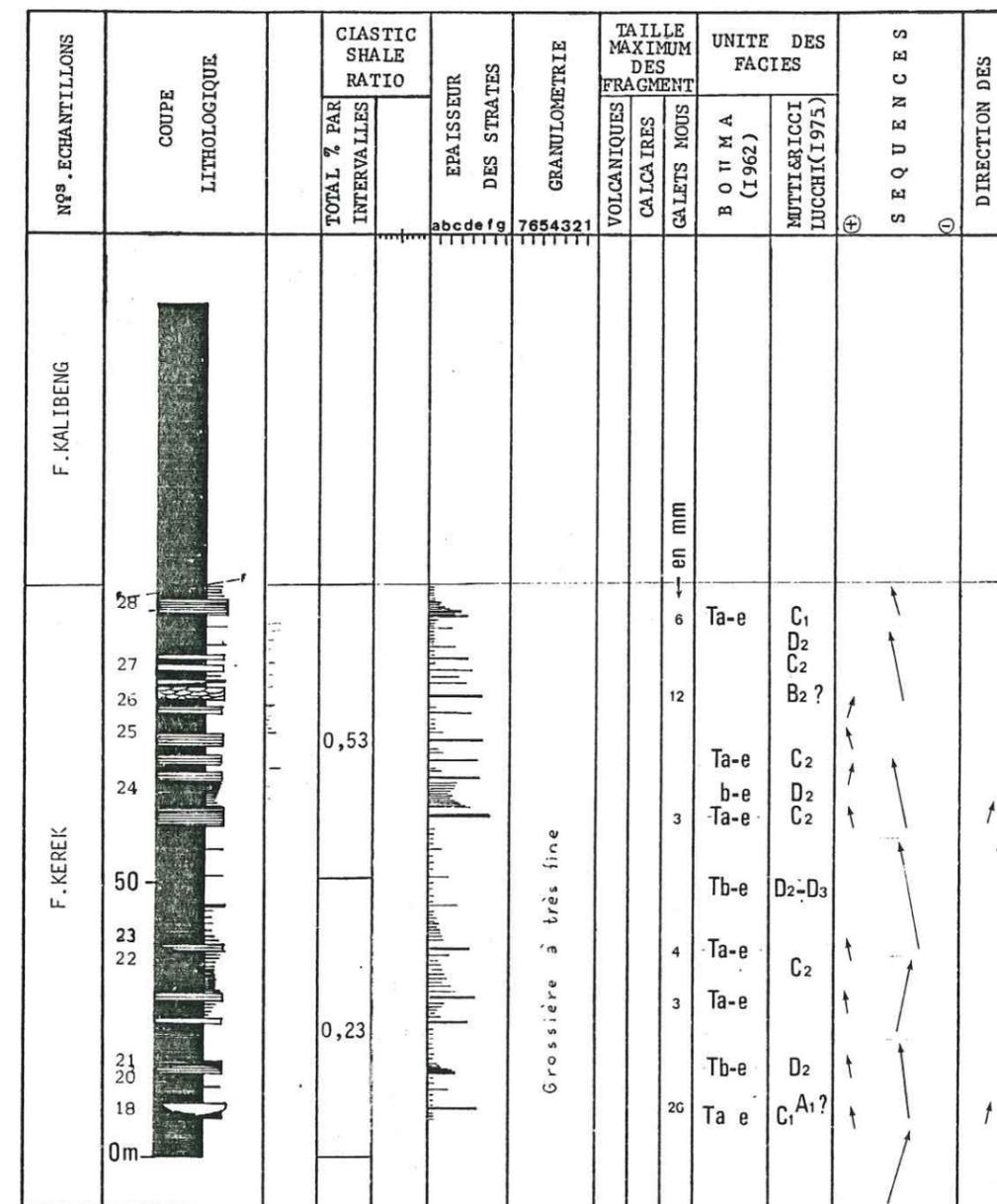


Fig. 101: Analyses stratonomiques et séquentielles de l'ensemble supérieur de la coupe de Cukli-Ngepung



II.2.2 - L'analyse séquentielle

a) Les séquences élémentaires représentées soit par les corps pélistiques-gréseux à géométrie non chenalisée, soit par les corps bréchiques à géométrie chenalisée, sont liées généralement à un hydrodynamisme décroissant. Elles montrent une augmentation du classement et une diminution progressive de la taille des éléments de bas en haut.

Cependant, deux cas assez spécifiques et exceptionnels s'observent dans la coupe inférieure:

- Le premier est représenté par un corps gréseux d'épaisseur de 4 m (niveau TN 6/7; fig.100) montrant une répétition de bancs calcaires à fragments de ponce dont la taille moyenne augmente de bas en haut. Ces fragments de ponce sont donc organisés en grano-classement inverse.

- Le deuxième, représenté par le faciès A (niveau TN9), montre deux types d'éléments, fragments d'andésites et fragments de ponce à granoclassement différent: les fragments d'andésites ont un granoclassement inverse puis normal, tandis que les fragments de ponce ont un granoclassement inverse (fig.103). Cette association des classements est assez complexes et encore mal connue (ALLEN, 1982); par contre le granoclassement inverse puis normal des fragments lithiques est tout-à-fait caractéristique d'un faciès déposé par le mécanisme du "grain-flow" (WALKER, 1979). Pour notre part, ceci est probablement provoqué par trois facteurs:

- la grande différence de densité des fragments;
- le flottement des fragments de ponce qui sont relativement léger par "buoyant lift";
- la variation de vitesse partielle (de bas en haut) dans une coulée en masse.

SPARKS (1975, 1976) et SPARKS et al. (1973) ont aussi observé ce type de phénomène dans une coulée de lave (pyroclastic flow deposits) sous-marine.

b) En général, les séquences élémentaires de tous les types de faciès se répètent ou se groupent de façon rythmique; elles montrent très souvent des mésoséquences (surtout au niveau TN17-TN9). Ces séquences négatives sont caractéristiques d'un dépôt de cône sous-marin en progradation (WALKER, 1978, MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972).

II.2.3 - L'analyse pétrographique

Les éléments constitutifs de ce dépôt sont illustrés dans la fig. 102. Les principaux éléments terrigènes sont toujours dominés par des fragments volcaniques anguleux et par des feldspaths plagioclases. Les quartz, surtout d'origine volcanique (fig.104) de pourcentage inférieur à 7%, sont plus fréquents que les autres minéraux accessoires.

N°s Echantillons	FRAGMENTS														MATRICE		
	% de G R A I N S																
	non carbonatés							carbonatés									
VOLCANIQUES	CALCAIRES	GALETS MOUS	PLAGIOCLASES	AMPHIBOLES	OPAQUES	BIOTITES	CHLORITES	CHARBON/LIG	Q U A R T Z	BENTHONIQUES	PLANCTONIQUES	MOLLUSQUES	BRACHIOPODES	ALGUES	ECHINODERMES	BRIOZOAIRES	
TN 29	5	3		7													
TN 28	11		2	6					4	59						2	
TN 26	57		5	9	1				2	54						1	
TN 25	46			14						11				1			1
TN 24	29		3	23			4	2		12				1			2
TN 23	8		4	16			1			7	1			2			
TN 21			7	3				1		40						3	
TN 20			15	4					2	21	9						
TN 18	17	25		6						4	8						
TN 2										2	1						
TN 1			5	5					7	19	14						
TN 4	26	19	1	4						16							
TN 5	17			11					5	3							
TN 6	26	7		18					6	10							
TN 7	9			27					4	16							
TN 9	33	8		25					1	3							
TN 10a	4	4		19						33	2						
TN 10b	4		6	52					2								
TN 13		1	8	36					3	7	2						
TN 15			4	48					5	6	2						
TN 16	35			22					2	1							

Fig.102 : Comptage pétrographique des grès, des brèches et des calcaires de la série de Kerek à Ngepung

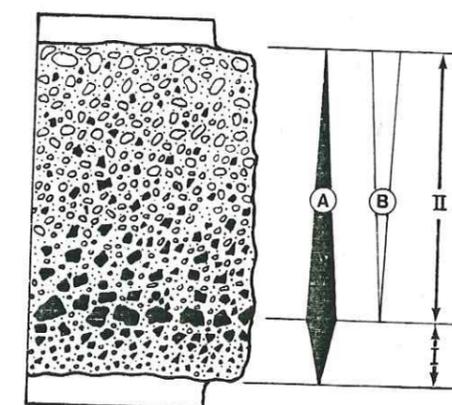
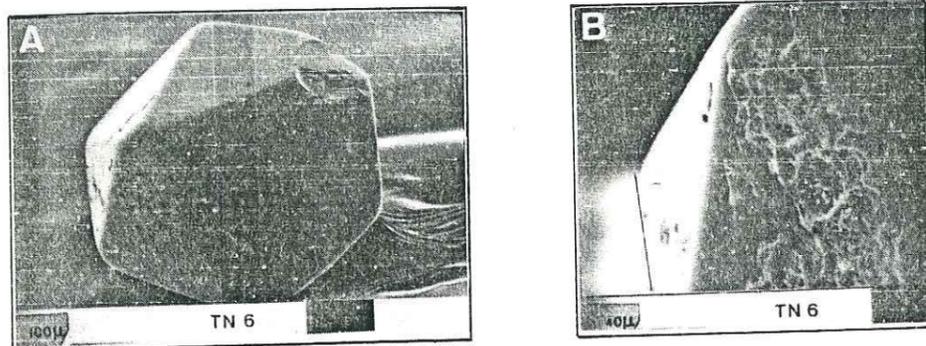
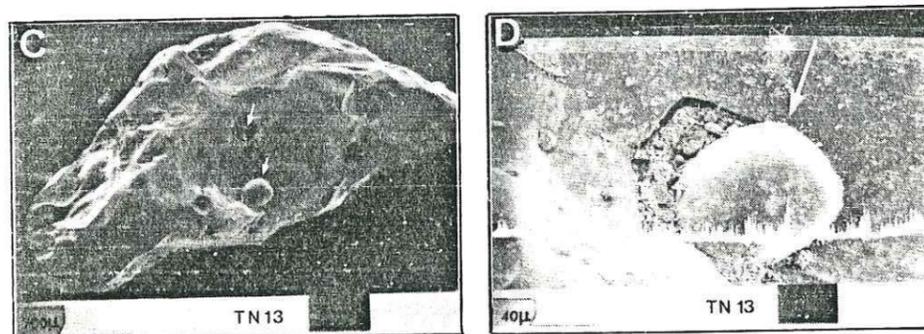


Fig.103 - Schema d'un corps bréchiques à géométrie chenalisée (Faciès A de MUTTI et RICCI LUCCHI, 1975) au niveau TN.9 (coupe Cukli - Ngepung), montrant des organisations verticales des fragments basaltiques (en noir) et des ponces (en blanc). Dans la partie basale, mince (I), on observe une granocroissance des fragments, tandis que dans la partie supérieure, épaisse (II), les fragments basaltiques sont organisés suivant un granoclassement normal et les ponces restent en granoclassement inverse, mais se concentrent préférentiellement vers le sommet.

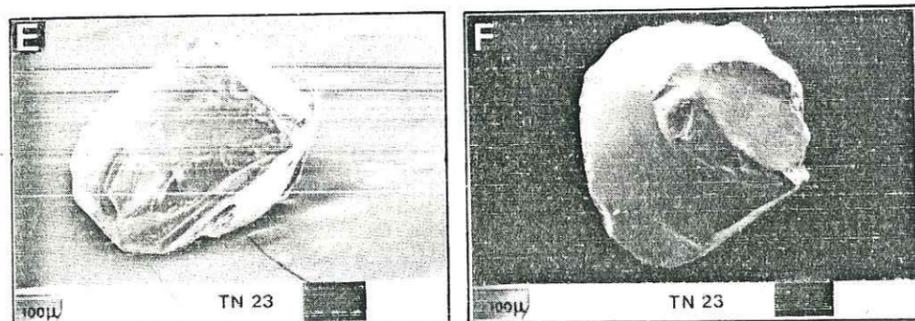
Fig.104 - Exoscopie des quartz (Formation de Kerek, coupe de Ngepung)



A. Grain de quartz sous-forme de cristal dihexaédrique parfait



C,D. Un grain de quartz, grossier, anguleux, avec plusieurs inclusions (flèche)



E,F. D'autres grains de quartz, subarrondis, bien polis avec des nombreuses grandes traces de chocs.

Parmi les éléments figurés carbonatés, les foraminifères benthiques dominant (maximum 59%, moyen 16%).

Dans la plupart des séquences élémentaires la diminution progressive de bas en haut de la dimension moyenne des éléments caractérise un hydrodynamisme décroissant.

L'importance des fragments volcaniques sub-anguleux dans les grès grossiers à faciès chenalisé indique une maturité de transport relativement faible.

Les grandes variations du pourcentage des constituants principaux entraîne des variations de faciès:

- grès bréchiques et grès
- grès calcaireux;
- calcaires gréseux (wackstone à packstone).

Au point de vue diagénétique, les figures de dissolution et de micritisation de bioclastiques sont fréquentes, parfois même très importantes, ce qui empêche de reconnaître les formes originelles.

II.2.4 - L'analyse des minéraux argileux

Les argiles des interstrates sont essentiellement constituées par de la smectite (87 à 100%). La kaolinite ou l'illite ne représentent qu'un maximum de 8% des minéraux argileux.

N° Ech.	Smectite	Kaolinite	Illite	I.M.C.	Quartz	Feldspath
TN 22	93.7	6.2	tr	-	tr	tr
TN 19	87.2	8	4.7	-	-	-
TN 3	100	-	-	-	-	-
TN 8	94.5	5.5	-	-	-	-
TN 12	86.9	4.9	8.2	tr	tr	tr

II.2.5 - Direction des courants

L'analyse de ripple-marks asymétriques montre un apport détritique vers le Sud (N 190°-200°)

Les "prod-cast" observables sur le niveau TN 18 sont orientés N-S

II.2.6 - Conclusion

• L'ensemble des dépôts du Kerek, dans la région Cucli-Ngepung appartient aux zonations N17 et N18, et présente une épaisseur de plus de 350 mètres.

• Il est constitué par des argiles périodiquement marneuses, des tufs, des grès calcaires, des grès bréchiques et des calcaires gréseux.

• Il s'agit d'une superposition de faciès d'interchenaux, de faciès chenalisés et de faciès de remplissage.

• Du niveau 0 m au niveau 180 m, leur association montre une séquence à tendance négative bien marquée, avec une augmentation progressive du "clastic-shale ratio" (de 0.17 à 1.86), caractérisée par une importante chenalisation vers le haut.

• Les faciès résiduels ou les dépôts de débordement, qui représentent la partie supérieure de cet ensemble, révèlent une sédimentation de type "braided rivers": dès que le chenal principal est abandonné, il reçoit ces dépôts de la part d'un chenal voisin encore en activité. Ces faciès sont représentés par les types C, B1 et D.

• Le faciès à géométrie chenalisée dans cette région est aussi caractérisé par la fréquence des fragments de ponce qui s'organisent en granoclassement inverse et qui s'associent au niveau TN9 (fig. 103) avec des fragments lithiques (surtout basaltiques) à granoclassement inverse puis normal. Ce phénomène est identique à celui observé par SPARKS (1975-1976) et SPARKS & al (1973) dans un dépôt de coulée de lave ("pyroclastic-flow deposits) façonné par des courants de turbidites.

• Si cette interprétation est exacte, la présence de ce dépôt pyroclastique - turbiditique pourrait correspondre à une phase terminale de l'activité volcanique à cette époque (N17).

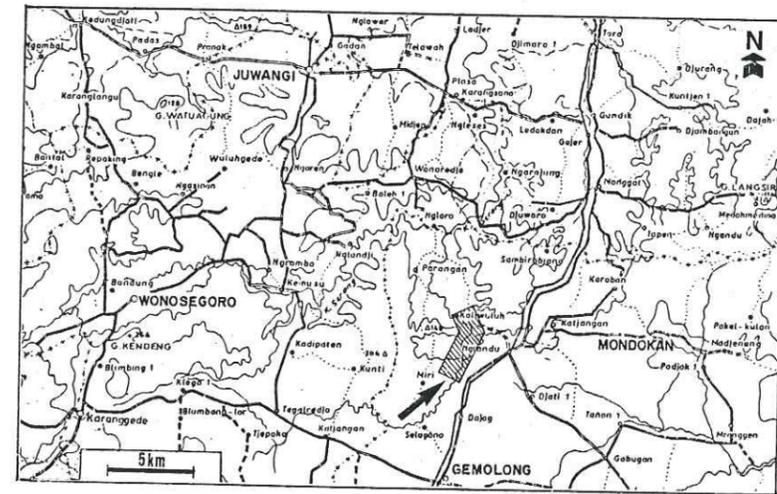
• Les apports terrigènes (surtout volcaniques) et bioclastiques sont uniquement d'origine méridionale.

II.3 - LA COUPE DE KEDUNG GETER (K 3)

Cette coupe levée le long de la rivière de Kedung Geter, depuis le village de Kaliwuluh au Nord jusqu'au village de Pungkruk au Sud, est située à environ 10km au Nord de Gemolong. Elle permet d'observer cinq unités lithologiques, de bas en haut:

- la formation de Kerek
- la formation de Kalibeng
- la formation de Sonde
- la formation de Pucangan
- et la formation de Notopuro.

La formation du Kerek dont l'épaisseur dans cette région est importante, mais difficile à préciser, nous permet de différencier ses caractères sédimentologiques de ceux des autres régions.



FORMATION	LITHOLOGY	AGE
Notopuro	Breccia, conglomerates, tuffaceous sand	PLEIS- TOCENE
Tuljangan	Andesitic conglomerates tuffaceous sand	
Baluhus lime stone	Batuanus limestone	P L I O C E N E
Sande marl.	Blue clay - marls with shelly limestone beds	
Kilik lime stone	Sandy - platy lime stones, calcareous sand stones.	
Lower Kalibeng	Blue gray unstratified marls - intercalation of tuffaceous sand stones.	
Kerek	Marls, clays with intercalation of calcareous sand stones coarse to medium, tuffaceous sand stones, sometime sandy lime stones.	M I O C E N E

d'après LEMIGAS, BEICIF (1974)

Figure 105
Coupe lithologique de Kedung-Geter et sa position géographique.

II.3.1 - Analyses stratonomique et séquentielle (fig.106, 107)

1) Epaisseur des strates

A partir des levés de terrain, nous avons construit la courbe des épaisseurs, afin de voir leur évolution. L'épaisseur des strates atteint un maximum seulement de 250 cm (Kg 25b) et une moyenne de 10 à 30 cm, donc beaucoup moins importante que celle qu'on observe dans la région de Bengawan Solo.

Les strates épaisses (entre 40 et 250 cm) sont souvent constituées de grès calcaireux (ou calcaires gréseux) moyens à grossiers, tandis que les strates, peu épaisses ou minces (inférieures à 40 cm) ont généralement une granulométrie fine à moyenne. La courbe des épaisseurs montre un style caractéristique qui se répète et oscille faiblement.

2) Epaisseur des interstrates

Les interstrates argileuses ou argilo-marneuses ont presque toujours une épaisseur plus importante que celle des strates, et qui varie de 30 cm à quelques mètres, mais avec une moyenne d'environ 150cm.

3) Le "Clastic-shale ratio"

Les rapports d'épaisseurs des strates et des interstrates calculés par unité de 50 m sont très faibles, et ne varient que seulement entre 0,05 et 0,35. Ils caractérisent un flysch schisto-gréseux, où le matériel argileux l'emporte sur les détritiques.

Il semble bien que l'oscillation de ces valeurs ne correspond pas seulement à des variations d'apports détritiques, mais aussi aux passages des faciès chenalisés. Ceci est exprimé par un maximum (0,35) au niveau 150-200 m où s'installent les corps à géométrie chenalisée (faciès A2), et par un autre maximum moins important (0,19) à la base de cette coupe (fig. 107).

4) L'évolution séquentielle

L'analyse des séquences dans cette coupe est aussi exprimée par les variations d'épaisseurs et la granulométrie des strates que

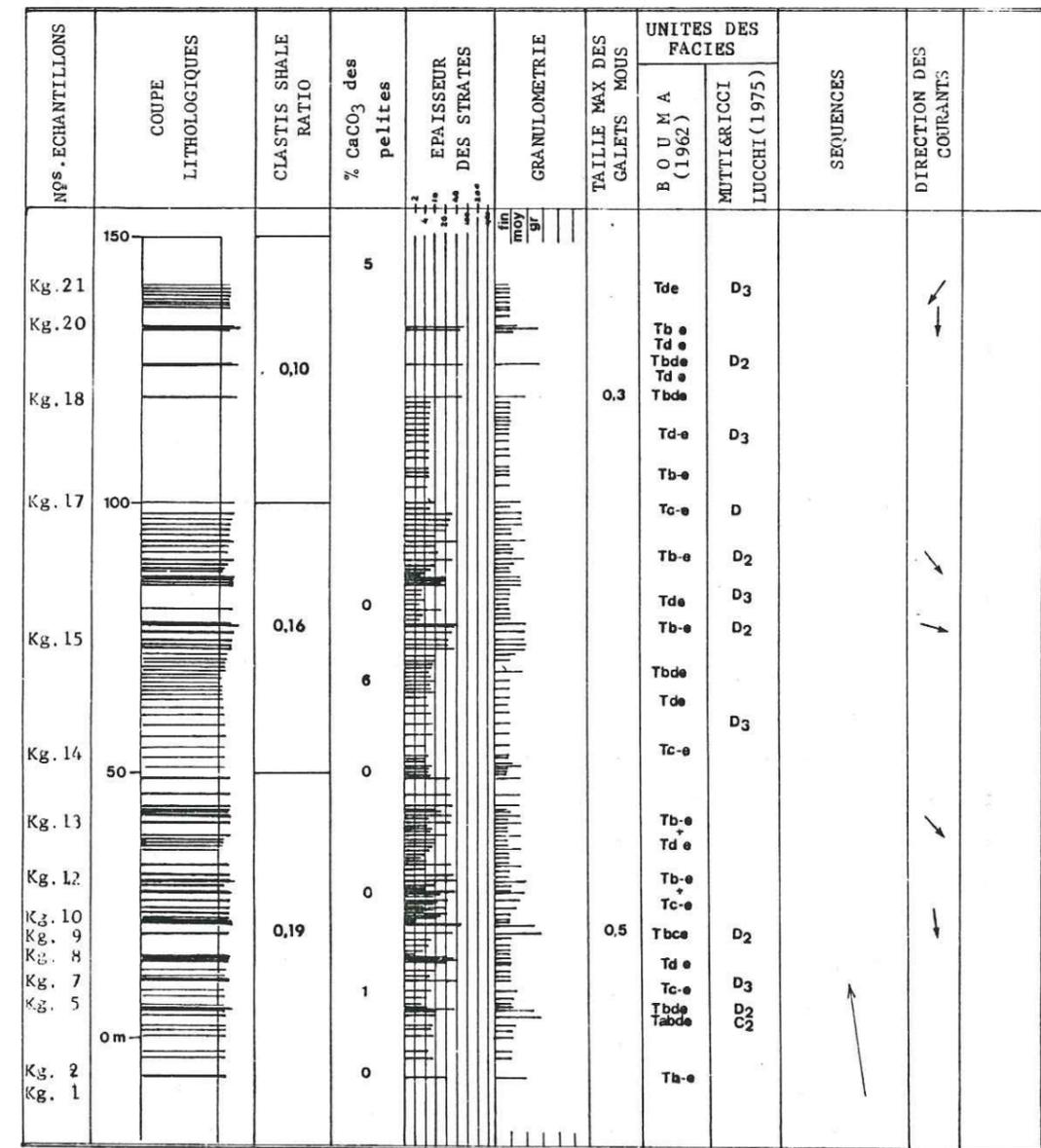


Fig.106 - Analyse séquentielle de la Formation de Kerek à Kedung Geter

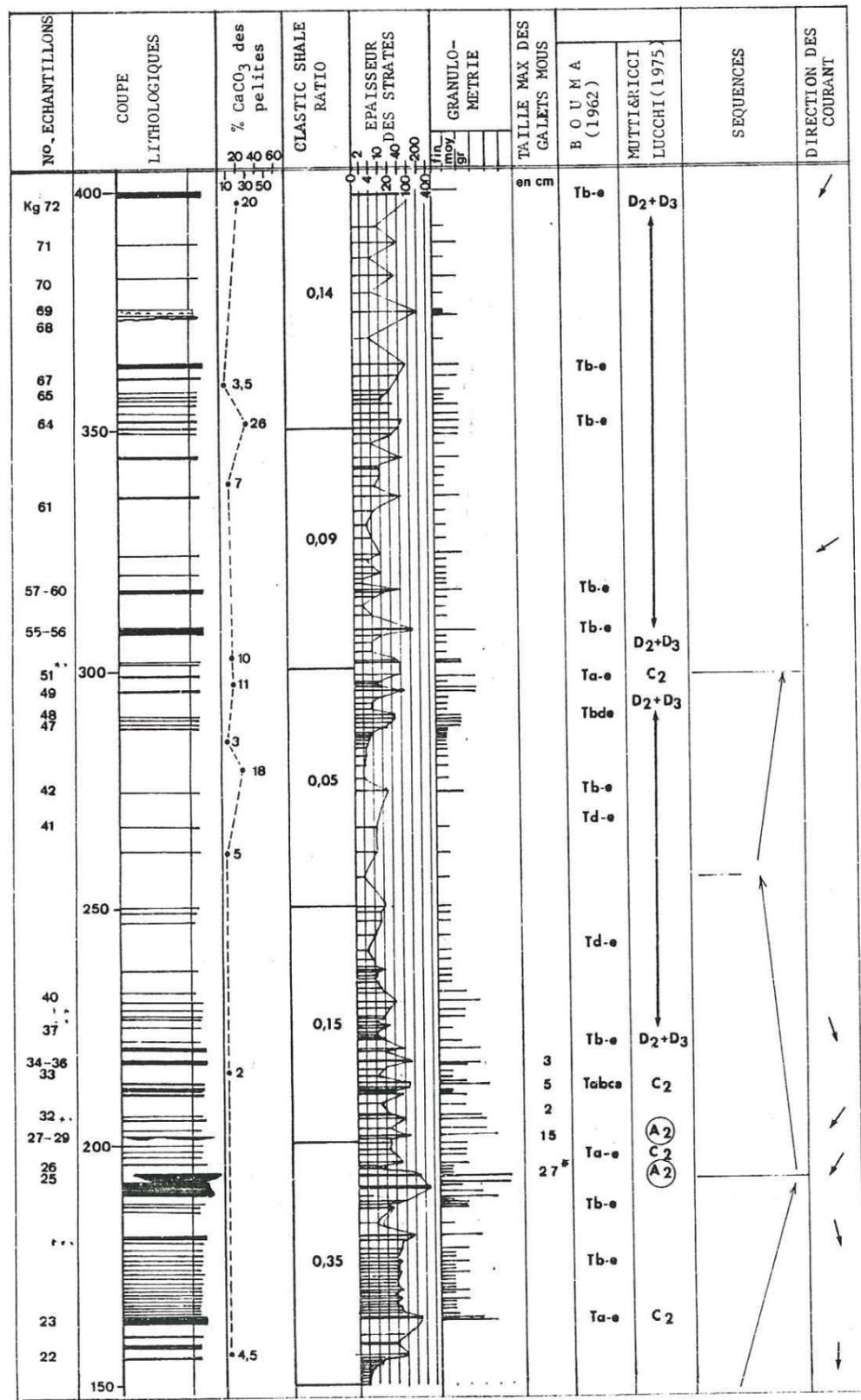


Fig.107- Analyse séquentielle de la Formation de Kerek à Kedung Geter (suite)

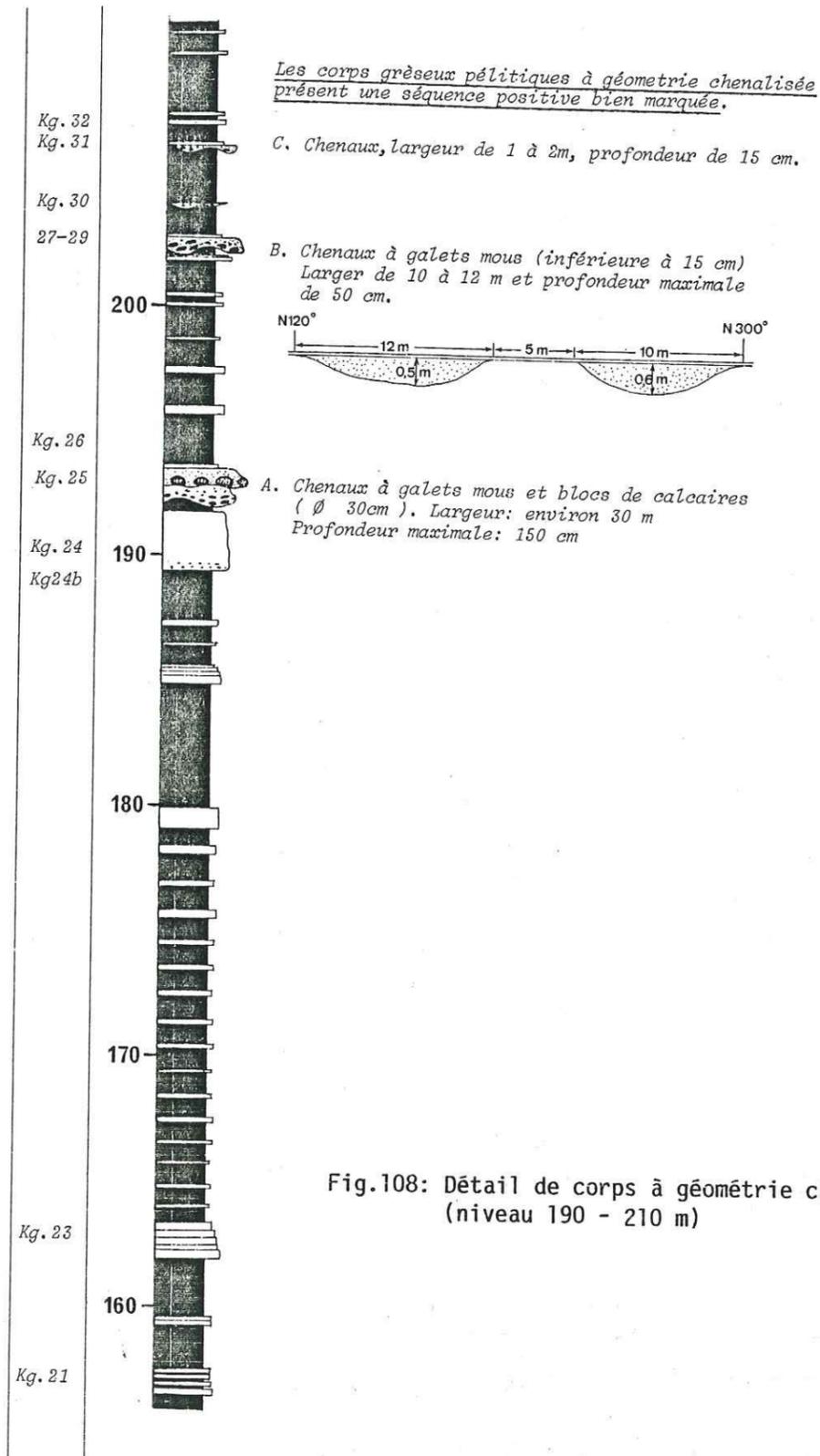


Fig.108: Détail de corps à géométrie chenalisée (niveau 190 - 210 m)

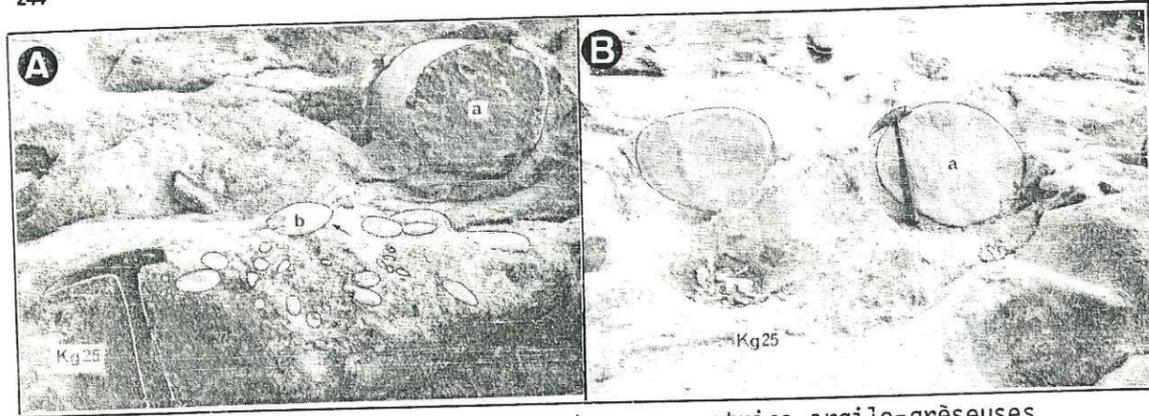


Photo A,B : Organisation des galets dans une matrice argilo-gréseuses au niveau d'un corp chenalisé (Kg.25) ; quelques blocs de calcaires (a) de 20 à 40 cm de diamètre se sont installés au sommet du niveau à galets mous (b) de dimension plus faible

Photo C : Un autre corp chenalisé (Kg.28) à galets mous de diamètre 30 cm inclinés en majorité vers le Sud

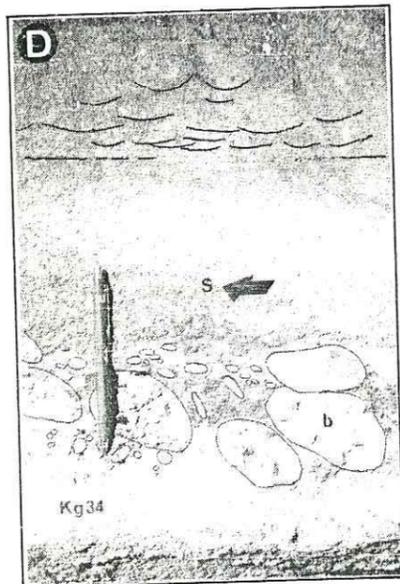
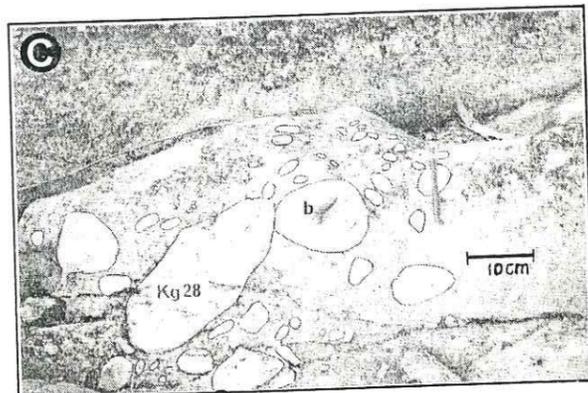


Photo D
structure en coupelle moins développée
granoclassification normale, sans stratification
orientation des galets mous (b) parallèle au courant, vers le Sud
granoclassification inverse, sans stratification

Fig.109- Organisation verticale des galets mous et des galets calcaires dans quelques corps chenalisés



PHOTO A: Une séquence Tbcd de BOUMA ; le terme Td (mince) est peu déformé, dû probablement à l'action tardive de l'échappement de fluide au niveau inférieur (Tc)

PHOTO B: Déformation synsédimentaire de l'ensemble des couches supérieures hydroplastiques provoquée par un glissement peu important

PHOTO C: Un autre phénomène de glissement (1 ; tuff , 2 ; argiles)

PHOTO D: La structure de "box folds" (ALLEN,1982) avec un plissement et un déplacement latérale plus important que les précédant (photos B et C)

PHOTO E: La stratification convolutive discontinue (elle peut passer latéralement à la stratification horizontale). Le terme convolutive de ce niveau est probablement aussi en relation avec un glissement synsédimentaire.

Fig.110- Quelques aspects particuliers des structures sédimentaires

par l'oscillation d'unités des faciès, montrant ainsi une évolution rythmique. Ce caractère rythmique qui est engendré par des agents externes généraux est perturbé par des facteurs accidentels (des séries de failles se déplaçant progressivement vers le Sud). D'abord forts, puis décroissants, ces accidents provoquent une augmentation des apports détritiques et modifient l'amplitude du "clastic-shale-ratio".

On distingue de bas en haut:

- de 0 à 140 m, une séquence peu oscillante, à légère tendance positive;
- de 140 à 190 m, une séquence à tendance négative;
- de 190 à 270 m une séquence nettement positive marquée par la diminution progressive de la largeur des chenaux, de la taille moyenne des galets mous, et finalement, par un abandon de la chenalisation;
- de 270 à 400 m, une séquence peu oscillante à légère tendance négative.

II.3.2 - Les différents faciès d'unités

1) Le faciès A de MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) forme un ensemble de 15 m d'épaisseur (niveau Kg 25-Kg 31, figures 107 et 108 ; c'est un faciès à "pebbly mudstone": les éléments clastiques grossiers flottent dans une matrice pélitique ou argilo-gréseuse, caractéristique du sous-faciès A2. Ces éléments clastiques grossiers sont généralement des galets mous de 15 cm de longueur maximum, mais on trouve aussi des fragments olistolites dont la taille varie de 20 à 30 cm (fig.109). Ces galets mous sont relativement organisés en une architecture à granoclassement inverse puis normal, sans stratification, au sens de R.G. WALKER (1978). Ce type d'organisation appartient généralement au sous-faciès A1 (BOIRIE & al., 1979). Il est donc évident que ce faciès à "pebbly-mudstone" organisé ne représente véritablement ni le sous-faciès A2, ni le sous-faciès A1. Cependant, on peut penser qu'il s'agit d'un sous-faciès intermédiaire, et de ce fait, on peut le proposer comme un autre sous-faciès nommé "organized conglomeratic mudstone".

Au point de vue de l'environnement, ce faciès déposé sous forme de corps chenalisés au sein de faciès pélitique, indique un dépôt de cône sous-marin interne (WALKER, 1975-1977; MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972; INGERSOL, 1978).

De bas en haut (ou de l'intervalle Kg25 à l'intervalle KG31) la diminution progressive de la taille des chenaux (30 m à 2 m, fig. 109) reflète le caractère divagant de ces chenaux pendant leur évolution.

2) Le faciès C qui correspond aux séquences complètes de BOUMA s'observe rarement sur cette coupe. Il s'agit généralement de sables ou de calcaires gréseux, fins à moyens, de 30 à 100 cm d'épaisseur, qui présentent un classement modéré et s'ordonnent dans les turbidites Tabce ou Tae.

Les lits gréseux sont souvent caractérisés dans leur portion basale par la présence de galets mous dont la taille moyenne est inférieure à 3 cm.

Ces séquences complètes sont affectées d'un granoclassement marqué par l'abondance relative des bioclastiques grossiers (grands foraminifères) dans les termes Tab, et des planctoniques dans les termes Tcd.

L'épaisseur du terme Te des interstrates pélitiques qui l'emporte toujours sur celle des strates gréseux (Ta-d) permet de classer ce faciès C dans le sous-faciès C2.

3) Le faciès D, décrit comme séquences de BOUMA incomplètes, est le faciès le plus répandu dans l'ensemble de la série du Kerek dans cette région. Les lits gréseux qui sont formés par des sables (ou des calcaires gréseux) moyens à très fins comportent généralement des structures de dépôts créées par le mécanisme de traction-décantation.

Lorsque l'épaisseur des lits gréseux est beaucoup moins importante que celle des lits pélitiques, ce faciès représente les sous-faciès D2 et D3. Par ordre d'importance, il s'agit de séquence de type Te, Td-e, Tbde, Tc-e et Tb-e.

L'organisation séquentielle de ces corps pélitiques est souvent caractérisée par une oscillation entre le sous-faciès D2 et le sous-faciès D3.

Cet aspect cyclique qui marque souvent une tendance positive de la mésoséquence sommitale de cette coupe est probablement dû à de petites variations dans le rapport "clastic-shale" ou dans l'épaisseur des

couches gréseuses qui sont liées aux divagations (migrations latérales) des zones de dépôts des lobes.

En résumé, l'abondance des faciès D3 et D2 est le caractère le plus typique des corps turbiditiques déposés dans la partie de cônes sous-marins jusqu'à la plaine sous-marine (WALKER, 1968; MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975).

4) Remarques sur quelques structures sédimentaires

En général, l'ensemble du dépôt Kerek dans cette région est caractérisé par une très grande régularité, par un parallélisme des surfaces de stratification et par des structures à laminae à petite échelle, horizontales ou obliques dominantes. Cependant, nous avons aussi distingué quelques structures sédimentaires assez particulières:

a) Au-dessus du terme Tb, on remarque parfois des laminations convolutées en association avec des structures d'échappement de fluide (Kg56, fig.110A). Cette dernière structure semble être apparue tardivement, car l'intervalle Td à laminations horizontales, au-dessus de l'intervalle Tc, est peu déformé. Pour notre part, ils ne sont pas une véritable structure d'échappement de fluide (ou des volcans de sables) comme on les trouve dans le faciès B1 qui est déposé par le mécanisme du "fluidized flow" dans le sens de MIDDLETON & HAMPTON (1973).

b) La figure 110B (Kg 56a) montre une structure ressemblant à un "mégaripple" dans lequel la hauteur des "ripples" augmente progressivement vers le sommet de quelques cm à 35 cm. Elle s'associe à des microfailles. Ce phénomène est probablement provoqué par un glissement de moindre importance de la partie supérieure (hydroplastique) sur la partie inférieure de cette couche qui est déjà peu indurée et sans relation avec le mécanisme de transport. Donc on considère cette structure comme un produit de déformation synsédimentaire plutôt qu'un véritable megaripple.

c) Un phénomène presque similaire s'observe aussi à la base de la série (niveau Kg10, fig.110 D) mais avec une importance beaucoup plus remarquable que celle de la précédente. Ce type de déformation appelé "Slump sheet" se réalise quand les sédiments hydroplastiques sont entraînés par une action gravitaire sur la pente du bassin (ALLEN, 1982).

La relation entre la direction du glissement ("slump") et la direction du courant n'est pas si simple: BALLANCE (1964) a en effet observé que la direction du glissement est en accord avec celle du courant, tandis que MURPHY & SCHLANGER (1962) ont établi une différence d'azimut de 90°. Cependant dans beaucoup de bassins turbiditiques, les courants coulent parallèlement à la pente du bassin et à la direction des glissements (KUENEN, 1967), ainsi qu'on l'a observé dans cette région, où ces deux directions sont dirigées vers le Sud.

Ce phénomène de "Slump-sheet" caractérisé par un déplacement latéral pouvant atteindre une dizaine de mètres est classé dans le type "box-folds" (ALLEN, 1982).

Un autre exemple de glissement de moindre importance peut-être observé sur le niveau argilo-tufacé (Kg 21, fig.110C).

En conclusion, on peut penser que l'importance des phénomènes de "slump-sheet", observés sur trois niveaux différents (Kr10, Kr15 et Kr 56a) a progressivement diminué vers le sommet, ce qui peut être en liaison avec la diminution de la pente du flanc du bassin pendant son évolution.

II.3.3 - Direction des courants

L'analyse de la direction des courants ne peut être effectuée dans cette région qu'à partir des structures convolutées, des ripples asymétriques, l'orientation des galets mous et le sens de déversement des "slump-sheets".

- Les ripple-marks et les convolutes indiquent un sens principal vers le Sud qui oscille entre N 130° et N 240°.

- Les orientations des galets mous dans les corps chenalisés révèlent aussi une direction principale N-S, qui oscille entre N 160° et N 210°.

- De plus, le sens de déversement des "slump-sheets" permet de définir une paléopente inclinée vers le Sud.

- On peut noter aussi que des terriers d'animaux (burrows) s'inclinent souvent vers le Sud et le Sud-Ouest dans les strates indurées (fig. 111): cela peut aussi indiquer une paléopente vers le Sud.

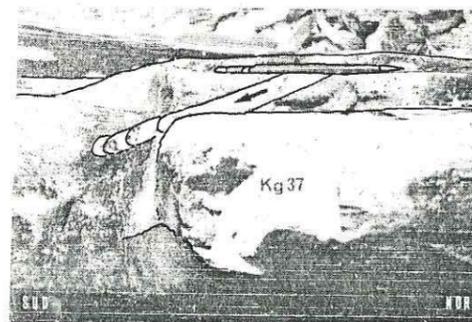


Fig.111 - Perforation en surface de banc (Kg37) inclinée vers le Sud

En conclusion, l'étude des directions de courants permet de définir, dans la région de Kedung Geter, un courant d'apport sédimentaire très général du Nord vers le Sud. L'absence de paléocourants du Sud vers le Nord s'oppose au fait que les matériaux volcaniques sont abondants dans cette série. On peut se demander si ces matériaux volcaniques ne sont pas façonnés par un transport sous-marin (aquatique) venant du Sud.

Si cette constatation est vraie, nous pensons donc à deux hypothèses:

- a) Les matériaux volcaniques proviennent d'un transport aérien; cela est possible, car leur granulométrie est fine à moyenne;
- b) Ils sont retransportés vers le Sud avec les matériaux bioclastiques. Dans ce cas, ils proviendraient de l'érosion d'un dépôt volcanoclastique ancien, ce qui peut être mis en doute car aucun dépôt volcanique antérieur à la zonation N12 n'est connu dans cette région.

II.3.4 - Analyse pétrographique

II.3.4.1 - Composants détritiques

On observe:

a) Des fragments volcaniques, ils forment l'un des principaux constituants et varient dans la proportion de 0 à 45 %. Ils sont toujours de petites dimensions (inférieures à 3 mm) et sous forme de grains généralement subarrondis.

b) Des fragments calcaires, ils sont présents seulement dans quelques niveaux en quantité moins importante (< 5%) sous forme de grainstone/packstone et de wackstone de granulométrie moyenne à grossière. Mais on observe aussi quelques blocs de calcaires, bien arrondis dont le diamètre varie de 20 à 30 cm, dispersés dans une matrice grés-argileuse d'un certain niveau à faciès chenalisé (niveau Kg25, fig.109 A, B).

c) Des galets mous, pouvant atteindre parfois 15cm de longueur, concentrés dans le faciès pebbly-mudstone; leur pourcentage atteint 18%.

Dans le faciès grés-calcaireux, ils sont en faible quantité et d'une taille de quelques mm seulement.

Nos. Echantillons	FRAGMENTS			G R A I N S												M A T R I C E		
				non carbonatés						carbonatés								
	VOLCANIQUES	CALCAIRES	GALETS MOUS	PLAGIOCLASES	AMPHIBOLES	OPAQUES	BIOTITES	CHLORITES	CHARBON/LIG	Q U A R T Z	BENTHONIQUES	PLANCTONIQUES	MOLLUSQUES	BRACHIOPODES	A L G U E S		ECHINODERMES	BRIZOAIRES
Kg. 73	17	5	2	17	2	.	2			7	7	33			.	2		6
Kg. 65	18			1						1	40	2			18	1		19
Kg. 56	14			17						.	.	43						26
Kg. 55	20	.	.	15						4	3	40						17
Kg. 39			2	.						.	.	36						
Kg. 36	9		4	16			.	.		.	48							
Kg. 31			6	.						.	.	72						
Kg. 24	15	1	2	23	3	.	2	1		5	7	28		13
Kg. 23	43			29	3	1	1	1		3	.	5						14
Kg. 21	6	1		15	1	2	1	2		5	1	49		.	1	.	.	14
Kg. 20	2	.		4	.					2	.	63		27
Kg. 16	.		17	11						3	14	25			8	.	.	30
Kg. 13	45	.		13	6	2	.			9	.	.						16
Kg. 2	1		2	19						28	4	26						20

Fig. 112: Comptages pétrographiques de la série de Kerek (coupe de Kedung Geter)

d) Des plagioclases en proportions assez comparables à celles des fragments volcaniques. Mais ces minéraux de granulométrie moyenne à très fine ne dépassent jamais 29% de la totalité de la roche. Ils sont fréquemment associés à d'autres minéraux de la même origine (volcanique) comme les amphiboles, les biotites, les chlorites et les minéraux opaques.

e) Des quartz: ils varient dans la proportion de 0 à 28%, et sont souvent sous forme de cristaux monocristallins, fins, subanguleux à subarrondis. Les cristaux polycristallins sont aussi présents dans quelques niveaux à faciès chenalisé.

f) Des éléments bioclastiques souvent très abondants. Ce sont par ordre d'importance, des foraminifère, des planctoniques et benthiques, des algues, des échinides, des fragments de brachiopodes et de bryozoaires.

Les foraminifères planctoniques dont le pourcentage peut atteindre 72% sont très souvent caractérisés par des associations ou des mélanges d'espèces d'âges différents.

Bien qu'on observe dans cette coupe la présence du niveau N12 à la base (Kr1) et du niveau N17 au sommet (Kr68) l'essentiel du dépôt du Kerek dans cette coupe est représenté par des espèces N13 polluées par des espèces N9 (Fig. 113, 114).

Les foraminifères benthiques dont les formes de petite taille sont dominantes sont presque toujours en quantités moins importante que les planctoniques.

La figure 113 montre la répartition de ces foraminifères benthiques qui sont caractérisés par une importante diversité de petites formes et une très faible diversité des grandes formes. Cet ensemble correspond à un mélange d'espèces côtières, peu profondes et profondes.

II.3.4.2 - Textures et variétés des roches

a) Les strates (grès et calcaires)

Les matériaux détritiques de ces dépôts sont généralement constitués d'un mélange d'éléments terrigènes et d'allochems calcaires organiques qu'on peut grouper en deux catégories:

- les calcaires gréseux;
- les microconglomérats et grès calcaireux.

Selon la méthodologie descriptive des roches carbonatées utilisée par Elf-Aquitaine (1975), et qui est inspirée de la classification de DUNHAM (1962), la première variété correspond à des calcaires Wackstones (Packstones à extraclastes, et à des Grainstones à globigérines dans le cas où les planctoniques sont très importants.

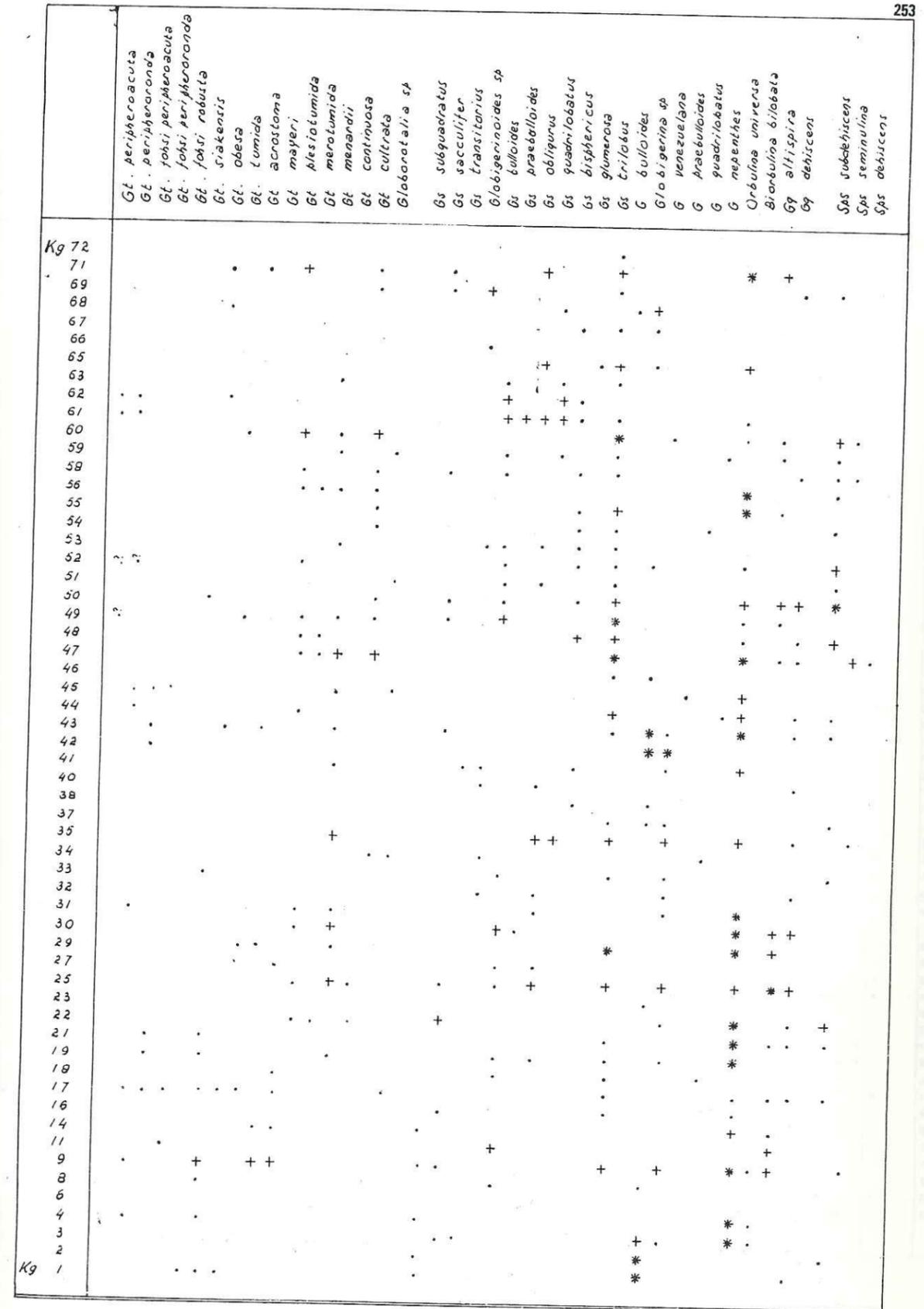


Fig.113: Répartition des foraminifères planctoniques dans la série de Kedung Geter

II.4 - LA COUPE DE WONOSEGORO (K 4)

Cette coupe composite a été relevée sur le versant méridional du Col de Bandung, au Nord de la rivière Kali Bandung, à Wonosegoro à environ 10 km à l'Ouest de la coupe du Kedung Geter.

Elle débute à l'Est du col dans les premiers bancs (Ws1 à Ws26) tectonisés situés sur l'axe de l'anticlinal du Garangan (fig. 115).

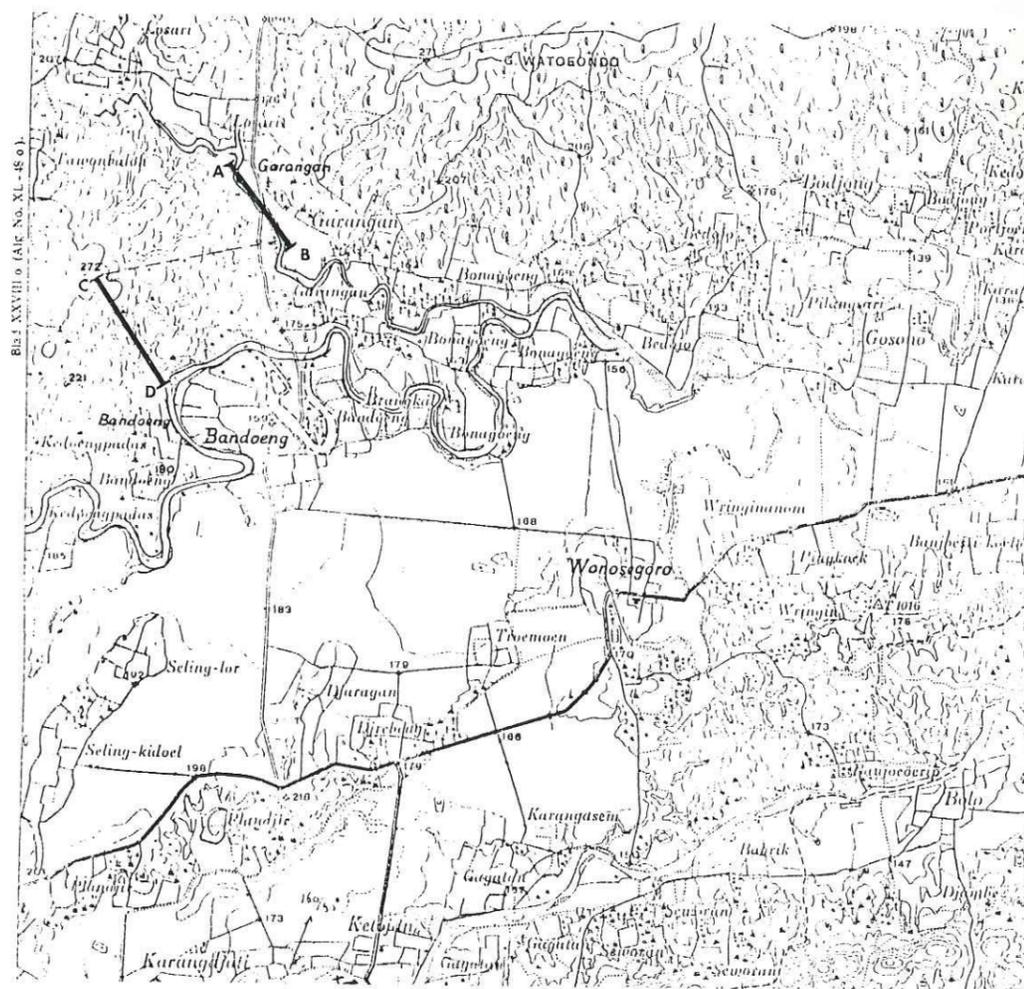


Fig. 115: Position de la coupe de Wonosegoro (A-B = Ws2 - Ws 26, et C-D= Ws 27 - Ws 50).

Incomplète aussi bien vers le bas que vers le sommet, en raison de nombreux accidents orientés ENE-WSW en association avec des structures anticlinoriales, cette coupe est représentée ici par un ensemble argilo-gréseux d'une épaisseur de plus de 600m qui appartient à la zonation du N12 et N 13.

II.4.1 - Caractères des faciès

L'ensemble de ces dépôts turbiditiques est caractérisé par la rythmicité du faciès C de MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) au sein de faciès plus argileux. La stratification est très bien marquée par les interstrates pélitiques qui sont presque toujours plus épaisses que les strates gréseuses. Les surfaces planes et parallèles présentent une grande extension régionale. Les lits gréseux, dont les épaisseurs peuvent varier de 20 à 120 cm sont caractérisés par une granulométrie moyenne, parfois grossière.

Ce faciès C (généralement sous forme du sous-faciès C2) est marqué par une suite verticale assez constante d'intervalles de dépôts de BOUMA ou Ta-C (Fig.116A, et aussi par la présence presque constante de structures de base de bancs bien développées et caractéristiques de cette coupe. Elles peuvent être groupées, selon la classification du Flute marks d'ALLEN (1982), dans le type parabolique conjugué (Fig. 117). Sous un même banc, ces flutes sont parallèles et de tailles relativement uniforme, tandis que verticalement leurs dimensions (largeur, longueur et hauteur) varient du centimètre au décimètre. La taille maximale est observée au niveau de Ws 14 avec des flutes d'une longueur de 50 cm, d'une largeur de 20 cm et d'une profondeur de 10 cm (Fig. 116B).

Il faut noter aussi que les dimensions et la densité de ces flutes augmentent en fonction de l'épaisseur et de la grossièreté granulométrique des bancs de grès immédiatement sus-jacent.

ALLEN (1982) a noté que les caractères des flutes sont affectés par les paramètres suivants:

- la granulométrie, la forme et la distribution des matériaux clastiques initialement déposés sur des argiles ou marnes;
- la condition et la durée de l'écoulement.

Les premiers ont plutôt des influences sur le taux de développement ("growrate"), la taille, la symétrie et la densité des "flute-

marks" sur les surfaces argileuses.

Les deuxièmes peuvent déterminer la taille maximum des flutes ainsi que leur densité.

Cependant, SERTINI & CURCIO (1965), TANAKA (1970) signalent que les plus grandes flute-casts se trouvent de préférence dans les couches gréseuses les plus épaisses, et qu'elles sont provoquées par des courants rapides et de longue durée.

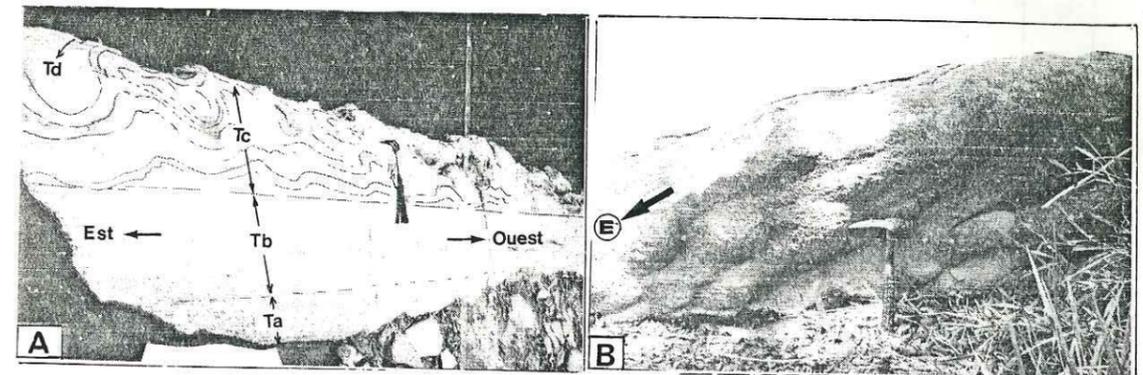
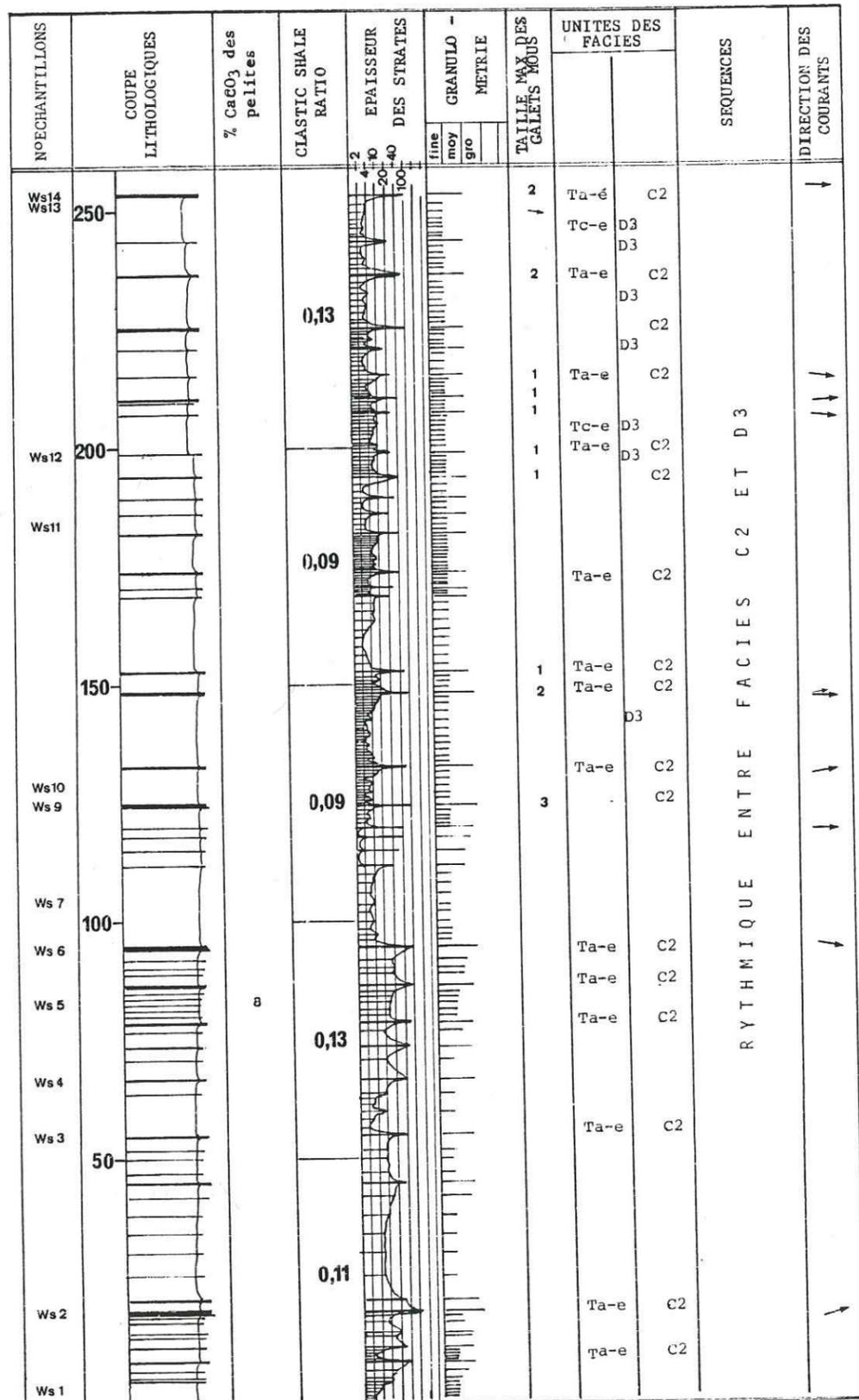


Fig.116- :Faciès Grainstone/Packstone à grands Foraminifères de la Formation de Kerek dans la région de Wonosegoro (Ws.14), montrant une séquence Tabcd de BOUMA (A) et des figures de base de bancs de type flute casts de forme parabolique conjuguée. Les flute casts et les volutes indiquent une direction de courant de l'Ouest vers l'Est.

FLUTE MARKS			PATTERN	
(a) Clustered	(b) Longitudinal	(c) Oblique		
(d) Parabolic-transitional	(e) Parabolic	(f) Spindle-shaped	(g) Comet-shaped	RANDOM
(i) Long-crested	(j) Parabolic-transitional	(k) Parabolic	(h) Asymmetrical	
MUD RIPPLES			CONJUGATE	

Fig.117 : Classification des flute-marks et "mud-ripples" (ALLEN,1982)

Fig.118 - Analyse séquentielle de la série de Kerek à Wonosegoro



toutes les strates de ce faciès C2 sont séparées par des interstrates pélitico-gréseuses dont l'épaisseur varie de 2m à 15m. Ce dernier faciès, le plus répandu dans l'ensemble de la coupe est caractérisé par une très grande régularité et un parallélisme des surfaces de stratification. Les couches gréseuses, de 2 cm à 7 cm seulement d'épaisseur, sont formées par des sables fins, et comportent toujours des structures de dépôts créées par le mécanisme de décantation-traction. Du fait que le "Clastic-shale ratio" dans ce dernier faciès est très faible (s/sh 0,05), il est raisonnable de classer ce faciès dans le groupe D3 de MUTTI & RICCI LUCCHI (1975). Il s'agit donc, par ordre d'importance, de séquences du type Te, Td-e, Tc-e et parfois Tb-e.

Dans l'ensemble de la série de cette coupe, le "clastic-shale ratio" reste toujours faible et varie seulement de 0,09 à 0,13 (Fig.118).

L'association de ces deux faciès (D3 + C2), avec la prédominance du faciès D3 caractérise un dépôt turbiditique qui constitue la frange périphérique des cônes sous-marins (WALKER, 1978; MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972).

L'aspect cyclique, caractérisé par la présence périodique des séquences complètes de BOUMA dans les faciès majeurs distaux de D3, est probablement lié aux passages latéraux des zones de dépôts des lobes.

II.4.2 - Etude pétrographique

1/ Composition pétrographique

L'analyse pétrographique sur les échantillons gréseux de cette série montre que leurs constituants sont spécifiques et très différents de ceux qu'on observe dans la région de Bengawan-Solo et Kedung Geter. Les matériaux détritiques des strates sont caractérisées par la prédominance des bioclastes.

Les matériaux accessoires sont représentés successivement par des galets mous, des lignites, des quartz et quartzites et rarement par des plagioclases.

a) Les foraminifères benthiques sont particulièrement bien représenté dans tous les niveaux gréseux à séquences de BOUMA

complètes où ils représentent les constituants dominants surtout dans les intervalles Tab (> 40%). La plupart de ces benthiques sont de grands foraminifères dont les espèces principales sont: *Lepidocyclina (N) angulosa*, *Lep. (N) martini*, *Lep (E) dilatata*, *Lep. (N) sumatraensis*, *Cycloclipeus Postindopacificus* et *Amphistegina*. Les autres espèces comme *Operculina sp.*, *Gypsina globosa* et *Quinqueloculina* sont aussi présents. Moins nombreux les petits foraminifères benthiques sont représentés par les espèces *Bolivina carinata*, *Cellanthus craticulus*, *Cibicides sp.*, *Uvigerina sp.*, *Nodosaria sp.*, et *Cassidulina globosa*.

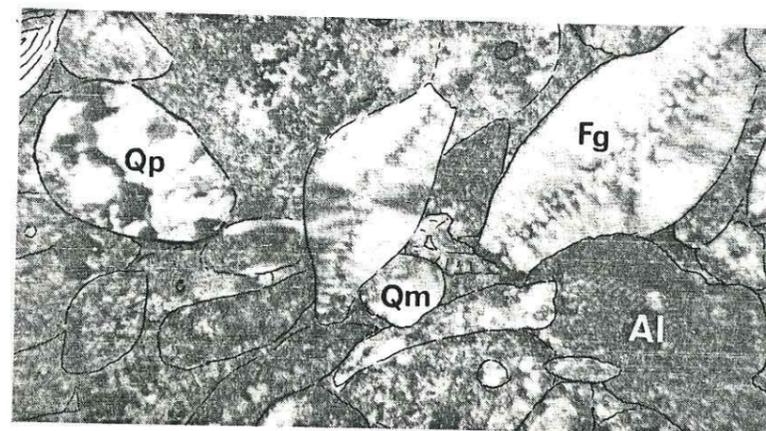
Tous ces foraminifères benthiques qui ne se trouvent que dans les niveaux gréseux (strates) correspondent à des microfaunes d'origine peut profonde. Ils sont généralement mal conservés, brisés et fréquemment fragmentés.

b) Les foraminifères planctoniques. Leur répartition dans les strates semble bien être contrôlée par le mécanisme de la sédimentation. Ils ont colonisé la plupart des couches minces à lamination horizontale intercalées entre d'épaisses interstrates pélitiques, ou dans les strates du faciès D3. Dans les faciès gréseux à séquences de BOUMA complètes, on les trouve en quantité maximum dans l'intervalle Td. Ils sont donc manifestement liés au mécanisme de suspension-décantation. Cependant, ils sont parfois présents dans les intervalles Tab en pourcentage très faible. Dans l'ensemble des strates gréseuses, nous avons trouvé les espèces suivantes: *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides sub-aquadratus*; *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globoquadrina dehiscens*, *Sphaerodinellopsis seminulina* et *Globigerina Venezuelana*.

c) Les algues. On les trouve généralement associées aux grands foraminifères et sur les mêmes substrats. Leurs fréquences sont comparables, mais leur abondance est généralement plus faible (< 30 %). Ce sont toujours des algues rouges.

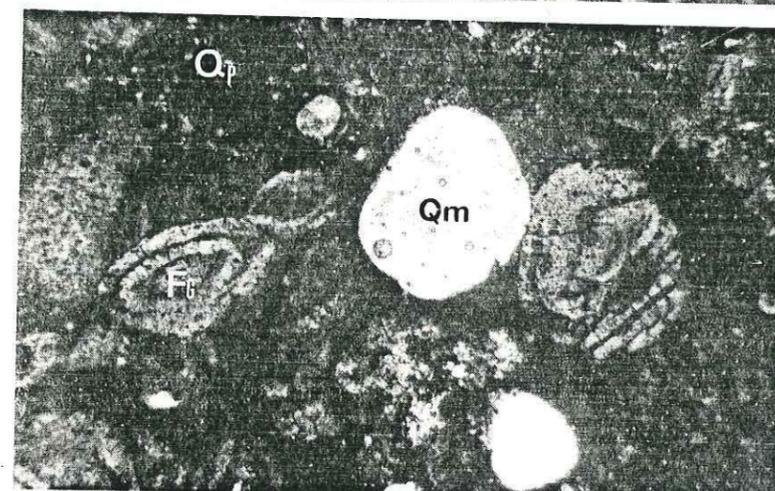
d) Les autres organismes, sont seulement représentés par de rares brachiopodes et échinodermes.

e) Les galets mous. Ils sont localisés surtout à la base de l'intervalle Ta. Leur taille maximum est voisine de 3cm. Plutôt rare (< 5%), ils peuvent cependant atteindre 40% dans certains niveaux (Ws 9, Ws 29).



A. Lame Ws.35

Fg : Grands Foraminifères
Qm : Quartz monocristalin
Qp : Quartz polycristalin
Al : Algues



B. Lame Ws.27



C. Lame Ws.14

Fig.119- Grainstone à grands Foraminifères au niveau basal des bancs grossiers (termes Tab) de la coupe de Wonosegoro. Caractérisé par sa richesse en *Lepidocyclina*, ce faciès présente un état d'usure important. On notera que les grains de quartz sont généralement arrondis, et les bioclasts sont parfois micritisés partiellement.

f) Les quartz. Les quartz sont toujours peu importants (< 5%). Ils se présentent sous-forme de grains arrondis à subanguleux de quelques centaines de microns à 2 mm. Cette pauvreté et ces caractères peuvent s'expliquer, entre autres, par l'éloignement du bassin sédimentaire par rapport à la source du matériel terrigène, et par un hydrodynamisme fort. Représentés également sous forme de grains mono et polycristallins, ils sont très souvent accompagnés par des fragments de quartzites de taille comparable. On a pensé que ces quartzites sont à l'origine des quartz de cette série. Aucun quartz d'origine volcanique n'a été observé.

g) Les lignites. Les débris de charbon apparaissent parfois sous forme de grains inférieurs à 3 cm, dans les couches gréseuses à granulométrie moyenne, à la base de la série (entre Ws1 et Ws11). En quantité très faible (< 1%), ils représentent évidemment un apport côtier d'origine lointaine.

h) Les plagioclases. Ils sont toujours discrets. De ce fait, l'existence locale des plagioclases dans quelques bancs du faciès D3 (Ws16, par exemple) mérite d'être soulignée. Il s'agit de grains très fins, anguleux à subarrondis disséminés dans les couches minces à globigérines. Cette rareté des plagioclases et l'absence des fragments volcaniques montrent que les apports terrigènes provenant du Sud (chaîne volcanique) sont nuls dans cette série. Ils sont ainsi une des preuves supplémentaires d'une anomalie paléotopographique et structurale qui caractérise l'extrémité ouest du bassin étudié.

i) Les argiles. Ce sont les constituants fondamentaux des interstrates dans cette série. Leur composition est présentée ci-dessous

N°Ech.	% Smectite	% Kaolinite	% Illite	% Quartz
Ws 50	100	-	tr	tr
Ws 48	69.4	16.8	tr	2.8
Ws 47	58	19.4	13	9.6
Ws 39	46.7	25.8	14.3	15.2
Ws 20	60	15.3	11.4	13.3
Ws 18	83.6	5.3	2.9	8.2
Ws 11	89.3	-	-	10.7
Ws 10	68.5	17.2	14.2	tr

Fig. 120 : Composition minéralogique des interstrates argileux Région de Wonosegoro (Formation de Kerek)

La smectite domine très largement (46 à 100%). La kaolinite et l'illite présentent respectivement un maximum de 24% et 14% de l'ensemble. Le quartz est anormalement très important et peut représenter jusqu'à 15% de la fraction lutitique.

De bas en haut de la série, les pourcentages des minéraux argileux et des quartz évoluent d'une façon oscillante. Au niveau Ws39, où le pourcentage de la smectite est minimale, les pourcentages des autres minéraux (la kaolinite, l'illite et le quartz) sont maximaux.

Le fort pourcentage de la kaolinite et du quartz rares dans les dépôts turbiditiques profonds confirme d'une part que le bassin ou le domaine de dépôt de cette série est lié au continent par des chenaux sous-marins, d'autre part que les minéraux d'un héritage continental (en quantité probablement importante) ont été transportés rapidement par des courants turbiditiques permettant la conservation des minéraux kaoliniques.

2/ Texture

Les sédiments grossiers de cette série étant formés globalement par des bioclastes, la nomenclature de DUNHAM (1962) est particulièrement adéquate.

a) "Grainstone". C'est le type de texture le plus représentatif à tous les niveaux de base des séquences complètes de BOUMA (Tab). Les éléments (grands foraminifères, petits benthiques, algues et galets mous) sont moyennement triés et disposés préférentiellement à plat dans les termes Tb. Les structures des dépôts turbiditiques sont toujours très nettes, et marquent un développement important des termes Tb et Tc.

L'importance des grands foraminifères et des algues (> 75%) permettent une dénomination descriptive de ces niveaux comme Grainstone à Orbitoides et algues. Le ciment est une microsparite et la micrite n'est conservée que dans certains micro milieux protégés. L'ensemble ciment + matrice représente généralement un très faible pourcentage, car les grains ont une disposition très jointive (Fig. 119). L'aspect granodécroissant (du terme Ta au terme Tb) est bien marqué par les galets mous. Cependant, il est marqué aussi par la répartition préférentielle des bioclastiques selon leur taille.

Ainsi le pourcentage des grands foraminifères et des algues est maximum à la base (terme Ta) et diminue progressivement vers le terme Td. Par contre, la présence des petits benthiques et des foraminifères planctoniques est maximale dans le terme Td.

b) Wackstone à Packstone. Ces deux faciès s'observent soit dans les faciès D3, soit dans les faciès C2 (intervalle Tcd). Dans le premier cas, les globigérines constituent l'élément dominant et peuvent, à l'extrême, former une texture grainstone. Tandis que dans le deuxième cas, bien que les planctoniques soient abondants, les benthiques dominent.

Les laminations sont bien marquées par les orientations horizontales des terrigènes fins à très fins (quartz, quartzite et parfois des plagioclases).

Il arrive toutefois, que s'individualisent dans les faciès D3, des niveaux relativement riches en quartz, liés à l'absence des bioclastiques (Ws 12). Ces quartz, contrairement à ce que l'on observe dans les faciès C2, sont sous forme de grains fins à très fins, anguleux à subarrondis. Disséminés dans la matrice micritique, ils représentent un pourcentage inférieur à 20 %.

c) Mudstone. Ce type de texture est rare et n'apparaît que dans quelques intervalles Td.

En conclusion, il semble que la répartition des éléments bioclastiques dans les strates soit contrôlée par l'hydrodynamisme des dépôts.

II.4.3- Direction des courants

Dans cette région, les figures sédimentaires représentées par *des flute-casts, des prod-casts, des convolutes ou des ripples asymétriques* sont abondantes et s'observent depuis la base de la série jusqu'au sommet.

Leur étude a permis de définir un sens général des apports sédimentaires de l'Ouest vers l'Est (N 90° à N 100°). Nous interprétons évidemment ce courant comme un courant de turbidite.

Ce courant présente une évolution verticale:

- une concentration entre N 80° et N 100° à la base de la série (Ws 1 - Ws 15);
- une contraction entre N 60° et N 90° à la partie inférieure de la série (Ws 16 - Ws 43).

II.4.4 - Conclusion

- La série de la formation de Kerek dans cette région est formée par une suite d'alternances d'argiles (parfois marneuses) et de calcaires dont chacune constitue un rythme sédimentaire entre le faciès D3 et C2 de MUTTI et RICCI LUCCHI (1975).

- Le rapport du "clastic shale ratio" est très faible, et varie seulement de 0,09 à 0,13.

- Les bancs à éléments grossiers où dominent les grands foraminifères et les algues montrent presque toujours une séquence complète de BOUMA très remarquable.

- Les matériaux terrigènes sont en faible pourcentage et représentés par la prédominance de quartz non volcanique (sous forme de grains généralement arrondis, moyens à grossiers) par des quartzites, et parfois par des débris charbonneux.

- Corrélativement, le matériel bioclastique des turbidites devait provenir essentiellement d'une zone peu profonde et plus agitée.

- L'abondance des interstrates argileuses est responsable du faciès dit "Flysch argileux".

- Ces argiles sont minéralogiquement représentés par la smectite, la kaolinite et l'illite auxquelles s'ajoute du quartz. Un tel assemblage de minéraux argileux est tout à fait typique de cette région (et de celle de Borangan) et différent de ceux qu'on observe ailleurs. L'abondance des minéraux: quartz et kaolinite peut correspondre à des apports détritiques d'origine continentale.

- L'étude des directions de courant indique un sens d'apport sédimentaire unique de l'Ouest vers l'Est. On peut donc imaginer l'existence d'une zone émergée dans la partie ouest du bassin comme étant une source

principale des matériaux détritiques de ce dépôt.

- Cette zone d'apport est probablement provoquée par le développement du décrochement senestre N 70°.

- Enfin, les dépôts de la formation de Kerek dans la région Wonosegoro, qui correspondait à un milieu fondamentalement calme (la plaine sous-marine, ou la frange périphérique des cônes sous-marins) connaissant des perturbations périodiques de faible durée (passages latéraux des zones de dépôt des lobes).

II.5 - LA COUPE DE TELEPAT (K 5)

Cette coupe levée dans le village de Telepat se situe à environ 6 km à l'Est de la coupe de Wonosegoro et à 4 km à l'Ouest de la coupe de Kedung-Geter. Bien qu'elle représente une partie intermédiaire entre ces deux coupes, ses caractères sédimentologiques sont légèrement différents de ceux de ces coupes.

II.5.1 - Stratonomie et analyse séquentielle (Fig.121)

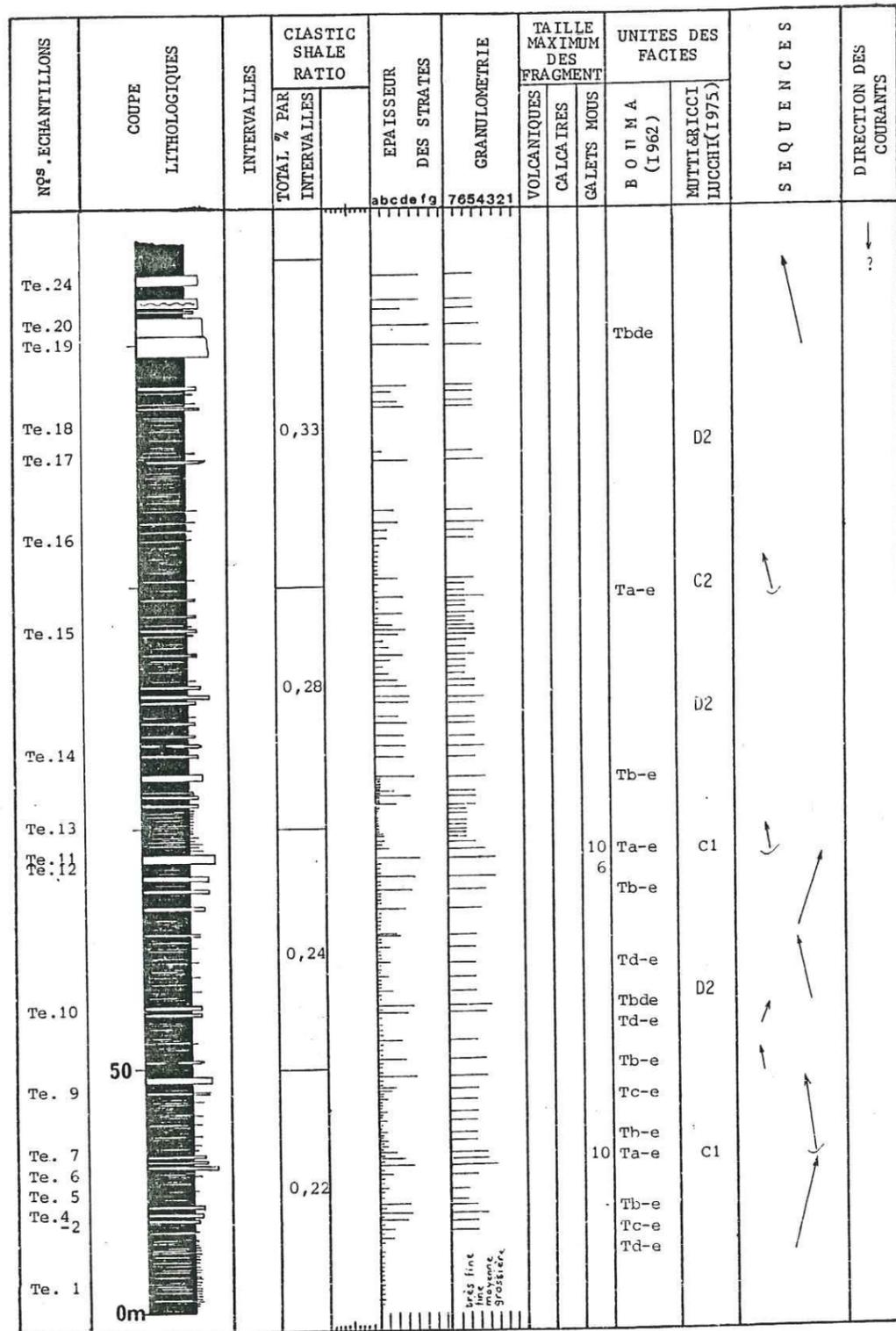
Les séquences d'épaisseur des strates (grès calcaireux ou calcaires gréseux) montrent que:

- les épaisseurs des strates varient généralement du centimètre au décimètre, sauf dans la partie supérieure où on observe un maximum de 4 m;
- le nombre des couches fines prédomine;
- la fréquence des strates fines est relativement constante, tandis que celle des strates moyennes à épaisses est très variable entraînant le phénomène de strato-croissance et de strato-décroissance;
- le "clastic-shale-ratio" est toujours inférieur à 1, et ne varie de bas en haut que de 0,22 à 0,33. Cette valeur correspond au dépôt d'un flysch argileux.

II.5.2 - Les faciès

Le faciès pélitico-gréseux, représentant surtout des séquences de BOUMA incomplètes, est caractérisé par une grande extension latérale et un parallélisme des surfaces de stratification. Les couches gréseuses à granulométrie principalement fine comportent des structures de dépôts créées par le mécanisme de suspension-traction. Les laminations parallèles

Fig.121 - Analyse séquentielle de la série de Kerek à Telepat



prédominant, alors que les laminations obliques à petite échelle sont moins importantes. Ce dépôt est représenté par ordre d'importance par les faciès Tde, Tc-e, Tbde et Tb-e (BOUMA, 1962) ou les faciès D2 et D3 de MUTTI & RICCI LUCCHI (1975).

Cependant, quelques rares bancs de 40 à 150 cm d'épaisseur, à géométrie chenalisée apparaissent çà et là dans les faciès précédents. Il s'agit de séquences de BOUMA complètes caractérisées par une granulométrie moyenne à grossière et par la présence de galets mous (< 10cm) à leur partie basale.

Dans la partie sommitale de la coupe, apparaissent des coprs gréseux plus épais, à laminations parallèles accompagnées d'un phénomène de glissement synsédimentaire ("slump sheet", Fig. 122).

II.5.3 - Composition minéralogique et texture des roches

Les comptages pétrographiques effectuées sur 14 échantillons gréseux montrent que:

- les matériaux détritiques de ce dépôt sont composés d'éléments terrigènes avec un héritage volcanique prédominant et d'éléments bioclastiques;
- verticalement, la répartition de ces éléments (fragments volcaniques plagioclases, foraminifères) est très variable, soit à petite échelle (séquences-unités), soit à échelle plus grande;
- les fragments volcaniques de granulométrie moyenne peuvent varier de 0 à 40%, et sont abondants dans la partie basale des séquences de BOUMA (Ta);
- les plagioclases sont les minéraux en grains les plus fréquents, atteignant 68%. Ils se concentrent dans le terme Tb de BOUMA, puis décroissent vers le terme Td, alors que dans la partie basale Ta, ils sont généralement en quantité moyenne;
- la répartition des grands foraminifères, des algues et des bryozoaires suit celle des fragments volcaniques;
- les foraminifères planctoniques se présentent dans tous les niveaux, mais ils sont en quantité très importante (40 à plus de 70%) dans les termes Tc-d;
- les quartz sont souvent présents, mais en faible quantité (< 4%);
- les lignites sont parfois présentes à la bases des couches gréseuses de granulométrie moyenne, mais en très faible quantité.

Il semble donc bien que la répartition de ces éléments détritiques soit en relation avec le mécanisme des dépôts, leurs granulométrie et leur forme.

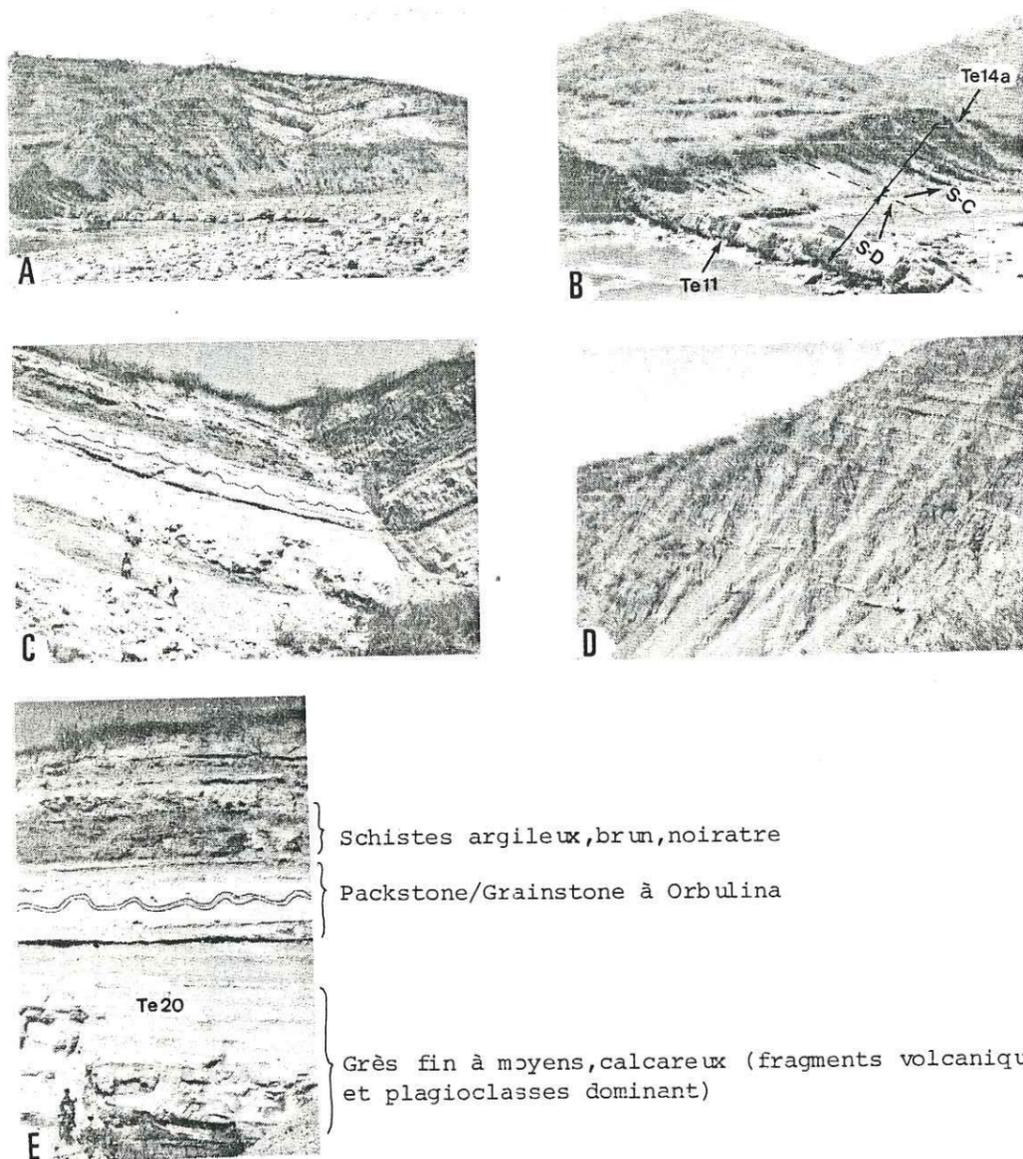


Fig.122: Série turbiditique distale dans la région de Telepat

- A : Vue général de la coupe (mis à jour par un glissement)
 B : Passages du faciès C (Te.11 et Te.14a) au faciès D2 ;
 S-D = stratodécroissant, S-C = stratocroissant.
 C-E : Détail de la partie supérieure gréseuse de série de
 Telepat, montrant un aspect de "slump-sheet".
 D : Faciès D2 - D3, caractérisés par l'alternance de termes
 Td en bancs minces (5 cm) et de termes Te plus épais

Nos Echantillons	FRAGMENTS			G R A I N S										M A T R I C E						
	VOLCANIQUES	CALCAIRES	GALETS MOUS	non carbonatés					carbonatés											
				PLAGIOCLASES	AMPHIBOLES	OPAQUES	BIOTITES	CHLORITES	CHARBON/LIG	Q U A R T Z	BENTHONIQUES	PLANCTONIQUES	MOLLUSQUES		BRACHIOPODES	A L G U E S	ECHINODERMES	BRIZOAIRES		
Te.24				.																
Te.23				.							.	.	70							
Te.19	0-40			20-40						14	4		9							
Te.16	.	3		.							3	36	8			8	.		3	
Te.14				4									81							
Te.12	.			10-25								1	65							
Te.11	30-40		5	13								18	4			
Te.10	2			2	.	.	.				4	30				25	.		8	
Te. 8	5			68	7	3	2	1			.		.							
Te. 7	25		8	16	3	36.	.	.						
Te.4a			3	3							.	.	79							
Te.4b	4			17	46			2				7
Te. 2	3			62	4	2	3	6			.	.	.							

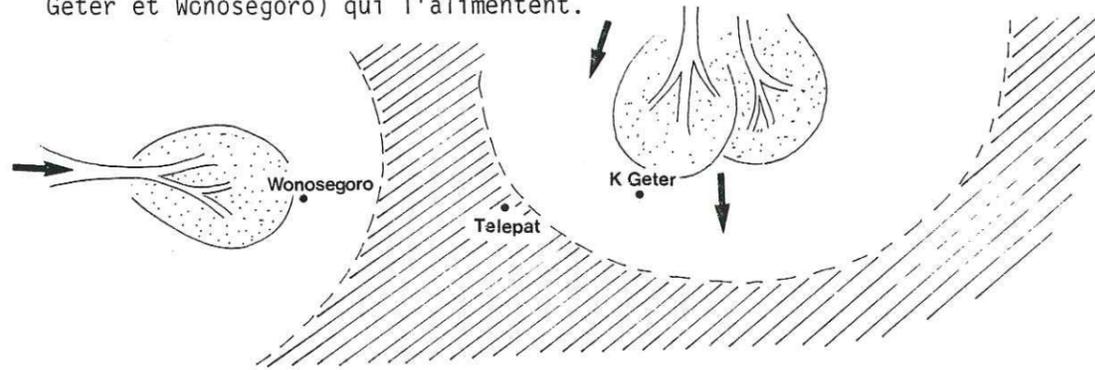
Fig.123 - Comptages pétrographiques de la série turbiditique distale de Telepat

fères planctoniques prédominent avec une association d'espèces de N 13 (fig. 125), mais ils sont fréquemment pollués par des espèces de N 16 et N 17 (*Globorotalia acostaensis*, *Globorotalia plesiotumida*, *Globorotalia merqumida* et *Hastigerina siphonifera*): le dépôt du N13 a été remobilisé pendant le N 16 et le N 17. La présence des grands foraminifères du Tf inférieur (*Lepidocyclina angulosa*, *Lepidocyclina (N) borneensis*) dans les couches gréseuses (Te10) appuie cette interprétation.

Ces éléments détritiques s'organisent dans les variétés suivantes de roches:

- Grès (Arénites);
- Grès calcaireux;
- Calcaires gréseux représentant des Wackstone-Packstone à grands foraminifères et algues et des Packstone-Grainstone à globigérine.

Les interstrates pélitiques sont essentiellement formées par des argiles, sauf entre les niveaux Te15 et Te17, qui présentent deux passages marneux de 30 à 40 cm d'épaisseur. Ces argiles gris-verdâtre sont presque entièrement formées de smectite (> 99%). La kaolinite, l'illite et le quartz sont toujours à l'état de traces. Selon PARHAM (1966), la pauvreté ou l'absence de kaolinite, d'illite et de chlorite, et la prédominance de smectite caractérisent la distalité d'un domaine de dépôt marin. Pour notre part, cette interprétation indique que le domaine du dépôt de Telepat est très distal par rapport aux deux cônes (Kedung Geter et Wonosegoro) qui l'alimentent.



II.5.4 - Direction des courants

L'absence de structures et de figures sédimentaires rend difficile l'étude des directions de courants. Le seul indice est fourni par une couche ondulée ("slump sheet") dans la partie sommitale de cette série, indiquant une pente légèrement inclinée vers le Sud. On observe aussi quelques couches gréseuses en biseau vers le Sud, indiquant une provenance nord.

II.5.5 - Remarques

Les associations de foraminifères sont semblables à celles de la région de Kedung-Geter. Le rapport planctoniques / benthiques+planctoniques est très élevé, même dans les couches gréseuses (strates), caractérisant un domaine de dépôt profond. Quantitativement, les foraminifères

Te 3	Te 5	Te 9	Te 12	Te 15	Te 17	Te 18	Foraminifères planctoniques
•	•	•	•	•	•	•	<i>G. venezuelana</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>G. bulloides</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>G. nephentes</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>Orbulina universa</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>Biorbulina bilobata</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>Gt. acrostoma</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>Gt. siakensis</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>Gt. fohsifohsi</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>Gt. foshi acuta</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>Gt. periphero acuta</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>Gt. peripheroronda</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>Gt. cultrata</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>Gt. menardii</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>Gt. obesa</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>Gt. mayeri</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>Gt. acostaensis</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>Gt. plesiotumida</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>Gt. merotumida</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>Gs. obligurus</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>Gs. trilobus</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>Gs. quadrilobatus</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>Gs. sacculifer</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>Sps. seminulina</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>Sps. subdehiscens</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>G2. altispira</i>
•	•	•	•	•	•	•	<i>H. siphinifera</i>

• Présent
 : • Peu abondant
 : • Abondant

Fig.125 - Répartition des Foraminifères planctoniques dans les interstrates argileuses montrant un remaniement des espèces N 13 pendant le Miocène supérieur.

II.5.6 - Conclusion

- Les types de faciès, la granulométrie et le "clastic-shale-ratio" indiquent un domaine de dépôt distal (plaine sous-marine) dans lequel prédomine le mécanisme de suspension diluée et où le mécanisme de suspension chargé est rare.

- Le caractère de distalité de ce dépôt de turbidite est en accord avec la composition minéralogique des argiles représentées surtout par la smectite.

• L'absence de figures sédimentaires significatif permettant une analyse des directions de courants nous interdit de définir l'origine des apports terrigènes, mais une provenance septentrionale est probable.

II.6 - COUPE DE BORANGAN

Dans la partie extrême occidentale de la zone de Kendeng, deux coupes détaillées ont été effectuées au long de la rivière Klampok (Fig. 126), à Borangan (environ 16 km à l'Est de Ungaran): l'une a été levée entre le village de Kedung Glatik et le village de Borangan (coupe de C-D), et l'autre située à 2,5 km au Sud (coupe AB). La reconstitution de la série stratigraphique dans cette région est très difficile, à cause des nombreuses failles et l'amauvaise qualité des affleurements; nous estimons cependant à plus de 600 m l'épaisseur de la formation de Kerek dans cette région.

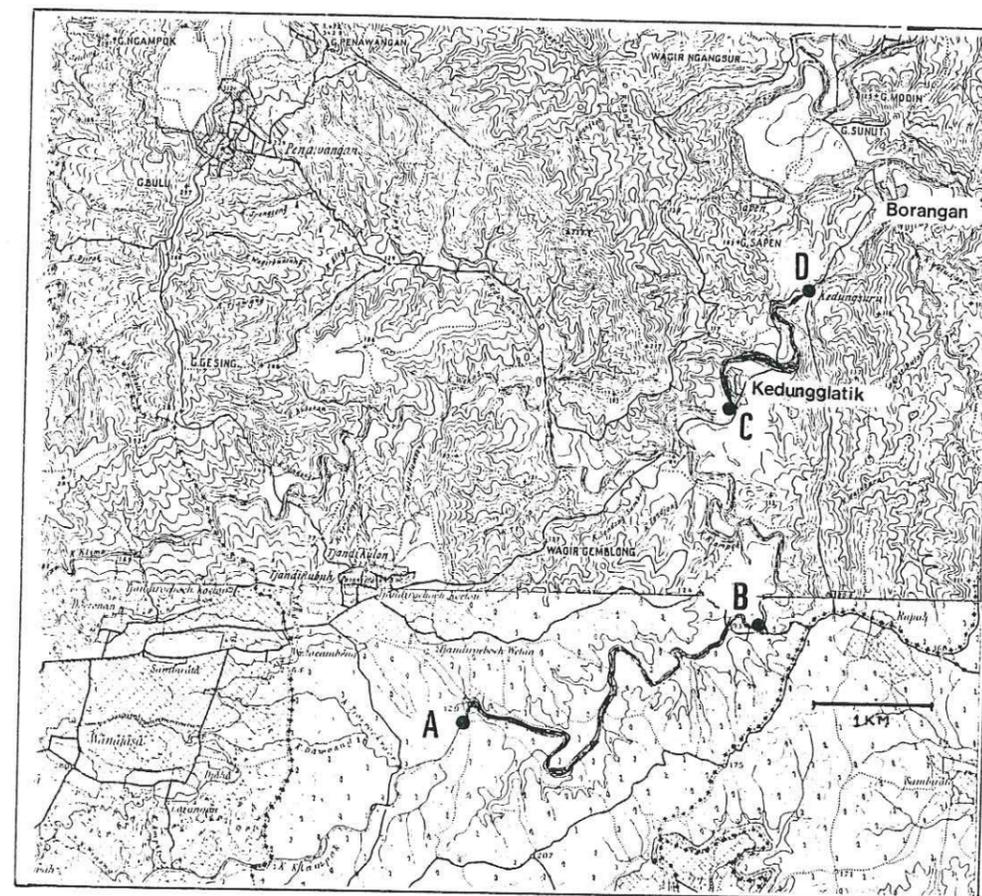


Fig.126 - Localisation des coupes de Borangan

A - B : Bo.1 - Bo.60

C - D : Bo.61 - Bo.97

II.6.1 - Caractères des faciès

Ils sont relativement peu différents de ceux qu'on observe ailleurs et sont constitués par l'alternance infiniment répétée de niveaux pélitico-gréseux et de niveaux grésopélitiques.

1/ Les faciès pélitico-gréseux

Ils sont dominés par les faciès fins marneux (parfois argileux), avec des intercalations assez constantes des faciès D2 et D3 et périodiquement des faciès C de MUTTI & RICCI LUCCHI (1975).

Les faciès D2 et D3 correspondent à une séquence de BOUMA (d'épaisseur décimétrique à métrique), tronquées à la base (séquence Tb-e, Tc-e ou Td-e) dans laquelle la portion fine (Te) l'emporte sur les autres (Fig. 127). Ces faciès fréquemment bioturbés, sont représentés par des tufs, des grès fins, des calcaires gréseux (d'épaisseur moyenne inférieure à 15cm).

Les faciès C (dominés par le sous-faciès C2) sont formés par les mêmes variétés de roches, mais ils sont caractérisés dans leur partie basale, Ta, peu ravinante, par la fréquence des galets mous, de bioclastiques grossiers (radioles d'échinodermes, grands foraminifères, parfois débris de mollusques et de charbon), et des quartz moyens à grossiers, arrondis (probablement d'origine non volcanique).

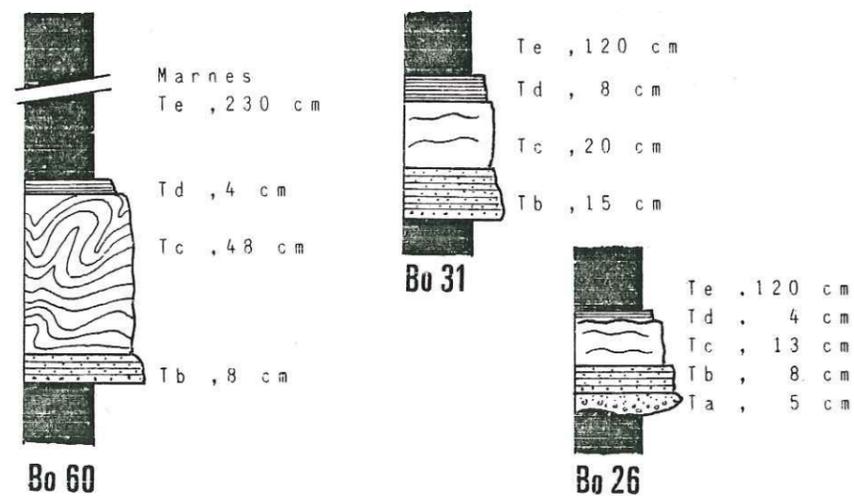
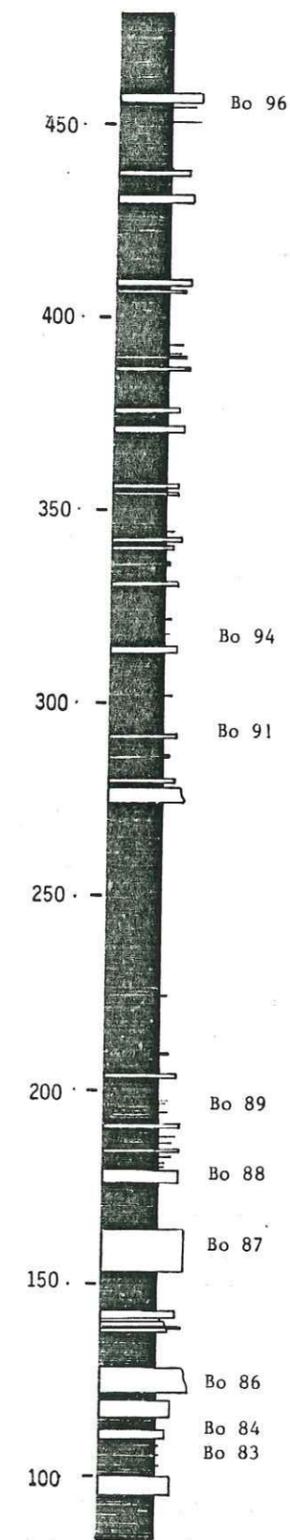


Fig.127 - Variation d'épaisseur des termes Ta-e dans les faciès C2 et D2 de la coupe de Borangan

Fig.128 - Coupe de Borangan (C - D :Bo.61 - Bo.97)



Au point de vue séquentiel, les séquences élémentaires de ces faciès sont caractérisées par un hydrodynamisme décroissant et se groupent verticalement de façon plus ou moins rythmique.

2/ Les faciès gréso-pélitiques

Dans les niveaux gréseux, on rencontre essentiellement des corps gréseux à géométrie chenalisée associés aux faciès d'interchenaux (de type de débordement ou résiduels).

Les corps gréseux à géométrie chenalisée représentent des dépôts grossiers, souvent bréchiques ou conglomératiques à matrice gréseuse et dont les caractères principaux sont les suivants:

- les lits gréseux ou bréchiques (d'épaisseur d'ordre décimétrique à 11 m) sont délimités par des surfaces irrégulières de stratifications;
- les structures sont généralement massives, mais souvent à tendance granulométrique décroissante;
- dans les niveaux conglomératiques, les galets sont disséminés sans ordre particulier dans la matrice;
- les fragments grossiers sont dominés par des roches basaltiques et des galets mous.

Ils correspondent donc au sous-faciès A1 de MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) engendré par le mécanisme de traction et de suspension très chargées (ou "Grain flow").

Ces corps à géométrie chenalisée peuvent représenter des coulées boueuses, dans lesquelles des galets mous de 30 cm de taille maximale sont transportés en suspension par la matrice argileuse.

L'arrivée d'un faciès chenalisé est souvent annoncée par une granulation et stratocroissance des niveaux sous-jacents, par contre, la fin d'un chenal est caractérisé soit par un passage brusque à un faciès pélitique (ou D3), soit par des faciès intermédiaires, ou résiduels (faciès C et D) avec une tendance positive du point de vue séquentiel.

II.6.2 - les divers apports détritiques

Les strates gréseuses de la formation de Kerek dans cette région sont caractérisées par trois principaux éléments détritiques:

- éléments d'origine volcanique (fragments de basalte et plagioclases prédominants);
- quartz et quartzites;
- remaniements bioclastiques.

La mise en place des matériaux volcaniques est généralement indépendante de celle des éléments quartzeux et bioclastiques, tandis que les éléments figurés carbonatés sont très souvent en association avec les grains de quartz et de quartzites.

1/ Les apports volcano-clastiques

Les éléments volcano-clastiques se développent surtout dans la partie supérieure de la série du Kerek de cette région et constituent trois variétés de roches.

a) Grès et microbrèches prédominent dans le faciès A1: ils sont constitués par une grande abondance de fragments de basalte (sub-anguleux à arrondis dont la taille varie du mm à quelques centimètres) et de plagioclases, fins à moyens. Les autres minéraux (biotite, chlorite, hornblende, magnétite) sont aussi présents, mais en faible quantité. Selon la classification de FOLK (1968) ce type de roche est classée dans les litharénites ou les volcano-arénites.

b) Grès fins à plagioclases prédominants (Arkoses) se trouvent généralement dans les faciès pélitico-gréseux (ou dans le faciès C et D).

c) Tufs: ils s'intercalent assez fréquemment dans les faciès D2 et D3, où ils constituent des couches minces (2-10 cm) planes parallèles.

Ces deux dernières variétés (b et c) s'observent ainsi en faible proportion dans la partie inférieure de la série (coupe B).

La provenance de ces matériaux volcaniques est encore incertaine, mais il est probable qu'ils ont une origine méridionale ou occidentale.

2/ Les apports bioclastiques gréseux

Les éléments figurés carbonatés (wackstone à grainstone) s'observent surtout dans la partie inférieure de la série du Kerek (coupe B). Ces matériaux bioclastiques sont représentés, par ordre d'importance décroissante, par des foraminifères benthiques (grands foraminifères) très fréquents, des algues et des foraminifères planctoniques. Les autres types de bioclastes (bryozoaires, mollusques, brachiopodes) sont toujours des éléments accessoires.

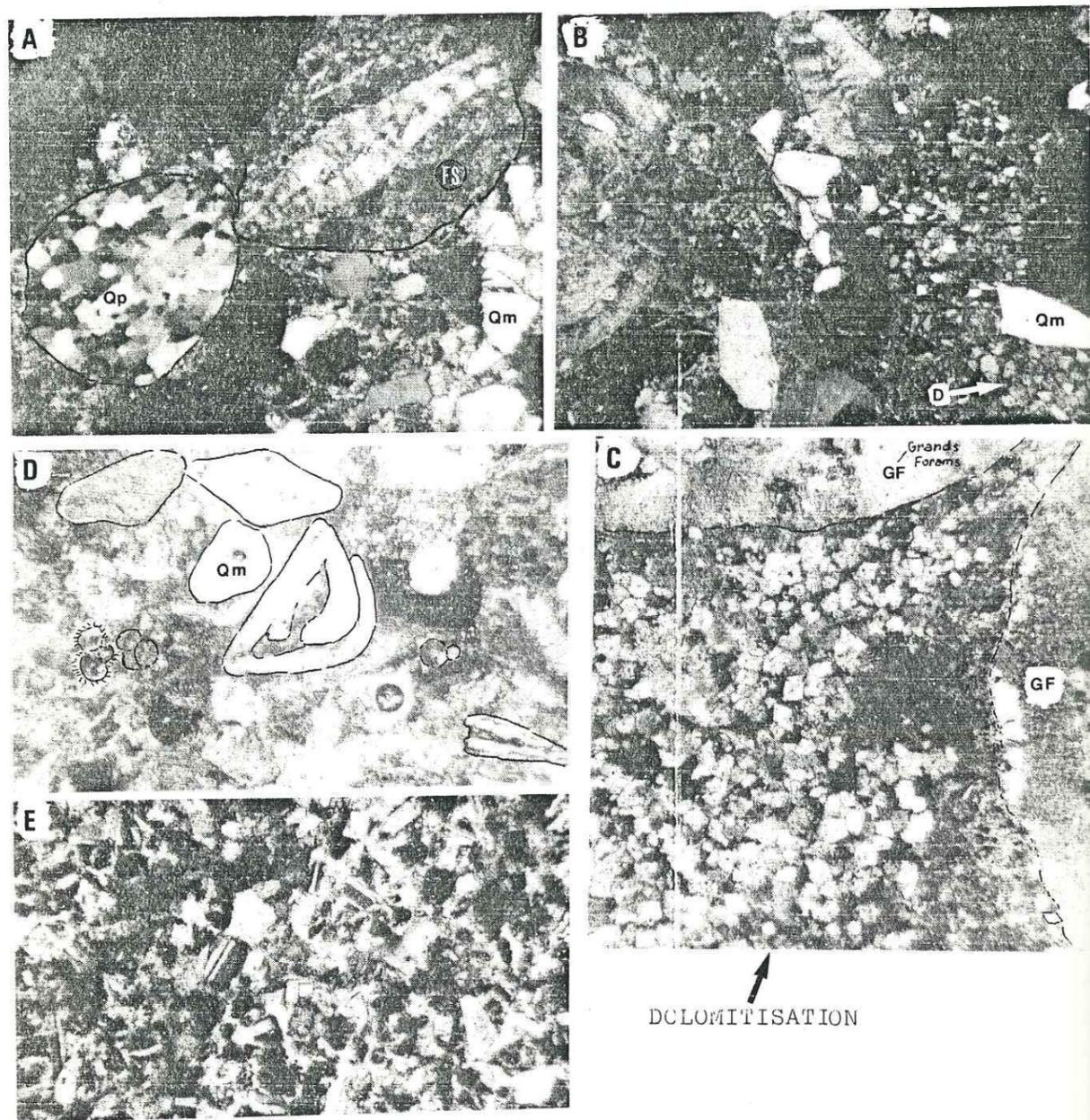


Fig.129 - Quelques aspect particuliers des strates gréseuses et calcaireuses

PHOTO A, B et C : Ech. Bo. 27, Grainstone à grands Foraminifères et quartz (Qm=monocristalin, Qp=polycristalin) avec la présence des fragments sédimentaires et d'un aspect de dolomitisation

PHOTO D : Mélanges des Foraminifères remaniés (brisés et fragmentés), de quartz subarrondis, d'Algues et des planctoniques autochtones. (Bo. 59)

PHOTO E : Grès à plagioclasse dominant. (Bo 80)

L'état de conservation de ces matériaux bioclastiques semble être en relation avec le mécanisme et la durée du transport et avec la composition globale des clastiques. L'abondance des quartz provoque en effet une abrasion de ces bioclastes.

Ces apports bioclastiques quartzeux sont responsables des variétés suivantes de sédiments:

a) Packstone (Grainstone à grands foraminifères et algues avec ou sans quartz (Bo 27, Bo 59). Vers la base d'une séquence de BOUMA, les quartz et les quartzites sont plus grossiers et arrondis (fig. 129) et les bioclastes se répartissent du Ta vers le Te de BOUMA en fonction inverse de leur taille.

b) Wackstone (Packstone à foraminifères (planctoniques et benthiques). Si les quartz sont présents, en général sous forme de grains fins, anguleux à subanguleux, ils se concentrent préférentiellement à la base même à l'échelle de la lame mince.

c) Grès fins à quartz (anguleux à subarrondis), dans le cas où les quartz sont abondants (Bo 12).

Remarques

La matrice et le ciment de toutes ces variétés de sédiments sont presque toujours micritiques.

Au point de vue diagénétique, deux phénomènes s'observent dans les roches carbonatées:

- Micritisation des fragments bioclastiques, partielle à globale;
- Dolomitisation: au niveau Bo 27 (Fig. 129) on observe une dolomitisation partielle de la matrice micritique. La présence de ce phénomène dans ces dépôts turbiditiques n'a jamais été citée, et n'a pas encore reçu d'explication satisfaisante. Cette dolomitisation peut être précoce ou tardive.

3/ Les apports argileux

La plupart des interstrates de cette série sont dominés par des argiles marneuses, laminitiques dont le taux de CaCO₃, oscille de 5 à 17 % seulement. Cependant, elles sont parfois intercalées par des argiles gris sombre à noires (de 10 à 75 cm d'épaisseur).

La composition minéralogique de ces argiles est semblable à celle de la région de Wonosegoro, et est caractérisée par une grande variation du pourcentage de tous les minéraux constitutifs. La smectite, qui est toujours dominante varie de 39 à 92 %.

La kaolinite et l'illite atteignent respectivement des maxima de 34% et 18%, avec un minimum de 4%. Le quartz est généralement très discret, mais parfois assez important (9,4%) dans les interstrates où la kaolinite est aussi élevée.

La grande variation des pourcentages de ces minéraux argileux (surtout smectite et kaolinite) et du quartz est probablement en relation avec la fluctuation et le taux des deux principaux apports détritiques, précédemment cités.

II.6.3 - Direction de courants

L'analyse des directions de courants a été effectuée sur quelques structures sédimentaires (convolutes, ripple-marks, flute-marks et prod-casts). Elle indique une direction principale d'apport de l'Ouest vers l'Est (entre N 90° et N 140°).

Les gros galets mous, flottant dans la matrice argileuse sont parfois orientés vers l'ESE.

On peut noter aussi la présence d'un niveau de glissement synsédimentaire (entre Bo 76 et Bo 78, fig.???) qui pourrait correspondre à une pente inclinée vers l'Est.

II.7- CONCLUSION

II.7.1- Interprétation de l'analyse séquentielle

Dans tous les secteurs étudiés, la Formation de Kerek est formée d'une alternance régulière de grès (ou de calcarénites) et de pélites (argiles et marnes).

L'analyse séquentielle et faciologique de cette série se caractérise par les traits suivants:

1/ une faible "clastic-shale ratio" qui caractérise un faciès pélitico-gréseux ou flysch argileux, mais assez variable, soit verticalement, soit d'une région à l'autre:

- de 0,23 à 2,4 dans la coupe de B. Solo
- de 0,17 à 1,86 dans la coupe de Cukli-Ngepung
- de 0,05 à 0,35 dans la coupe de Kedung Geter
- de 0,09 à 0,13 dans la coupe de Wonosegoro
- de 0,22 à 0,33 dans la coupe de Telepat

2/ un granoclassement ("graded bedding") fréquent, en contact brutal avec les pélites sous-jacentes:

- . de type normal dans la terme Ta de la séquence de Bouma;
- . parfois de type normal et inverse dans un faciès chenalisé (Faciès A de MUTTI et RICCI LUCCHI, 1975)

3/ La fréquence des "sole-casts" (flute et prod casts), surtout dans la partie ouest de la zone de Kendeng (Wonosegoro, Tuntang et Borangan).

4/ la fréquence des micro cross-laminations et la présence de convolute-laminations à la partie supérieure des séquences de Bouma;

5/ la présence de terriers et de pistes à l'intérieur ou en surface des bancs;

6/ la prédominance du faciès D2 et la fréquence du faciès C2 de MUTTI et RICCI LUCCHI (1975) qui caractérisent des dépôts turbiditiques généralement distaux;

7/ la présence des corps à géométrie chenalisée (faciès A, soit en masses conglomératiques, soit en masses boueuses) qui apparaissent comme des épisodes brusques ou accidentels dus à l'effondrement du bassin;

8/ la présence de stratifications entrecroisées de grande ampleur (coupe de B. Solo) soit dans le niveau conglomératique sommital (Kr 125), soit dans les niveaux gréseux à galets mous (Kr 90) et à blocs calcaireux (de diamètre 2m).

L'ensemble de ces traits sédimentologiques particuliers prouve que les strates ou les bancs les plus grossiers résultent non seulement de l'action de courants de turbidite, mais aussi d'autres mécanismes de sédimentation par gravité.

Outre ces caractères sédimentaires, d'autres mettent en évidence l'intervention de phénomènes de glissement; ce sont:

- les bancs conglomératiques souvent caractérisés par des galets polygéniques (galets de roches volcaniques, de calcaires et galets mous) dont la taille peut atteindre respectivement un maximum de 15 20 et 60 centimètres;

- la figure de déformation synsédimentaire appelée "slump street" (ou "box-folds" selon le terme d'ALLEN (1982) qui se réalise quand les sédiments hydroplastiques sont entraînés par une action gravitaire sur la pente du bassin.

Ces caractères montrent donc l'association de phénomènes dus aux glissements et aux courants turbiditiques.

II.7.2' - Source du matériel détritique

L'analyse pétrographique et les observations de terrain ont montré que la Formation de Kerek provient de matériaux d'origines diverses. Les arguments sont les suivants:

1/ Caractères pétrographiques: les éléments pétrographiques (galets, grains détritiques carbonatés ou non carbonatés) peuvent être, selon leur origine, regroupés en trois types:

. le premier, le plus remarquable et le plus abondant est représenté par des matériaux d'origine volcanique, en majorité sous forme de débris de roches en grains (Plagioclase, amphiboles et quartz pyroclastiques) et aussi sous forme de galets subanguleux à subarrondis de type basaltique. Cela correspond à une source de matériel, jusqu'ici non soupçonnée, provenant de la chaîne volcanique tertiaire et située au sud du bassin;

. le deuxième, d'importance très variable, soit à l'échelle du temps, soit d'une région à l'autre provient de roches carbonatées. Il se présente en général sous forme de matériaux bio-

clastiques (Foraminifères, Algues, Mollusques, Echinodermes, Bryozoaires et parfois Coraux) et, rarement de galets de calcaires. Ces matériaux sont souvent associés aux galets mous de taille parfois très importante (60 cm). La source de ce matériel est encore inconnue, mais on peut admettre qu'elle est constituée par un haut-fond émergé situé au Nord, dans la zone de Rembang et par une zone émergée située à l'Ouest, à proximité de l'accident N 70°. Cependant, on ne peut pas ignorer qu'une petite partie de ces matériaux soit d'origine méridionale (bordure nord de la chaîne volcanique).

. le troisième, est représenté par des matériaux terrigènes terrigènes (quartz et quartzites, principalement et débris ligniteux) souvent associé au deuxième, il est probable qu'il soit aussi d'origine nord et ouest.

2/ Analyse des directions de courants

L'orientation des structures sédimentaires varie d'une région à l'autre, mais révèle, à l'échelle du bassin, trois principales directions de courants:

. une direction SN qui s'observe dans la partie supérieure qui s'observe dans la partie supérieure de la coupe de B.Solo et dans la coupe de Cukli-Ngepung;

. une direction NS qui s'observe dans la partie inférieure de la coupe de B.Solo, dans la coupe de Kedung-Geter, et dans la coupe de Telepat et Tuntang;

. une direction WE, localisée dans la partie occidentale de la zone de Kendeng (régions de Borangan, de Wonosegoro et de Tuntang).

II.7.3 - Relations entre activité tectonique, transport et dépôt

En général, les directions de courants sont en accord avec avec la répartition des matériaux détritiques (provenant de ces trois sources). Mais à la base de la série du Kerek de B.Solo et dans la région de Kedung Geter, elles sont en contradiction: dans certains niveaux où les matériaux volcaniques sont assez abondants et ne peuvent provenir que d'appareils volcaniques situés au Sud, les structures directionnelles (qui sont malheureusement rares) donnent une direction nord-sud. Cette direction nous amène à penser que ces matériaux volcaniques ont été primitivement transportés du Sud vers le Nord et déposés au Nord de notre région. Puis le développement de failles de compensation vers le Sud a créé une pente dans cette direction et entraîné la reprise de ces matériaux volcaniques et leur transport vers le Sud.

En résumé, il semble bien que ces deux directions S-N et N-S ont été favorisées par l'effondrement de la zone de Kendeng, tandis que la troisième direction (W-E) peut-être en relation avec l'accident N 70°.

III - LA FORMATION DU KALIBENG

La formation du Kalibeng, qui surmonte les faciès turbiditiques du Kerek, est caractérisée par l'individualisation de faciès nouveaux, pélagiques, très riches en foraminifères planctoniques.

Elle correspond à des faciès marneux, monotones, massifs, gris à gris jaunâtre, avec quelques passages de couches minces de grès tufacé, fréquentes à la base, au contact avec la formation du Kerek

Le taux de CaCo₃ varie régulièrement de bas en haut de façon rythmique et oscille entre 25 et 58 %.

III.1 - POSITION STRATIGRAPHIQUE

La limite supérieure de cette formation observée dans tous les affleurements de sa localité type (rivière kalibeng, ⁺ 14 km au NW de Jombang) est sans ambiguïté placée dans le N 19 de la zonation des foraminifères planctoniques. Tandis que sa limite inférieure se déplace latéralement de N 17 à N 18.

Dans la partie est de la zone du Kendeng aux environs de la localité type, les marnes de Kalibeng se développent depuis le N17, mais vers l'Ouest de cette zone, où les faciès turbiditiques du Kerek restent encore en activité à l'époque du N17, Nur Hasjim (1984) en a placé la limite inférieure à N 18 (zonation BLOW, 1969) et NN 11-12 (zonation nanoplanctoniques).

Cependant, VAN GORSEL & TROELSTRA (1980) ont placé cette limite inférieure (dans la région de Bengawan Solo) à l'intérieur du N 17.

III.2 - BATHYMETRIE

L'analyse micropaléontologique de la coupe de la localité type, de la coupe du Ngepung, de la coupe du Bengawan Solo et de celle du Kedung Geter montre que le rapport des foraminifères planctoniques sur l'ensemble des foraminifères est presque toujours supérieur à 95%, caractérisant un milieu de dépôt profond.

L'association des espèces de foraminifères benthiques qui s'observe dans la coupe du Bengawan Solo (*Oridorsalis umbonatus*, *Gyroidina neosaldinii*, *Planulina wuellerstarfi*; *Anomalina globulosa* et *Unigerina auberiana*) donne une paléobathymétrie d'environ 1000 m (VAN GORSEL & TROELSTRA, 1980). Cette interprétation est confortée par la présence d'ostracodes de bassin marin ouvert, d'eau profonde: *Krithe* sp. de grande taille et large vestibule (NUR HASJIM, 1980).

Aux environs de la localité type, ces marnes ont été déposées dans un milieu bathyal, mais moins profond, entre 200 et 500 m (PRINGGO PRAWIRO, 1983).

III.3 - VARIATIONS D'ÉPAISSEUR

L'épaisseur de cette formation varie d'une région à une autre (coupe Bengawan Solo) à 630 m (coupe Ngepung) dans la partie centrale. Vers l'Ouest, sur la coupe de Kedung Geter, elle est de l'ordre de 550 m, tandis que dans la partie est, elle peut varier de 500 à plus de 700 m d'épaisseur.

III.4 - VARIATIONS DES FACIES

Depuis la partie centrale jusque vers le SW de la zone du Kendeng, où la limite inférieure de cette formation est relativement hétérochrone, les faciès marneux sont interdigités avec les faciès turbiditiques de la partie supérieure de la formation du Kerek, celle qui a été nommée par les auteurs précédents (LEMIGAS/BEICIP, 1974; PRINGGO-PRAWIRO, 1983) comme "Banyak beds" (dans la partie ouest) et comme "Kerek limestone" (dans la partie centrale).

Cependant, au NW de la zone du Kendeng, LEMIGAS/BEICIP (1974) ont subdivisé cette formation en trois membres, de bas en haut:

- **Membre de Cipluk**, constitué par des marnes et des argiles marneuses à foraminifères et parfois des mollusques intercalés à sa base avec des grès tufacés. Ce faciès daté du Miocène supérieur à une épaisseur de 200 à 500m.

- **Membre de Kapung** (calcaire de Kapung): il s'observe localement aux environs de l'anticlinal du Kapung (5km au Sud de Gubug), et est caractérisé par des passages de calcaires lités et massifs. Apparemment indépendant de la plate-forme du Rembang, il est marqué dès le début par le développement de faciès peu profonds (Wackstone/Packstone et Grainstone à grands foraminifères) et par la progradation périphérique peu importante des faciès récifaux (à algues, coraux et mollusques) au sommet. Pouvant atteindre une épaisseur 150 m, ce membre peut disparaître sur quelques kilomètres seulement de distance.

- **Membre de Kalibiuk** formé par des faciès argilo-marneux, il est caractérisé par l'augmentation de la fréquence des intercalations calcareuses de 5 à 20 m d'épaisseur à Balanus.

Dans la partie est de la zone du Kendeng, aux environs de Gunung Atas Angin, les faciès marneux sont interrompus par des faciès volcano-clastiques (sables et grès tufacés, tufs et brèches volcaniques). Ces faciès volcano-clastiques, nommés par PRINGGO PRAWIRO (1983) comme membre d'Atas-Angin de la formation du Kalibeng, ont été regroupés par LEMIGAS/BEICIP (1974) dans la formation du Kerek (fig.130).

Cette différence d'interprétation eût se reproduire malgré la rareté des foraminifères dans ce dépôt et les différences d'interprétations structurales sur cette région.

III.5 - MEMBRE D'ATAS ANGIN

Le membre d'Atas-Angin est un corps gréseux bréchique qui fait moins de 200 m d'épaisseur, et qui se termine latéralement en moins de 2 à 7 km.

Les corps sédimentaires sont très différents de ceux des faciès turbiditiques de la formation du Kerek. Les caractères les plus typiques de ces corps sédimentaires sont:

- La prédominance de faciès gréseux tufacés et bréchiques affectés par une chenalisement généralisée.
- L'absence ou la rareté de dépôts fins de débordement (ou les faciès pélitico-gréseux de débordement sont très peu développés. On observe seulement deux interstrates marneuses de 1m à 2 m d'épaisseur à la base et au sommet du niveau AA 07; fig.).

Les chenaux qui ont en général des épaisseur d'ordre métrique (en moyenne entre 1 m à 3 m, mais quelques uns atteignent 10 m d'épaisseur) sont remplis par des grès bréchiques ou des brèches. Les fragments grossiers, dont la taille moyenne varie du centimètre à une dizaine de centimètres et la taille maximale est de l'ordre du décimètre, sont représentés par des andésites (prédominant), des grès et des tufites.

A l'échelle d'une coupe, l'organisation séquentielle de ces sédiments est difficile à déceler, car les chenaux divagants sont superposés et juxtaposés de façon assez anarchique, ce qui souligne leur caractère éphémère.

Les faciès interchenaux sont caractérisés par la continuité fréquente des couches gréseuses et par l'intercalation des grès grossiers à fins et des tufs. Les structures internes observables dans ces faciès interchenaux sont représentés par des laminations planes parallèles, un granoclassement normal et des structures massives.

Dans l'ensemble les faciès grésobréchiques que l'on observe soit dans la partie chenalisée, soit dans la partie intermédiaire entre deux

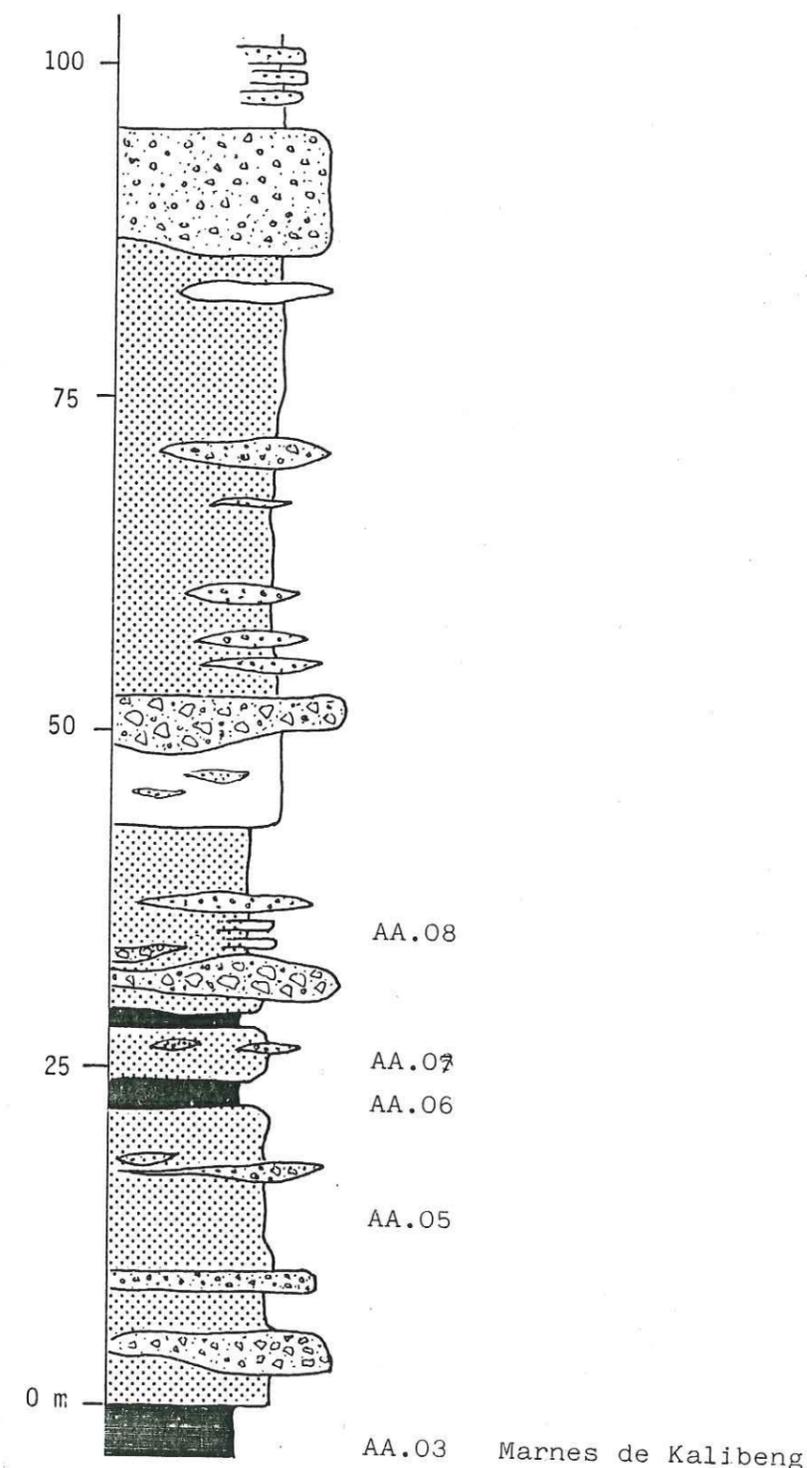


Fig. 130 Coupe lithologique du Membre d'Atas Angin

chenaux, indiquent des figures de dépôt assez typiques de courants de turbidites très chargés en sable relativement pauvres en sédiments fins (argiles). C'est la raison pour laquelle la répartition de ces dépôts est assez limitée et très localisée dans la région de Gunung Atas-Angin, car le déficit en silts et en argiles diminue considérablement la mobilité des courants (MUTTI, 1979).

La couverture végétale dans cette région nous interdit de classer finement le type de faciès turbiditique de ce dépôt. L'observation générale de ces dépôts permet néanmoins de reconnaître des faciès à axe de chenal (faciès A1) qui s'associent probablement aux faciès B1 et C1. Très souvent ces faciès B1 et C1 sont formés par une superposition directe de bancs de grès qui sont soudés entre eux ("Amalgamation" dans le sens de WALKER, 1967), par suite du non dépôt de lits pélitiques et par érosion des intervalles plus fins.

Tous ces caractères induisent vraisemblablement un modèle de cône sous-marin à basse efficacité de transport de MUTTI & RICCI LUCCHI (1975).

Du point de vue pétrographique, ces dépôts sont complètement dominés par des matériaux d'origine volcanique, avec la prédominance de fragments d'andésites et de plagioclases. Les fossiles sont rares, sauf dans quelques niveaux fins, tufacés, où les foraminifères planctoniques indiquent une association à la zonation du N 18 (*Globorotalia tumida tumida*; *Globorotalia flexuosa*, *Orbulino universa*).

IV - LA FORMATION DE SONDE

La formation de Sonde (PRINGGO PRAWIRO, 1983) dont la localité type se trouve au village de Sonde, le long de la rivière du Bengawan Solo, à 15 km à l'Ouest du Ngawi a été décrite soit comme Membre de Sonde (DUYFES, 1933), soit comme la formation du Kalibeng supérieur (de GENEVRAYE & LUKI S., 1972). Caractérisé par des calcaires bioclastiques, des marnes, des argiles bleues et par des faciès récifaux, cette formation correspond à un abaissement important et progressif du milieu de dépôt de la zone du Kendeng après le dépôt de la série marneuse du Kalibeng.

IV.1 - CARACTERES DU FACIES

La répartition et l'évolution des principaux faciès de cette formation varient peu d'une région à une autre.

IV.1.1 - La partie ouest de la zone du Kendeng

La coupe de Kedung Uter, située à 5 km au Nord de Gemolong (fig.105) permet de représenter une série complète de la formation de Sonde caractéristique de la partie ouest de la zone du Kendeng.

Du point de vue lithologique, cette formation peut être subdivisée en trois niveaux lithologiques:

-• Le niveau inférieur correspond aux calcaires du Kelitik. Constitué par l'alternance des marnes sableuses et des grès calcareux et tufacés; il est caractérisé à la base par un développement des faciès peu profonds qui s'accompagne cependant d'un abaissement léger et progressif du milieu de dépôt.

Vers le sommet de ce niveau, les bancs calcareux (2-20 cm) sont de plus en plus fréquents, et marqués par l'augmentation de la présence des coquilles de lamellibranches.

Du point de vue séquentiel, ce niveau inférieur représente une séquence à tendance négative dont l'épaisseur est de l'ordre de 150 m.

Dans l'ensemble ces calcaires bioclastiques devaient être déposés dans une zone de haute énergie, sous l'action des courants de vagues, ce qui est attesté par la prédominance des stratifications entrecroisées à grande échelle et par la présence de quelques niveaux conglomératiques (Kg 103 et Kg 109).

Cette haute énergie, qui est probablement développée au niveau de la barrière, ou bien sur les zones de pente (plate-forme externe), est directement responsable de la porosité intergranulaire grossière au niveau de bancs faiblement cimentés.

L'étude des directions de courant sur des litages entrecroisés permet de définir, dans la région de Kedung Geter un courant d'apport sédimentaire général du NW vers le SE (N 102° à N 150°).

IV.1.2 - La partie centrale et orientale de la zone du Kendeng

Dans la partie centrale de la zone du Kendeng, la coupe de Bengawan Solo (aux alentours du village de Klitik) montre que la formation de Sonde est représentée par deux ensembles lithologiques comme dans la région de la localité type.

- L'ensemble inférieur, épais d'environ 60 m, correspond au calcaire de Klitik. Il comporte une assise de calcaires marneux et glauconieux à foraminifères surmontée par des calcaires lités et massifs à faciès récifal.

Les biohermes apparaissent comme des accidents sédimentaires perturbant l'ordonnance régulière des strates. Ce sont des corps lenticulaires de calcaires massifs contrastant avec les terrains stratifiés environnants. La dimension des biohermes élémentaires est très difficile à préciser mais un ensemble de biohermes faiblement stratifiés peut avoir une épaisseur de 1 à 3 mètres et une largeur de quelques mètres. Les coraux ("platty corals") qui constituent ces biohermes sont souvent en association avec des mollusques et des algues.

Il est important de noter qu'il existe souvent des faciès de talus, soit en bordure nord, soit en bordure sud des biohermes. Dans la bordure nord, les débris de coraux sont toujours plus grossiers que ceux de la bordure sud et se groupent en Grainstones/Packstones à coraux et mollusques, tandis qu'en bordure sud les débris de coraux sont moins importants et se regroupent plutôt en Wackstone, à Packstone.

L'évolution verticale de cet ensemble inférieur est marquée par une séquence générale régressive bien marquée accompagnée vers le sommet par un faible abaissement du milieu du dépôt attesté par la migration des biohermes vers le Sud.

Le caractère régressif de cet ensemble est également marqué par la diminution progressive du rapport de foraminifères planctoniques sur l'ensemble en foraminifères.

Il convient aussi de noter que ce faciès récifal qui apparaît ainsi dans la région de la localité type (dans le village de Sonde à 15 km à l'Ouest de cette coupe) peut disparaître latéralement en quelques kilomètres seulement.

Ainsi la coupe du Ngepung (à 7 km à l'Est de cette coupe) montre l'ensemble des calcaires inférieurs ou prédominant des Wackstones-Packstones à grands foraminifères et mollusques.

Cependant plus à l'Est (aux environs du village Miono), les faciès récifaux de 40 m d'épaisseur, réapparaissent en association avec des calcaires bioclastiques (Packstone, Grainstone à Grands foraminifères) et sont déposés directement sur le membre d'Atas Angin.

- L'ensemble supérieur est constitué surtout par des faciès argileux. Son épaisseur est très variable, car localement (Kedung Geter, Sonde, Ngepung et Miona), il a été érodé et limité au sommet par une inconformité avec la formation de Pucangan.

Dans la région de la localité type, elle est de l'ordre de 110 m, puis se réduit vers l'Est jusqu'à 40 m dans la coupe de Ngepung. Vers l'extrémité est de la zone du Kendeng, où cet ensemble est en conformité avec la formation de Pucangan, son épaisseur est supérieure à 200 m.

Toujours dans la partie est de la zone du Kendeng, on observe dans le village du Ngronan, la présence des faciès à *Balanus*, comme ceux qu'on trouve dans la partie ouest. Mais dans cette région, ces calcaires à *Balanus*, alternant avec des argiles noires, s'associent avec des faciès tuffacés et sont recouverts par des sables pyroclastiques à lentilles de grès à mollusques.

Cependant, cet ensemble nommé "membre de Ngronan" par DUYFES (1934) a été groupé par le même auteur dans la formation de Pucangan.

IV.2 - AGE DE LA FORMATION DE SONDE

LEMIGAS & BEICIP (1974) ont attribué cette formation au Pliocène supérieur ou à la zonation planctonique du N 21, tandis que PRINGGO PRAWIRO (1983) se basant sur la présence de *Globorotalia tosaensis* et *Pulleniatina obliqua loculata* a situé cette formation dans l'intervalle de la zonation N 19 - N 21 (Pliocène).

Pour notre part les fossiles examinés par NUR HASJIM contredisent la datation de PRINGGO PRAWIRO, car l'association des microforaminifères observés surtout dans le niveau inférieur de cette formation relevée à partir de quelques coupes principales (Kedung Geter, Bengawan Solo, Ngepung et Kalibeng) représentent plutôt la zonation du N 19. Cette association des microforaminifères est représentée par le tableau ci-dessous:

	N 17	N 18	N 19	N 20	N 21	Récent
<i>Globorotalia tumida</i>						
<i>Globorotalia plesiotumida</i>						
<i>Globorotalia crassaformis</i>						
<i>Sphaerodinella dehiscentis</i>						
<i>Pulleniatina primalis</i>						
<i>Pulleniatina praecursor</i>						
<i>Pulleniatina obliqueloquulata</i>						
<i>Globoquadrina altispira</i>						

L'ostracofaune, fréquente dans le niveau calcaire du Klitik (coupe Bengawan Solo), est représentée par des espèces peu profondes (*Bradleya andamanae* BENSON, *Ambocythere bojonegoroensis* KINGSMA, *Paijenborchella malaensis* KINGSMA, *Echinocythereis cribriformis* *Cytheropteron* sp. J. KINGSMA), qui indiquent un âge pliocène, équivalent de la zonation N 19 (NUR HASJIM, 1983).

La datation basée sur les nanoplanctons et faite par ce dernier auteur, reste compatible avec ses interprétations sur les foraminifères planctoniques et sur les ostracodes (Fig.13, NUR HASJIM, 1983).

PALEOGEOGRAPHIE

C - PALEOGEOGRAPHIE

I - DE L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR À L'OLIGOCÈNE INFÉRIEUR

Dans la région étudiée, comme dans la plupart des autres régions de Java, la transgression marine au début du Tertiaire est encore mal connue et n'a jamais été citée. Cependant, à l'Ouest de ce bassin, la première phase de transgression (de l'Eocène moyen à l'Eocène supérieur) a été mise en évidence par VAN BEMMELEN (1949) dans quelques régions de Java Centrale (Lok Ulu, Nanggulan et Jiwo Hill) à l'Ouest du bassin étudié. Ces données ont été reprises ensuite par d'autres auteurs (HARTONO, 1960; BAUMANN & al., 1974; PALTRINIERI & al, 1976; SUMARSO & ISMOYOWATI, 1975).

Vers le Nord (au Sud de Bornéo et dans la mer de Java), cette phase transgressive est marquée par l'installation de dépôts terrigènes et carbonatés sur les terrains du Crétacé: il s'agit du Pré-Tertiaire de BAUMANN (1972, 1975) et de ROSE & HARTONO (1977). Les travaux de S. PRIYOMARSONO, 1984, montrent qu'il y a un passage transgressif entre les molasses d'arc volcanique de la Formation Manunggul et l'Eocène continental à littoral.

Dans le bassin NE de Java, le niveau basal du Tertiaire a été mis en évidence grâce au forage d'exploration effectué par PERTAMINA en 1980 dans la région de Purwodadi. Dans ce secteur, la transgression marine sur le socle métamorphique pré-tertiaire est caractérisée à la base par des faciès clastiques côtiers (sablo-argileux, ligniteux). Ces faciès passent progressivement vers le haut à des faciès profonds (argilo-marneux riches en Foraminifères planctoniques). Cette assise que nous avons groupée dans l'ensemble inférieur de la mégaséquence 1, caractérise la séquence transgressive de l'Eocène supérieur dans la partie ouest de la zone de Rembang. La faible épaisseur (153m) et le grand changement de faciès (côtier à profond) indiquent que le taux de la sédimentation dans ce secteur ouest a été faible et que la subsidence est plus importante.

Dans la partie est de la zone de Rembang, cette séquence transgressive peut être observée sur le niveau de base de la coupe du forage de Kujung 1 et de celui de Ngimbang.

A Kujung, ce faciès transgressif qui repose sur le socle schisteux présente relativement les mêmes caractères que ceux du niveau basal de la coupe de Purwodadi et correspond seulement à un passage des faciès clastiques côtiers à des faciès profonds (argilo-marneux et calcaires). A 30 km au Sud de Kujung (forage de Ngimbang), cet ensemble qui est dominé par des faciès carbonatés a une épaisseur supérieure à 800 m. Il semble donc que la paléotopographie du secteur Est du bassin était assez irrégulière pendant la première phase de la transgression, et a été probablement affectée par un mouvement différentiel. Verticalement les faciès transgressifs du secteur Est sont monotones, par contre ils sont très épais. Ceci est peut être en relation directe avec un taux de sédimentation très élevé lié à la subsidence.

Dans la zone de Kendeng, dans la région de Sangiran, on note la présence de dépôts de l'Eocène sous forme de blocs erratiques transportés vers la surface par des volcans de boues. Ces blocs sont constitués de grès calcaireux et de conglomérats à Nummulites (LEMIGAS/BEICIP, 1974).

Au Nord de la région étudiée, dans la mer de Java (forage D.1, C.1, Tabanio 1 et Bawean 1), cette phase transgressive est généralement caractérisée par les dépôts paraliques constituant des sables ligniteux et des argiles noires (CARTER, 1981). Plus au Nord, dans le Sud de Bornéo, elle est marquée par l'installation des dépôts terrigènes et carbonatés sur les séries pré-tertiaires (ROSE & HARTONO, 1978; BAUMANN, 1972, 1975, PRIYOMARSONO, 1984).

Vers la limite Eocène-Oligocène, cette phase transgressive se termine par un soulèvement du fond du bassin (ou par un abaissement relatif du niveau de la mer) qui est bien repéré sur la coupe de Purwodadi: une plate-forme carbonatée à biohermes s'installe durant l'Oligocène inférieur. Le dépôt des calcaires bioclastiques récifaux, représenté par le membre de Kranji, implique une régression marine qui couronne la mégaséquence 1.

L'épaisseur totale de ces calcaires varie peu (d'Ouest en Est) dans la région étudiée (78 m à Purwodadi et 100-150 m dans la région de Kujung et Ngimbang).

Il est à remarquer qu'il n'y a aucune manifestation volcanique connue, soit sur la région étudiée, soit sur la plate-forme de la mer de Java. Mais à l'Ouest du bassin étudié, dans les régions de Jiwo Hill et de Nanggulan, on note la présence d'un épisode volcanique important attesté par les dépôts d'"Old-Andesite", selon le terme de VAN BEMMELEN (1949).

II - DE L'OLIGOCÈNE AU MIOCÈNE INFÉRIEUR

Dans le secteur ouest de la zone de Rembang (coupe Purwodadi) surmontant les calcaires de Kranji, la deuxième phase transgressive est caractérisée par des dépôts d'argiles feuilletées (shales), épais de 120 m, assez riches en Foraminifères planctoniques.

Dans le secteur est, au Nord du village de Kujung, on note une vaste sédimentation hémipélagique, constituée de marnes, d'argiles, avec parfois des passées de grès à la base et de calcaires bioclastiques vers le haut. Cette assise appelée **Formation de Kujung**, d'une puissance très importante dans ce secteur (supérieure à 1000 m), est un dépôt marin peu profond.

Vers le début du Miocène inférieur, dans ces deux régions, cette formation de Kujung est recouverte par des faciès de plate-forme (calcaires bioclastiques à biohermes de la formation de Prupuh), indiquant probablement un passage d'une phase régressive. Cette diminution de profondeur du milieu de dépôt peut être aussi provoquée par un soulèvement de fond du bassin, car aux environs de ce bassin (au Nord dans la mer de Java, et au Sud vers la côte sud de Java oriental), on note un stade d'emersion lié aux manifestations volcaniques sous-marines (TEJOYU-WONO, et al, 1979)

Cette activité volcanique attestée par la formation de "Old Andesite" ou la formation de Besole (constituée de coulées de lave, brèches volcaniques et coulées turbiditiques) s'observe surtout au Sud de la région étudiée ou le long de la côte sud de Java oriental.

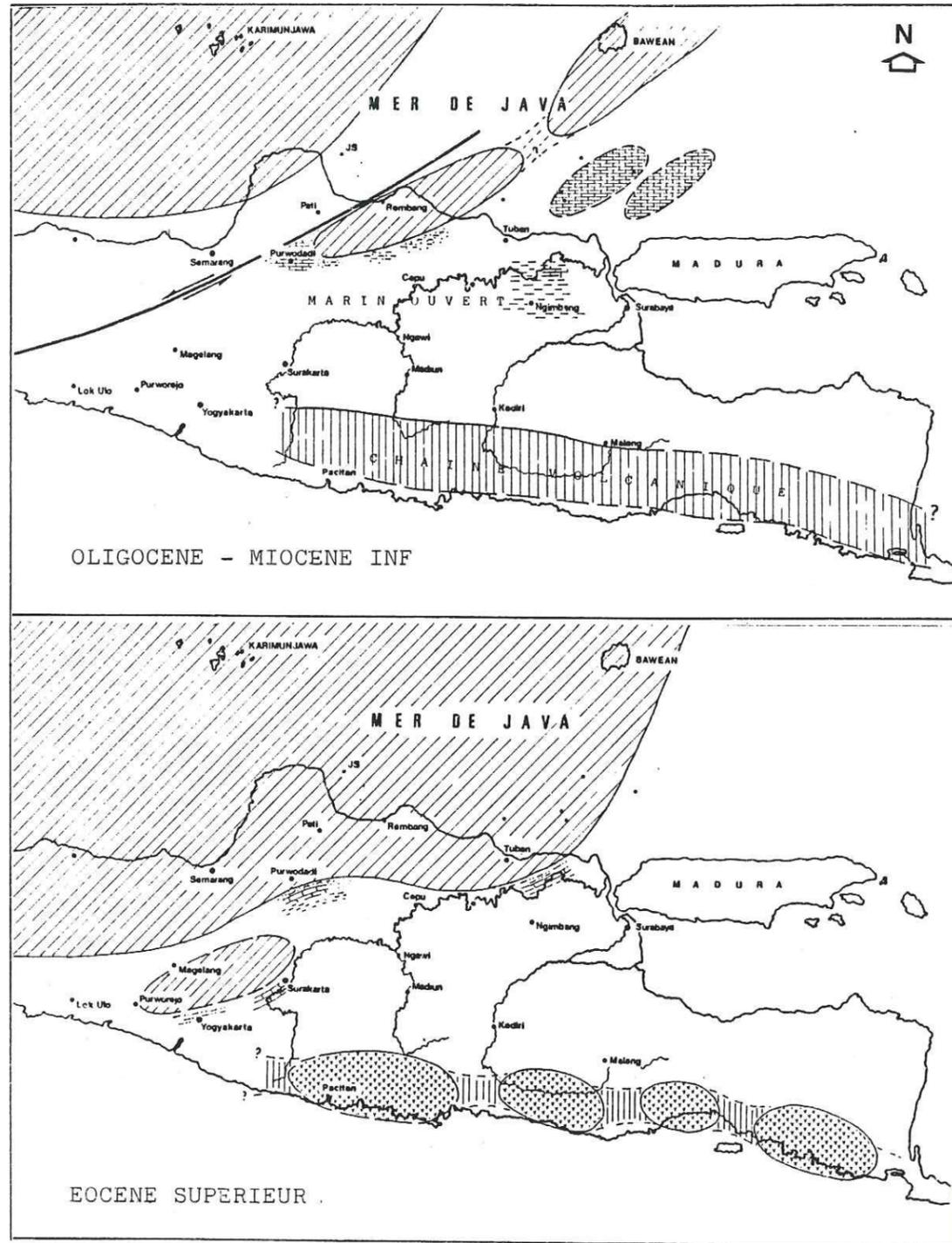
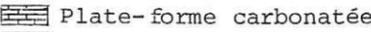
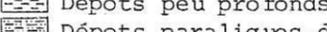


Fig.131 - Paléogéographie de la région étudiée
(Éocène supérieur - Miocène inférieur)

- | | |
|---|--|
|  Émergé |  Plate-forme carbonatée |
|  } Chaîne volcanique |  Dépôts peu profonds |
|  } |  Dépôts paraliques, deltaïques |

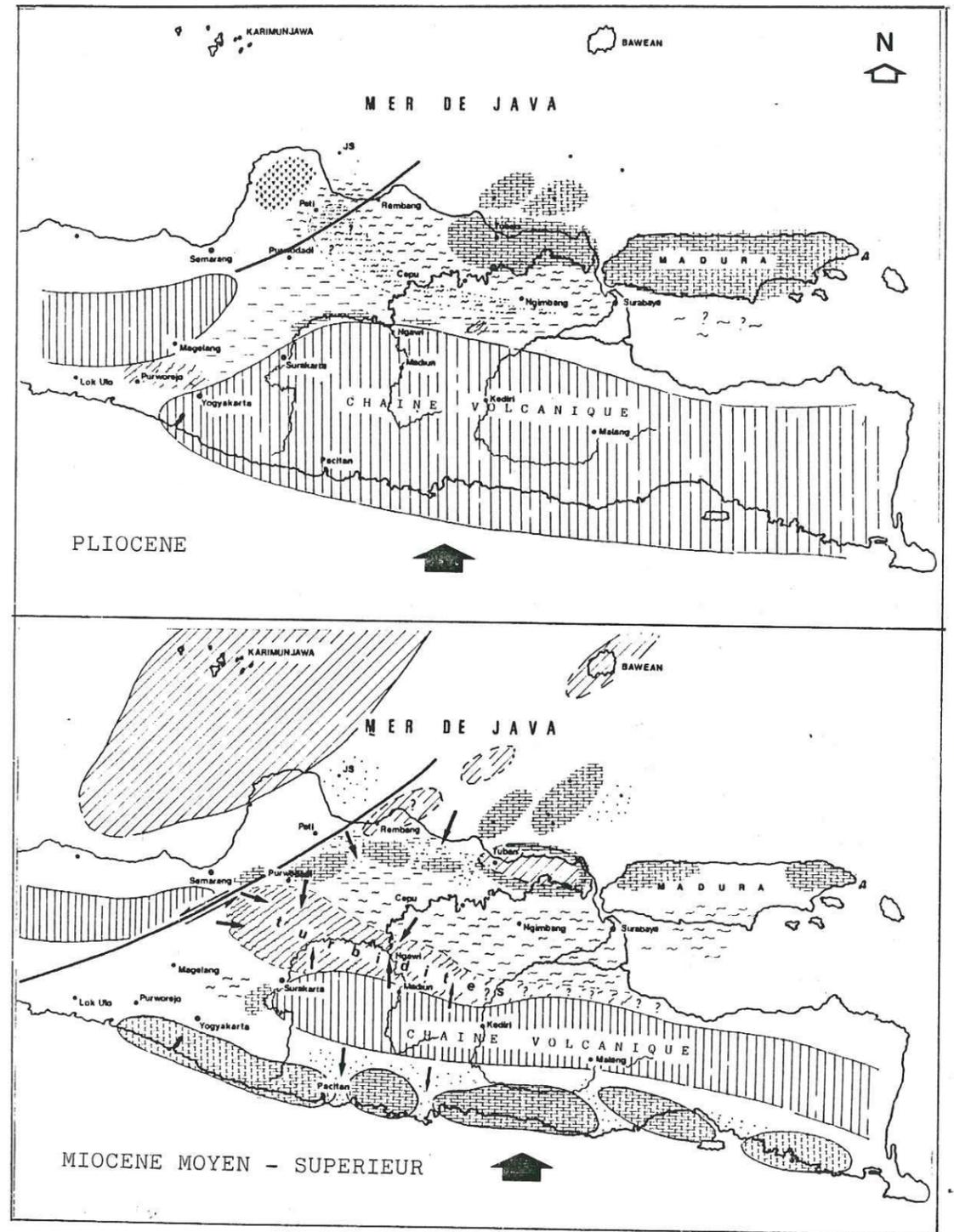
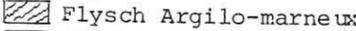
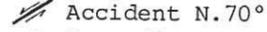
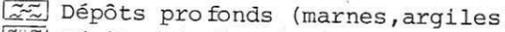
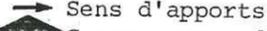
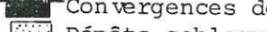
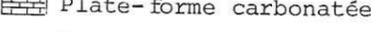
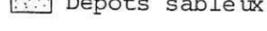


Fig.132 - Paléogéographie de la région étudiée
(Miocène moyen - Supérieur - Pliocène)

- | | |
|---|--|
|  Flysch Argilo-marneux |  Accident N.70° |
|  Dépôts profonds (marnes, argiles) |  Sens d'apports |
|  Dépôts bioclastiques fins |  Convergences des plaques |
|  Plate-forme carbonatée |  Dépôts sableux |

Plus à l'Ouest on observe aussi le développement des faciès turbiditiques qui sont représentés par la formation de Kebobutak et la formation de Semilir (dans la région de Jiwo Hills, 30 km à l'Est de Yogyakarta, et au Sud de Yogyakarta), et par la formation de Penosogan au Nord de Kebumen (PRINGGO PRAWIRO, 1983).

Au Nord de la région étudiée, dans la mer de Java, la transgression de l'Oligocène a provoqué le retrait du continent de la Sonde vers le NNE, mais quelques compartiments restaient émergés (l'île de Bawean et le compartiment du Rembang). Entre l'île de Bawean et Tuban - Madura, une vaste plate-forme carbonatée s'est installée pendant la phase régressive du Miocène inférieur.

III - MIOCÈNE INFÉRIEUR

Au Miocène inférieur, la troisième phase transgressive qui se poursuit vers le Nord, implique la submersion et l'abaissement du milieu de dépôt de toute la région étudiée.

Au Sud, la partie la plus profonde du bassin au droit de la zone de Kendeng se remplit de sédiments fins, pélagiques, argilo-marneux, qu'on rattache à la formation de Pelang. La présence des passées bioclastiques grossières sous forme de petites lentilles dans ce dépôt profond, nous permet de penser que ces matériaux sont probablement transportés par glissement sous-marin et que la région du Pelang semble être à proximité du talus externe de la zone du Rembang. On pourrait donc avancer que la région du Pelang est faiblement inclinée vers le Sud.

Plus au Sud, dans la région de Pacitan, l'arc volcanique est encore en activité, avec quelques compartiments immergés par le jeu de failles en horst et graben.

Au Nord, dans la zone du Rembang, la plate-forme carbonatée, représentée par la formation de Prupuh, est envahie par des faciès plus profonds de la formation de Tuban (faciès argilo-marneuse à passées bioclastiques).

Cependant, du point de vue paléotopographique la partie Est de la zone du Rembang est relativement plus submergée que sa partie ouest car une partie de la prolongation du massif Bawean est resté encore

émergée aux environs du Rembang à proximité du décrochement senestre N 70°. Cette variation topographique et les différents taux de sédimentation semblent être en grande partie responsables des variations d'épaisseur et de faciès de l'Ouest en Est de la zone du Rembang.

Au forage de Purwodadi, cette série transgressive qui représente seulement la partie inférieure de la formation de Tuban ne dépasse pas 250 m d'épaisseur, tandis qu'au forage de Ngimbang, elle est beaucoup plus importante.

Enfin, au NE de Purwodadi, des faciès peu profonds s'observent au forage de Jatirogo 1.

Dans la mer de Java le début du Miocène inférieur est marqué par le dépôt de faciès carbonatés sur les faciès paraliques précédents (PALTRINIERI et al., 1976) et une partie des zones émergées est inondée.

IV - DU MIOCÈNE MOYEN AU MIOCÈNE SUPÉRIEUR

La phase orogénique majeure du Miocène moyen, connue sous le nom de "Intra-Miocène Orogeny" (UMGROVE, 1949), et qui a affecté la plupart des régions indonésiennes (S.PRIYOMARSONO, 1984; N.A. MAGETSARI, 1984) est responsable d'un important abaissement du milieu de dépôt de la zone de Rembang.

A cette phase est associée probablement l'émersion et l'érosion de quelques compartiments du socle au droit de la mer de Java qui pourraient être à l'origine des éléments terrigènes quartzeux des sables du Ngrayong.

Cette phase est marquée dans toute la zone du Rembang, par une inversion des faciès transgressifs (formation de Tuban) vers les faciès régressifs, représentés par des faciès de plate-forme (calcaires à Orbitoïdes et parfois biohermes) des faciès confinés (argiles ligniteuses à gypse) et des faciès sableux, sont caractérisés vers le sommet par l'augmentation des dépôts quartzeux, tandis qu'au Nord de cette zone (mer de Java), les calcaires de plate-forme du Miocène inférieur sont surmontés par des faciès argilo-sableux du domaine côtier et confiné.

Les observations de terrain ont montré que les sables de Ngrayong et leurs équivalents latéraux proviennent de matériaux d'origine NW, Nord et NE. L'arc de Karimum Jawa pourrait être une source principale des éléments quartzeux déposés dans la partie ouest de la zone de Rembang. Par contre, dans la moitié est de la zone du Rembang, dans laquelle se déposent les sables du Ngrayong d'origine N et NE, la provenance minéralogique (ou génétique) de ce quartz est encore difficile à préciser, mais nous pensons à deux possibilités: l'une est les compartiments du socle métamorphique (quartzite) qui émergent pendant cette époque et qui se situaient au voisinage de la zone du Rembang, et l'autre serait probablement la couverture sédimentaire du dépôt voisin.

Pour nous, les sables du Ngrayong correspondent au maximum de la régression. Par contre BAUMANN et al. (1972) et BAUMANN (1982) ont constaté qu'ils appartiennent déjà à la phase transgressive suivante.

Vers la fin du N 12, cette phase régressive qu'on rattache donc à l'ensemble supérieur de la mégaséquence 3 a été suivie par la quatrième phase transgressive.

Les perturbations des conditions physico-chimiques du bassin provoquée par l'apparition de cette phase transgressive sont en général caractérisées par un changement du faciès, de façon relativement graduelle, mais elles peuvent être marquées localement par une érosion synsédimentaire le ralentissement de la sédimentation, ou encore par une lacune sédimentaire.

C'est pendant le N13 que, dans la zone du Rembang se met en place une plate-forme carbonatée (formation de Bulu). Elle comporte des faciès bioclastiques à Mollusques et quartz à la base et de nombreux grands foraminifères vers le sommet. Ces faciès s'associent très souvent à des faciès récifaux à Coraux et Algues.

La bathymétrie s'accroît jusqu'à la biozonation N 15 avec le dépôt profond argilo-marneux de la formation de Wonocolo. Celle-ci se rencontre partout dans la zone de Rembang, sauf dans la partie est, aux environs de Tuban, où un soulèvement local et continu (probablement depuis le début du Miocène moyen jusqu'au Miocène supérieur) provoqué par l'érosion des dépôts anciens et la lacune des dépôts équivalents de ceux de la formation de Wonocolo.

Dans la partie sud de la région étudiée, où la zone de Kendeng représente la partie la plus profonde du bassin, la phase orogénique du Miocène moyen est caractérisée par l'installation d'un régime turbiditique. Le jeu combiné d'une érosion active de la couverture sédimentaire à la périphérie du bassin et d'une instabilité tectonique (rejeux de failles, tremblements de terre) péri-orogéniques, peuvent être à l'origine du déplacement des sédiments sur les marges du bassin; une fois déclenché, l'écoulement gravitaire a fait le reste.

Les dépôts turbiditiques à cette époque sont représentés par l'ensemble inférieur de la formation du Kerek qui ne s'observe jamais complètement sur le terrain (pas d'affleurement dans la partie basale).

Partout dans la zone du Kendeng, ces dépôts turbiditiques ont continué à se déposer jusqu'au Miocène supérieur (N 17) et localement jusqu'au N 18 (région Ungaran, région Ngepung).

L'étude des directions de courant et l'analyse minéralogique de ces dépôts montrent que les matériaux détritiques proviennent de trois apports différents.

1/ **Les apports sud** favorisés par les développements des cônes sous-marins au bord de la plate-forme sud, ont entraîné d'abondants matériaux volcaniques (gravier et galets de basalte et d'andésite et de ponces, et les minéraux qui en dérivent), ainsi que les galets de coraux et de roches carbonatées mais en très faible quantité;

2/ **Les apports nord**, façonnés par le jeu des failles, par l'ablation synsédimentaire et par les glissements gravitaires, sont caractérisés par des dépôts turbiditiques à faciès bioclastiques. Mais les matériaux volcaniques d'origine sud et précédemment déposés, pourraient être retransportés vers le Sud en même temps que ces matériaux bioclastiques.

3/ **Les apports ouest** ont provoqué, d'une part, la sédimentation des matériaux bioclastiques et de quartz non volcaniques et, d'autre part, des matériaux volcaniques d'origine ouest.

Les premiers et les seconds apports détritiques, dont l'importance est très inégale, s'observent partout, depuis la région de Kedunggeter jusqu'à la région de Miono. Tandis que les apports d'origine ouest ne s'observent qu'à l'extrémité ouest de la zone du Kendeng (région Borangan, Tempuran et Wonosegoro) ou bien à proximité du décrochement N 70°.

Ces différentes zones d'apports nous ont permis de penser qu'ils sont en relation directe avec la paléotopographie de cette époque et ont été contrôlés par l'importance des jeux de failles (au Nord, par les séries de failles normales, N 70°-110°, N 135°, et à l'Ouest par le décrochement sénestre N 70°).

Il est intéressant de noter aussi qu'il existe dans la formation du Kerek, deux niveaux stratigraphiques (N 13 et N 17/18) importants, pendant lesquels la sédimentation des faciès volcano-clastiques dans la zone du Kendeng est maximale. On peut donc considérer les dépôts turbiditiques du Kerek comme une unité lithotectonique déposée à la faveur des mécanismes géotectoniques et liée à deux phases volcaniques:

- la première du Miocène moyen (probablement aux niveaux du N 12 et du N 13);
- la deuxième de la fin du Miocène supérieur (niveaux N 17/18).

Ces deux phases volcaniques correspondent, dans la zone du Rembang, à la phase terminale (régressive) de la mégaséquence 3 (sables du Ngrayong) et de la mégaséquence 4 (calcaires du Ledok). Cette relation peut nous indiquer que l'évolution et l'oscillation sédimentaires du Miocène moyen au Miocène supérieur ont été contrôlées par l'activité tectonique et le volcanisme sur la marge active de la plate-forme de la Sonde.

V - DU PLIOCÈNE AU PLÉISTOCÈNE

A la limite Miocène/Pliocène, le dernier cycle (ou la mégaséquence 5) a débuté par une importante transgression. Les unités sédimentaires (formation du Mundu dans la zone du Rembang et formation de Kalibeng dans la zone de Kendeng) correspondent à un milieu marin profond, caractérisé par une sédimentation uniforme de marnes et d'argiles très riches en Globigérines; ce type de sédimentation se poursuit en N 20.

Dans quelques régions de la zone de Kendeng, l'écoulement gravitaire et les courants turbidites, chargés de matériaux volcaniques en provenance de l'arc volcanique méridional perturbent les premières arrivées de ces dépôts marno-argileux. Ces dépôts volcano-clastiques que nous avons englobés dans la formation de Kerek et qu'on rencontre dans la région de Cukli-Ngepung et la région Ungaran, ont été individualisés par LEMIGAS/BEICIP (1976) et par GENEVRAYE & SAMUEL (1972) sous le nom de **membre de Banyak**. Ces dépôts se rencontrent jusqu'en N 18.

Cependant, au NE de la zone de Rembang, l'arrivée de cette phase transgressive, marquée par une discordance angulaire, moins remarquable sur le terrain (Fig.14), est caractérisée par le développement d'une plate-forme carbonatée. Les faciès de haut-fond (calcaires récifaux à Coraux, Algues et Mollusques) se rencontrent depuis la région de Tuban, jusqu'à l'île de Madura (formation de Paciran ou de Madura).

Tandis qu'au Nord-Ouest de la zone de Rembang une dépression allongée parallèlement à l'accident N 70°, nommée la dépression de Pati, a été remplie par des marnes profondes avec parfois des intercalations tuffacées. PRINGGOPRAWIRO (1983) a considéré que ces intercalations tuffacées avaient pour origine le volcan Muria et le volcan Butak, qui avaient déjà commencé à émerger à cette époque.

Dans la partie Est de la zone de Kendeng, cette phase transgressive a été suivie par une nouvelle phase volcanique du N 19, caractérisée par les dépôts de cônes sous-marins à basse efficacité de transport. Constitués principalement de matériaux volcaniques de type basaltique (brèches, conglomérats, sables grossiers et tufs), ces dépôts, que LEMIGAS/BEICIP (1976) a interprétés comme la partie supérieure de la formation de Kerek, ont été groupés par PRINGGOPRAWIRO (1983) dans la formation de Kalibeng et nommés "**membre d'Atas Angin**".

A la fin du Pliocène inférieur (N 20) une phase régressive arrive dans la zone de Kendeng; elle est représentée par des dépôts peu profonds et côtiers (argiles, parfois marneuses et tufacées, calcaires bioclastiques à Mollusques et Balanes), représentant la formation Sonde. Les calcaires récifaux se développent sporadiquement dans le membre Klitik et se répartissent d'Ouest en Est, depuis la région de Ngawi jusqu'à la région de Jombang. Cette phase régressive se poursuit dans la zone de Kendeng au Quaternaire, provoquant ainsi l'émersion de toute la moitié sud de Java oriental.

Dans la zone de Rembang, cette phase régressive ne se fait sentir qu'à la fin du Pliocène (N 21). Elle est marquée à l'Ouest par la sédimentation des sables bioclastiques à Globigérines, glauconieux et quartzeux (membre du Selorejo) et à l'Est par la continuation du dépôt des calcaires du haut-fond du Paciran. Toujours dans la partie Est de la zone de Rembang, une petite oscillation du domaine de dépôt, probablement provoquée par des jeux de failles en horst et en graben, a été marqué pendant le Pléistocène, d'une part par la sédimentation marno-argileuse (Formation Lidah) et d'autre part par l'installation des calcaires bioclastiques à Mollusques et à Foraminifères (membre du Malo et du Dander).

Enfin, une phase orogénique du plio-pléistocène entraîne d'une part le soulèvement important de toute l'île de Java, et d'autre part le plissement de la couverture sédimentaire du Tertiaire et du Quaternaire ancien.

LISTE DES FIGURES

Fig.1	Situation géographique de la région étudiée	4
Fig.2	Carte géologique du bassin de NE de Java	5
Fig.3	Esquisse structurale de l'île de Java	6
Fig.4	La relation schématique entre la série des failles majeures NE-SE et des plis "en échelon" dans le bassin du NE de Java	7
Fig.5	Interprétation du réseau de fracturation par photo satellite.	7
Fig.6	Tableau des paramètres statistiques: les indices et les différentes formules utilisées dans les analyses granulométriques.	12
Fig.7	Subdivisions stratigraphiques du Tertiaire d'après la répartition des grands foraminifères.	16
Fig.8	Révision de l'"Indonesian Letter classification" d'après VAN DER VLERK, 1931.	17
Fig.9	Tableau récapitulatif des zonations du Cénozoïque en Indonésie (BILLMAN et SCRUTTON 1976)	19
Fig.10	Les différentes classifications stratigraphiques du bassin du NE de Java (entre 1937 et 1957).	21
Fig.11	Les différentes classifications stratigraphiques du bassin du NE de Java (entre 1957 et 1977).	22
Fig.12	Les différentes classifications stratigraphiques du bassin du NE de Java (entre 1978 et 1983).	23
Fig.13	Corrélation entre la disposition mégaséquentielle des assises tertiaires du bassin du NE de Java et des ensembles lithologiques.	30
Fig.14	Lithostratigraphie de la zone de Rembang	31
Fig.15	Lithostratigraphie de la zone de Kendeng	32
Fig.16	Comparaison entre les mégaséquences de la région étudiée et les cycles sédimentaires de la plate-forme de la Sonde (BAUMAN, 1982), de la plate-forme australienne (QUILTY, 1980) et les variations globales des niveaux de mer (VAIL et al., 1977).	50
Fig.17	Inventaires des types de milieu de dépôt cénozoïque du bassin du NE de Java.	56
Fig.18	Position des coupes de la formation de Tawun (dans la partie occidentale de la zone de Rembang).	62
Fig.19	Coupe de Maitan-Wuhirsari (flanc nord) et de Larangan	64
Fig.20	Coupe de Candi-Puncakwangi	65
Fig.21	Déplacement des corps récifaux vers le Sud (coupe schématique de Maitan, flanc sud).	70
Fig.22	Courbes cummulatives de quelques niveaux sableux.	7
Fig.23	Coupe lithologique du Membre de Ngrayong (région Ngepon)	76
Fig.24	Détail de l'ensemble sableux inférieur	77
Fig.25	Structures internes et perforations	79
Fig.26	Courbes de distribution granulométrique des sables de Ngrayong (coupe de Ngepon)	81
Fig.27	Domaines granulométriques des sables de Ngrayong (coupe de Ngepon)	84
Fig.28	Histogrammes des fréquences des indices de l'asymétrie.	84
Fig.29	Valeurs des paramètres et des indices granulométriques	85
Fig.30	Relation entre le "Standard Deviation" et le "Mean Cubed Deviation" (FRIEDMAN, 1967), coupe de Ngepon.	86

Fig.31	Conjugaison des paramètres statistiques de FRIEDMAN (1967)	87
Fig.32	Diagramme C.M. de PASSEGA. Région de Ngepon	89
Fig.33	Exoscopie des grains de quartz. Région de Ngepon	93
Fig.34	Composition minéralogique des strates argileux	94
Fig.35	Succession lithologique du Membre de Ngrayong dans la région de Ngegot.....	96
Fig.36	Courbes de distributions granulométriques des sables de Ngrayong. Coupe de Ngegot.....	99
Fig.37	Courbes de distributions granulométriques des sables de Ngrayong. Coupe de Ngegot (la suite)	100
Fig.38	Valeurs des indices granulométriques. Comparaison entre la méthode de FOLK & WARD (1957) et la méthode de FRIEDMAN (1961)	102
Fig.39	Histogrammes des fréquences des indices granulométriques	103
Fig.40	Conjugaison de la Standard Deviation () et du Mean Cubed Deviation () des sables de Ngrayong à Ngegot (FRIEDMAN, 1967)	104
Fig.41	Conjugaison des indices granulométriques des sables de Ngrayong à Ngegot (FRIEDMAN, 1979)	105
Fig.42	Diagramme CM de PASSEGA	107
Fig.43	Exoscopie des quartz (sables de Ngrayong, région de Ngegot)	109
Fig.44	Exoscopie des quartz	110
Fig.45	Coupe lithologique des sables de Ngrayong. Région de Prantakan	112
Fig.46	La répartition des foraminifères et d'autres organismes dans les sables de Ngrayong à Prantakan	113
Fig.47	Ensemble sableux supérieur montrant une progradation de six lentilles sableuses vers le Sud	113
Fig.48	Courbes en ordonnée de probabilité des sables de Prantakan	117
Fig.49	Comparaison entre les sables de Prantakan et les sédiments fluviatiles d'une part et les sédiments turbiditiques d'autre part	118
Fig.50	Tableau des paramètres et des indices granulométriques de la coupe de Prantakan.....	119
Fig.51	Histogramme des fréquences des modes dans la coupe de Prantakan	120
Fig.52	Domaines granulométriques des sables de Ngrayong (coupe de Prantakan)	120
Fig.53	Histogrammes des fréquences des indices de classement	121
Fig.54	Histogrammes des fréquences des indices d'asymétrie (SKEWNESS)	121
Fig.55	Histogrammes des fréquences de Kurtosis	122
Fig.56	Relation: Mean Cubed Deviation et Standard Deviation, Skewness et Standard Deviation et First percentile et Mean (FRIEDMAN, 1979) coupe de Prantakan	123
Fig.57	Relation entre la "Mean Cubed Deviation" et la "Standard Deviation" (FRIEDMAN, 1967), sables du Ngrayong, coupe de Prantakan	124
Fig.58	Diagramme de CM de PASSEGA (coupe de Prantakan)	125
Fig.59	Exoscopie de quartz des sables de Ngrayong (coupe de Prantakan)	127
Fig.60	Localisation des coupes de Gegunung (1 et 2) et de la coupe de Mulyo Agung (3).....	129
Fig.61	Coupe 1 de Gegunung (sables de Ngrayong)	131
Fig.62	Coupe 2 de Gegunung (sables de Ngrayong)	131
Fig.63	Aspects particuliers des sédiments carbonatés	132

Fig.64	Coupe de Mulyo Agung (sables de Ngrayong)	134
Fig.65	Courbes cumulatives des sables de Gegunung	137
Fig.66	Valeurs des paramètres statistiques et des indices granulométriques des sables de Gegunung	139
Fig.67	Conjugaison des paramètres statistiques de FRIEDMAN (1979)	140
Fig.68	Conjugaison de la Standard Deviation () et du Mean Cubed Deviation () Sables de Gegunung et de Mulyo Agung	142
Fig.69	Diagramme de CM PASSEGA des sables de Gegunung	142
Fig.70	Exoscopie des quartz de Gegunung	145
Fig.71	Exoscopie des quartz de Mulyo Agung	147
Fig.72	Répartition des sables de Ngrayong dans différentes conjugaisons des indices granulométriques	150
Fig.73	Niveaux conglomératiques à la base de la Formation de Bulu (coupe de Djurandgero).....	158
Fig.74	Coupe de Candi-Puncakwangi (Formation de Bulu)	160
Fig.75	Variation des faciès dans la Formation de Bulu (entre G. Baladewo et K. Besek=	164
Fig.76	Succession des corps à stratification oblique sur la coupe de Kawengan	171
Fig.77	Alternance rythmique entre des sables bioclastiques et des calcaires gréseux	171
Fig.78	Carte d'isopaque de la Formation de Ledok	173
Fig.79	Carte d'isopaque de la Formation de Mundu	176
Fig.80	Carte d'isopaque du Membre de Solerojo	179
Fig.81	Coupe de Blungun (Membre de Solerojo)	182
Fig.82	coupe schématique d'évolution des faciès calcaréo-sableux de Solerojo dans la partie NE de la zone de Rembang	184
Fig.83	Situation des principales coupes étudiées dans la zone de Kendeng	200
Fig.84	Analyse séquentielle et caractéristiques de la coupe de la rivière Solo (niv. Kr 11 à Kr 34, Formation de Kerek)	202
Fig.85	Analyse séquentielle et caractéristiques de la coupe de la rivière Solo (niv. Kr 36 à Kr 70, Formation de Kerek)	203
Fig.86	Analyse séquentielle et caractéristiques de la coupe de la rivière Solo (niv. Kr 71 à Kr 125)	204
Fig.87	Paramètres et indices des stratofaciès mesurés sur la coupe de Bungawan Solo.....	205
Fig.88	Séquences de Bouma complètes (coupe de B. Solo).....	209
Fig.89	Partie détaillée de l'intervalle XII (Kr 89 - Kr 112) de la série rythmique supérieure de la Formation de Kerek	211
Fig.90	Quelques aspects particuliers de l'ensemble supérieur de la coupe de B. Solo	212
Fig.91	Rapports entre le milieu paléotectonique, les facteurs de transport des sédiments et les passées instantanées du faciès A et B dans les faciès distaux C2 et D2.3 (Hypothèse 1).....	217
Fig.92	Rapports entre le milieu paléotectonique, les facteurs de transport des sédiments et les passées instantanées du faciès A et B, dans les faciès distaux C2 et D2.3 (Hypothèse 2)	218
Fig.93	Comptages pétrographiques des grès, des conglomérats et des calcaires du Kerek (coupe B. Solo).....	220
Fig.94	L'analyse des éléments rares sur des galets volcaniques de la série du Bengawan Solo indiquant une origine <u>basaltique alcaline</u>	221

Fig.95	Les fragments de roches basaltiques au niveau conglomératique Kr 83	222
Fig.96	Galets basaltiques	222
Fig.97	Vue générale des quartz pyroclastiques d'échantillon Kr 23	225
Fig.98	Exemple de diffractogrammes d'un niveau pelitique de la série turbiditique du Kerek (coupe B. Solo, Kr 76)	228
Fig.99	Répartition des Foraminifères dans la Formation du Kerek de B. Solo; abondance, diversité et rapport	229
Fig.100	Analyses stratonomiques et séquentielles de l'ensemble inférieur de la coupe Cukli Ngepung	232
Fig.102	Comptage pétrographique des grès, des brèches et des calcaires de la série de Kerek à Ngepung	235
Fig.103	Schéma d'un corps bréchiqne à géométrie chenalisée (organisation verticale des fragments basaltiques et des ponces)	235
Fig.104	Exoscopie des quartz (Formation de Kerek, coupe de Ngepung)	236
Fig.105	Coupe lithologique de Kedung Geter et sa position géographique	239
Fig.106	Analyses séquentielles et stratonomiques et les faciès de la Formation de Kerek à Kedung Geter (niv. 0-150 m)	241
Fig.107	Analyses séquentielles et stratonomiques et les faciès de la Formation de Kerek à Kedung Geter (niv. 150 - 400 m).....	242
Fig.108	Détail de corps à géométrie chenalisée (niveau 190 - 210 m)	243
Fig.109	Organisation verticale des galets mous et des galets de calcaire dans quelques corps chenalisés	244
Fig.110	Quelques aspects particuliers des structures sédimentaires	245
Fig.111	Perforation en surface de banc Kg 37, inclinée vers le Sud	249
Fig.112	Comptages pétrographiques de la série de Kerek (coupe de Kedung Geter)	251
Fig.113	La répartition des Foraminifères planctoniques dans la série de Kerek de Kedung Geter.	253
Fig.114	La répartition des Foraminifères benthiques dans la série de Kerek de Kedung Geter.	254
Fig.115	Position de la coupe de Wonosegoro	257
Fig.116	Faciès Grainstone- Packstone montre une séquence T a,b,c,d de Bouma (A) et des figures de base de bancs de type flute-casts de forme parabollique conjuguée	259
Fig.117	Classification des flute-marks et "muds ripples" d'ALLEN (1982)	259
Fig.118	Analyse séquentielle de la série de Kerek à Wonosegoro	260
Fig.119	Grainstone à Grands Foraminifères du niveau des termes Ta,b	263
Fig.120	Composition minéralogique des interstrates argileuses (terme Te)	264
Fig.121	Analyse séquentielle (stratonomique et faciologique)	270
Fig.122	Série turbiditique distale dans la région de Telepat	272
Fig.123	Comptages pétrographiques de la série turbiditique distale de Telepat	273
Fig. 124	274
Fig. 125	Répartition des Foraminifères planctoniques dans les interstrates argileuses montrant un important remaniement des espèces N 14 pendant le Miocène supérieur.....	275

Fig.126	Localisation des coupes de Borangan.....	277
Fig.127	Variation d'épaisseur des termes Ta-e dans les faciès C2 et D2 de la coupe A-B (Borangan)	278
Fig.128	Coupe de Borangan (C-D; Bo 61 - Bo 97)	279
Fig.129	Quelques aspects particuliers des strates gréseux et calcareux	282
Fig.130	Coupes lithologiques du Membre d'Atas Angin	293
Fig.131	Paléogéographie de la région étudiée (Eocène sup.-Miocène inf.)	308
Fig.132	Paléogéographie de la région étudiée (Miocène moyen-Pliocène).....	309

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS C.G. (1970).- A reconsideration of the east indian letter classification of the Tertiary. Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.) vol.19, n°3, p.85-137.
- ALLEN J.R.L. (1982).- Sedimentary structures: their character and physical basis. Vol.II, in Development in sedimentology, 30.B, p.380-392, Amsterdam-Oxford-New-York, Elsevier Scientific Publ. Co.
- AMINUDDIN B.M., TEJOYUWONO N., KOESOEMO Y.P., RUKMIATI M.G. (1981).- Studi Anggota Selorejo, NE Java basin; Indonesian Assoc. Geologists, 10th Ann. Convention, Bandung.
- ANDERTON R. (1976).- Tidal shelf sedimentation: an example from the Scottish Daldarian; Sedimentology, v.23, p. 429-458.
- BASU A., YOUNG S.W., SUTTNER L.J., JAMES W.C. and MACK G.H. (1975).- Reevaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. Jour. Sedimentary Petrology, v.45, p.873-882.
- BATHURST R.G.C. (1976).- Carbonate sediments and their diagenesis. 2nd ed.: Amsterdam, Elsevier Pub. Co. 620 p.
- BAUMANN P. (1972).- Les faunes de foraminifères de l'Eocène supérieur à la base du Miocène, dans le bassin de Paris, Sud de Kalimantan (Borneo). Rev. Inst. Franc. du Pétrole, vol. 27, n°617-829.
- BAUMANN P. (1975).- The Middle Miocene diastrophism, its influence to the sedimentary and faunal distribution of Java and the Java Sea basin. Bull. Nat. Inst. Geol. Min. Bandung, 5-1, 13-28.
- BAUMANN P. (1982).- Depositional cycles on magmatic and back arcs: an example from western Indonesia. Revue de l'Institut Français du Pétrole. v.37, n°1, p.3-17.
- BAUMANN P., OSTERLE H., SUMINTA & WIBISONO (1972).- Stratigraphic correlation in the Tertiary of Java and Sumatra. Proc. Conv. Indones. Petrol. Assoc., Ist.31-43.
- BEMMELEN van R.W. (1949).- The Geology of Indonesia. Martinus Nijhoff. The Hague.
- BERGRENN W.A. (1972).- A Cenozoic time scale - some implication for regional geology and paleobiography: Lethaia, v.5, n°2, p.195-215.
- BILLMAN H.G. & KARTADIPUTRA L.W. (1974).- Late tertiary biostratigraphic zonation, Kutei Basin, Offshore East Kalimantan, Indonesia. Proc. Indonesian Pet. Assoc., 3rd Ann. Convent., p.301-310.
- BILLMAN H.G., SCRUTTON M.E. (1976).- Stratigraphic correlation in Indonesia. SEAPEX Prog. Offshore South East Asia Conf., 14 p.

- BLOW W.H. (1969).- Late middle eocene to recent planctonic foraminiferal biostratigraphy. Proc. 1st Int. Conf. Plank. Microfossils, Genève, 1967, vol.I, p.199-422.
- BOLLI H.M.(1966).- The planctonic foraminifera in well Bodjonegoro. 1 of Java. Eclogae geol. Helv., 59/1, 449-465.
- BOOTHROYD J.C. (1978).- Mesotidal inlets and estuaries. In: Davis Jr., R.A., ed. Coastal Sedimentary Environments, p. 287-360; New-York, Heidelberg, Berlin: Springer.
- BOUMA A.H. (1962).- Sedimentology of some flysch deposit: A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, Elsevier, Pub. Co., 168 p.
- BOUMA A.H. & BROUWER A. (1964).- Turbidites. Dev. in Sedimentology, v.3: Amsterdam-London-New-York, Elsevier Pub., Co., 264 p.
- CARTER M.B. (1976).- Biostratigraphy of the Offshore area south of Kalimantan. Proc. 10th. Ann. Conv. Indonesian Petr. Assoc.
- CHOTIN P., GIRET A., RAMPNOUX J.P., SUMARSO & SUMINTA (1980).- L'île de Java, un enregistreur des mouvements tectoniques à l'aplomb d'une zone de subduction. C.R. somm. Soc. Geol. Fr., fasc.5, p.175-177.
- CHOTIN P., RASPLUS L., RAMPNOUX J.P., SUMINTA & NUR HASYIM (1984).- La sédimentation associée à une structure décrochante majeure dans la partie centrale de l'île de Java (Indonésie): Bull. Sod. Geol. France (7), t.XXVI, n°6, p.1259-1262.
- CLARK W.J. & BLOW W.H. (1969).- The inter-relationships of some late Eocene, Oligocene and Miocene larger foraminifera and planctonic biostratigraphic indices: Proc. 1st Int. Conf. Plank. Microfossils, Geneva, 1967, v.II, p.82-95.
- COUMES F. (1976).- Eventails sédimentaires subaquatique ou revue bibliographique sur les "deep-sea fans". Bull. Technique ELF AQUITAINE.
- DE CELLES P.G. & LANGFORD R.P. (1983).- Two new method of paleocurrent determination from through cross-stratification. J. Sedimen. Petrol., v.53, n°2, p.0629-0642.
- DE GENEVRAYE P., SAMUEL L., (1972).- Geology of the Kendeng zone (central and east Java). Proc. Indonesian Petroleum Association, 1st. Ann. Conv., p.17-30.
- DICKINSON W.R. (1970).- Interpretating detrital medes of graywacke and arkose. Jour. Sedimentary Petrology, v.40, p.625-707.
- DICKINSON W.R. (1974).- Plate tectonics and sedimentation. In Dickinson W.R. (Ed.): Tectonics and Sedimentation, p.1-27, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. 22, Tulsa.
- DICKINSON W.R. & SUCZEK C.A. (1979).- Plate tectonics and sanstone composition: Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists, v. 53, p. 2164-2182.
- DOEGLAS D.J. (1968).- Grain size indices: classification and environment. Sedimentology, v.10, p.83-100.
- DUNHAM R.J. (1962).- Classification of carbonate rock according to depositional texture, p.108-121 in HAM W.E., ed., Classification of carbonate rocks: Tulsa Oklahoma., Am. Assoc. Petroleum Geologists, Mem.1, 279 p.

- ELF AQUITAINE (1975).- Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1: éléments d'analyse: Elf Aquitaine, Centres de Recherches de Boussens et de Pau.
- ELF AQUITAINE (1977).- Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 2: éléments d'interprétation: Elf Aquitaine, Centres de Recherches de Boussens et de Pau.
- FAHREUS L.E., SLATT R.M. and NOWLAN G.S. (1974).- Origin of carbonate pseudopellets. Journ. Sedim. Petrol., v.44, n°1, p.27/29.
- FOLK R.C. and WARD W.C. (1957).- Brazos River Bar, a study in the significance of grain size parameters: J. Sedim-Petrol., v.27, p.3-27.
- FOLK R.L. (1965).- Some of aspects of recrystallization in ancient limestone. p.14-48 in PRAY L.C. and MURRAY R.C. eds. Dolomitization and limestone diagenesis, a symposium: Tulsa, Okla, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Pub., n°13, 180 p.
- FOLK R.L. (1966).- A review of grain size parameters. Sedimentology, v.6, p.73-93.
- FRIEDMAN G.M. (1961).- Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. Journ. Sedimentary Petrology, v.31, p.514-529.
- FRIEDMAN G.M. (1962).- On sorting, sorting coefficients and the lognormality of the grain size distribution of sandstones. Journ. Geol. v.70, p.737-753.
- FRIEDMAN G.M. (1967).- Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and rive sands. Journ. Sedimentary Petrology, v.37, p.327-354.
- FRIEDMAN G.M. (1979).- Address of the retiring President of the International Association of Sedimentologists: Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins: sedimentology, 26, p.3-26.
- FRIEDMAN G.M., SANDERS J.E. (1978).- Principles of sedimentology. New-York, Chichester, Brisbane, Toronto, John Wiley & Sons.
- GINSBURG R.N., ed. (1975).- Tidal deposit, 428 p. New-York, Heidelberg, Berlin: Springer.
- GOLDRING R. (1979).- Trace fossils in sedimentology; in Sédimentation détritique (fluviatile, littorale et marine). Cours de 3ème cycle romand en Sciences de la Terre, Institut Geol. Fribourg, Hanewood, P. éd., p.124-192.
- GOLDRING R. and BRIDGES P. (1973).- Sublittoral sheet sandstones. Journ. Sedimentary Petrology, v.43, p.736-747.
- HAMILTON W (1974).- Map of sedimentary basins of the Indonesian region (1/5.000.000). Miscell. Invest. Serv. U.S. Geol. Survey.
- HAMPTON M.A. (1972).- The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. Journ. Sedimentary Petrology, v.42, p. 775-793.
- HARDING T.P. and LOWELL J.L. (1979).- Structural styles, their plate-tectonics habitats and hydrocarbon trap in petroleum provinces. Bull. AAPG, vol.63/7, p.1016-1058.

- HARTONO H.M.S. (1969).- Globigerina marls and their planktonic foraminifera from the Eocene of Nanggulan, Central Java. Contr. Cushman Found. Foram. Res., 20/4, 152-159.
- HAWLEY N. (1981).- Flume experiments on the origin of flaser bedding. Sedimentology, v.28, p.699-712.
- HERTWERK G., DORJES G. (1975).- Recent biocoenose and ichocoenoses in shallow-water marin environments. In FREY R.W.. The study of trace fossils: New-York, Springer, Verlag, 562 pages.
- HOWARD J.D. (1972).- Trace fossils as criteria for recognizing shorlines in the stratigraphic records. In: Recognition of ancient sedimentary environments (Ed. by J.K. RIGBY and W.K. HAMBLIN), p.215-225. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., 16, Tulsa.
- HUTCHINSON C.S. (1979).- Review of the Indonesian volcanic arc. ESCAP-IOC Seatar and hoc working group meeting on the Geology and Tectonics of Eastern Indonesia.
- INGERSOLL R.V. (1978).- Submarine fan facies of the upper cretaceous great valley sequence, Northern and Central California. Sed. Geol. 21, 205-230.
- INGERSOLL R.V. et al. (1984).- The effect of grain size on detrital modes. A test of the Gazzi-Dickinson pointcounting method. J. Sedim. Petrol., v.54, n°1, p. 0103- 0116
- INMAN .D.L. (1952).- Measures for describing the size distribution of sediments. J. Sedim. Petrol., v.22, p.125-145.
- JACKSON R.G. (1976).- Largescale ripples of the lower wabash river. Sedimentology 23, 593-623.
- JOHNSON H.D. (1977).- "Shallow marine sand bars sequence": an example from the late precambrien of north Norway. Sedimentology, 24, 245-270.
- KATILI J.A. (1973).- Geochronology of West Indonesia and its implication on plate tectonics. Tectono physics, 19 (1973) 195-212.
- KATILI J.A. (1975).- Volcanism and plate tectonics in the Indonesian island, 26, 165-188.
- KHOSROW BADIOZAMANI, MACKENSIE F.T., THORSTEVSON D.C. (1977).- Experimental carbonate cementation: salinity, temperature and vadose-phreatic effects. J. Sedim. Petrol., v.47, n°2, p. 529-542.
- KOESOEMO Y.P. (1982).- Geologi and stratigraphi daerah Telagakarangasem dan sekitarnya. Kab. Rembang dan Blora, Jawa Tengah. Thèse à l'U.P.N. "VETERAN" Yogyakarta.
- KOESOEMO Y.P. & AMINUDDIN B.M. (1981).- Laporan pembuatan penampang terukur Kali Kedungatis. Kali Kedung Winong, Pati, Jawa Tengah. Report Ex.1103, PPTMGB "LEMIGAS" Cepu.
- KOMISI SANDI SRATIGRAFI INDONESIA (1973).- Sandi Stratigrafi Indonesia: Ikatan Ahli Geologi Indonesia, p. 1-19.
- KRANTZ P.M. (1974).- The anastrophic burial of bivalves and its paleoecological significance. J. Geol. v. 82, p. 237-265.

- KRINSLEY D.H. & DONAHUE J. (1973).- Atlas of quartz sand surface texture. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 91 p.
- KUSUMADINATA R.P. (1969a).- Outline of Geologic occurrence of oil in Tertiary Basins of West Indonesia. The Amer. Assoc. of Petrol. Geologist.- Bull. Vol.53,n°11.
- KUSUMADINATA R.P. (1969b).- Tertiary stratigraphy of east Java basimal area. Report on stratigraphical regional study, ICCI.
- KUSUMADINATA R.P. and A. PULUNGGONO (1975).- Geology of the southern sunda shelf in reference to the tectonic frameworks of tertiary sedimentary basin of western Indonesia. Journal of the Assoc. of Indonesian Geol., p.1-11.
- KUENEN Ph.H. (1967).- Emplacement of flysch type sand beds. Sedimentology, v.9, p.203-243.
- LEMIGAS/BEICIP (1969).- North East Java Basin: Evaluation of petroleum possibilities, inédit.
- LEMIGAS/BEICIP (1974).- Geology of the Kendeng zone (Central and East Java), inédit.
- LEOPOLD W., VAN DER VLERK I.M. (1931).- The Tertiary: Leidshe. Geol. Meded., 1944, p.611-648.
- LE PICHON X., FRANCHETEAU J. & BONIN J. (1973).- Plate tectonics. Development geotectonics 6, Elsevier Sci. Pub. Co.
- LE RIBAUT L. (1975).- "L'exoscopie". Méthodes et applications: note et mémoire n°12; Compagnie Française des Pétroles (TOTAL) Paris, 231 p.
- LOMBARD A. (1972).- Séries sédimentaires: genèse évolution. Masson et Cie, Paris, 425p.
- LONGMAN M.W. (1980).- Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. Bull. AAPG, v.64/4, p.461-487.
- LOWE D.R. (1975).- Water escape structures in coarse grained sediments. Sedimentology, 22, 157-204.
- LOWE D.R. (1976a).- Grain flow and grain flow deposits. J. Sedim. Petrol. 46, p.188-189.
- (1976b).- Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. Sedimentology, 23, 285-308.
- LOWE D.R. (1982).- Sediment gravity flow II: depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Jour. Sedimentary Petrology, v.52, n°1, p. 0279-0297.
- MAC CAMMON R.B. (1962).- Moment measures and the shape of size frequency distributions. J. Geol. v.70, p.82-92.
- MAC CAMMON R.B. (1962).- Efficiencies of percentile measures for describing the mean size and sorting of sedimentary particles. J. Geol., v.70, p. 453-465.
- MACK G.H. (1983).- Exception to the relationship between plate tectonics and sandstone composition. J. Sedim. Petrol., v.54, n°1, p.0212-0220.

- MARK P. (1957).- Stratigraphic lexicon of Indonesia. Pusat Djawatan Geologi Bandung, Publikasi keilmuan, n°31.A, seri geologi.
- MARTINI E. (1970).- Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation.
- MIDDLETON G.V. (1976).- Hydraulic of sand size distribution. *J. Geol.*, v.84, p.405-426.
- MIDDLETON G.V. & HAMPTON M.A. (1973).- Mechanics of flow and deposition. *Soc. econ. Paleont. Miner.*, Short Course, 1-38.
- MIDDLETON G.V. & SOUTHARD J.B. (1978).- Mechanics of sediments movement. *Soc. Econ. Paleont. Miner. Short Course*, 3, 246 p.
- MILLOT G. (1964).- *Geologie des argiles*. Masson et Cie.
- MOIOLA R.J. & WEISER D. (1968).- "Textural parameters": an evaluation. *J. Sedim. Petrol.* v.38, p. 45-53.
- MUIN A. & NURHASYIM (1978).- Ngrayong sands. Rapport inter. de l'Inst. Indonésien du Pétrole (LEMIGAS), inédit.
- MURPHY M.A. & SCHLANGER S.O. (1962).- Sedimentary structures in Ilhas and Sao Sebastiao Formations (Cretaceous), Reconcavo Basin Brazil: *Bull. AAPG*, v.46, p.457-477.
- MUTTI E. (1977).- Distinctive thin bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South central Pyrenees, Spain). *Sedimentary*, v.24, p.107-131.
- MUTTI E. (1979).- Turbidites et cônes sous-marins profonds, p.353-415. In *sedimentation detritique (fluviatile et marine)*. Cours de 3e cycle Romand en Sciences de la Terre, Institut de Géologie de l'Université de Fribourg, Homewood P., éd. Fribourg, Suisse, 419 p.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1975).- Turbidite facies and facies associations. In: *Examples of turbidites facies and facies associations from selected formations of Northern Apennines (by MUTTI E. et al.)*, p.21-36, 9ème Inter. Congr. Sedim. Nice 75, Field Trip Guidebook.
- NATORI H. (1958).- Cenozoic sequence in Jawa and adjacent areas. *Grav. and Geol. studies in Jawa, Indonesia*, p. 76-80.
- NORMARK W.R. (1970).- Growth patterns of deep sea fans. *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists* v.54, p. 2170-2195.
- NORMARK W.R. (1978).- Fan Valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*v.62, 912-931.
- NURHASYIM (1984).- Neogene biostratigraphy and paleoecology of NE de Java basin, Indonesia. *Memoire D.E.A.*, Univ. de Lyon.
- PARHAM W.E. (1966).- Lateral variation of clay mineral assemblages in modern and ancient sediment, Fig.6: In POTTER P.E. et al., 1987, "Sedimentology of shale"; Springer-Verlag, New-York, Heidelberg, Berlin, p.184.
- PASSEGA R. (1957).- Texture as characteristic of clastic deposition: *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, v.41 (9), p. 1952-1984.

- PASSEGA R. (1963).- Analyses granulométriques, outil géologique pratique. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, XVIII, n°11, p. 1489-1498.
- PASSEGA R. (1964).- Grain size representation by C.M. patterns as a geological tool. *J. Sediment. Petrol.*, v.34 (4), p.830-847.
- PASSEGA R., BYRAMJEE R. (1969).- Grain-size image of clastic deposits. *Sedimentology*, 13, p. 233-252.
- PERRIAUX J. (1975).- Faciès flysch et faciès molasse: essai de caractérisation. 9ème Congrès International de Sédimentologie, Nice.
- PETTIJOHN F.J. and POTTER P.E. (1964).- Atlas and glossary of primary sedimentary structures: New-York, Springer-Verlag New-York, 370 pages.
- PETTITMAN E.D. (1970).- Plagioclase feldspath as an indicator of provenance in sedimentary rocks. *Jour. Sediment. Petrology*, v.40? P. 591-598.
- PONS J.C., JULIUS C. (1984).- Potentialités en argiles d'une île volcano-sédimentaire sous climat tropical. Exemples de la Martinique. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux*, n°35, p.135-151.
- PORRENGA D.H. (1967).- Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment. *Mar. Geol.* , v.5, p. 495-501.
- POSTUMA J.A. (1971).- Manual of planctonic foraminifera. Elsevier Publ. Co. New-York? 402 p.
- POTTER P.E., MAYNARD J.B. and PRYOR W.A. (1980).- *Sedimentology of shale. Study guide and reference source*. Springer Verlag, New-York-Heidelberg, Berlin.
- PRINGGOPRAWIRO H. (1983).- Biostratigrafi dan Paleogeografi Cekungan Jawa Timur Utara, Suatu pendehatan baru. Thèse de Docteur, I.T.B; Bandung, Indonésie.
- PRIYOMARSONO S. (1984).- Contribution à l'étude géologique du Sud-Est de Bornéo (Indonésie). Géologie structurale de la partie méridionale de la chaîne des Mératus. Un exemple d'évolution géodynamique de la marge asiatique du Mésozoïque au Cénozoïque. Thèse de Docteur de 3è cycle, Univ. de Savoie, France.
- PULUNGGONO A. (1976).- Plate tectonic setting of the oils basins in western Indonesia; a paper presented at the Amer. Assoc. of Petrol. Geologists, Research Symposium, New-Orléans.
- QUILTY P.G. (1980).- Sedimentation cycles in the Cretaceous and Cenozoic of western Australia. *Tectonophysics*, 63, p. 349-366.
- READING H.G. (1978).- *Sedimentary environments and facies*. Oxford-London-Edinburg-Boston-Melbourne, Blackwell Scientific Publications.
- REINECK H.E. (1972).- Tidal flats. In: J.K.RIGBY and W.K. HAMBLIN (Editors), *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 16, p. 146-159.
- REINECK H.E. & SINGH I.B. (1980).- *Depositional sedimentary environments*, 2nd ed.: New-York-Heidelberg-Berlin, Springer-Verlag, 549 p.
- REINECK H.E., SINGH I.B., WUNDERLICH F. (1971).- Einteilung der rippen und anderer mariner sandkörper. *Senckenbergiana marit.* 3,93-101. In REINECK, SINGH (1973).

- REINECK H.E. and WUNDERLICH F. (1968).- Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, V.11, p. 99-104.
- RICCI LUCCHI F. (1975).- Depositional cycles in two turbidite-formations of Northern Apennines. *J. Sedim. Petrol.*, V.45, p.3-43.
- ROSE R., HARTONO P. (1978).- Geological evolution of the Tertiary Kutei. Melawi basin, Kalimantan, Indonesia. *Proc. Conv. Indones. Petrol. Assoc.*, 7th, 225-252.
- SAINT-MARC P., PALTRINIERI F., SITUMURANG B. (1977).- Le Cénozoïque d'Indonésie Occidentale *Bull. de la Société Géologique de la France*, tome 19, n°1, p.125-133.
- SCHAFFER W. (1972).- Ecology and Paleogeology of marine environments. OLIVER & BOYD, 508 p.
- SCHOLLE P.A., BEBOUT D.G., MOORE C.H. (1983).- Carbonates depositional environments. AAPG Memoir 33.
- SEILACHER A. (1967).- Bathymetrie of trace fossils. *Marine Geol.* v.5, p.413-428.
- SESTINI G. & CURCIO M. (1965) In ALLEN J.R.L. (1982).- Development in Sedimentology 30B. "Sedimentary structures", their character and physical basis, vol.II, p.270; Amsterdam-Oxford, New-York, Elsevier, Scientific Publ.Co.
- SITUMURANG B., SISWOYO, ENDANG THAJIB, PALTRINIERI F. (1976).- Wrench fault tectonics and aspects of hydrocarbon accumulation in Java. *Proc. Conv. Indones. Petrol. Assoc.*, 5th, 2, 53-68.
- SOETANTRI B., SAMUEL L., NAYOAN G.A.S. (1973).- The geology of the oilfields in North East Java. *Proc. Indonesian Petroleum Association*, 2nd Ann. Convention.
- SOLOHUB J.T. & KLOVAN J.E. (1970).- Evaluation of grain-size parameters in lacustrine environments. *J. Sedim. Petrol.*, 40, p.81-101.
- SOUQUET P., BOIRIE J.M., LAURENS P., SAJUS J.G. (1979).- Le Flysch: une mise au point de la notion de Flysch. C.R.D.P. Toulouse - Dossiers documentaires n°7.
- SOUTHARD J.B. (1971).- Representation of bed configuration in depth-velocity-size diagrams. *J. Sedim. Petrol.*, v.41, p.903-915.
- SOUTHARD J.B. (1975).- "Bed configuration". *Soc. Econom. Paleontologists Mineralogists short course*, 2, 5-44.
- SPARKS R.S.J. (1976).- Grain size variations in ingimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, Vol.23, n°2, p.147-188.
- STANLEY D.J. & KELLING G. (1978).- Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches. Stroudsburg-Pennsylvania, Dowden, HUTCHINSON & ROSS, Inc.
- SUMARSO, ISMOYOWATI I. (1975).- Contribution to the stratigraphy of the Jiwo hills and their southern surroundings Central Java. *Proc. Conv. Indones. Petrol. Assoc.*, 4th.
- SWAN D., CLAGUE J.J. & LUTERNAUER J.L. (1979).- Grain-size statistics II. Evaluation of grouped moments measured. *J. Sedim. Petrol.*, V.49, n°2, p.487-500.

- SWIFT D.J.P., HERON S.D.Jr. & DILL C.E. (1969).- The Carolina cretaceous: petrographic reconnaissance of a graded shelf. *Journ. Sedim. Petrol.*, v.39, p.18-33.
- TANAKA K. (1970) In ALLEN J.R.L. (1982).- Development in sedimentology 30B: "Sedimentary structures"; their character and physical basis. Vol. II, p. 270, ed. Elsevier, Scientific Pub. Co.
- TEJOYUWONO N. et al. (1979).- Geologi Pegunungan Selafan, Jawa Timur. *Ann. Conv. Indonesian Assoc. Geologists.*
- TRASK P.D. (1932).- Origin and Environment of source sediments of petroleum. Houston, Gulf. Publ. Co. 67p.
- UDIN ADINEGORO A.R. (1972).- Lemigas stratigraphic studies; a paper presented at the CCOP 9th Session/TAG 8th Session/ ECAFE, Bandung, 1972.
- UNTUNG M. & SATO Y. (1978).- Gravity and geological studies in Jawa, Indonesia. *Geol. Survey of Indonesia and Geol. Survey of Japan. Spec. Publ.* n°6.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M., THOMPSON S. (1977a).- Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part.3: Relative changes of sea level from coastal onlap.- In PAYTON C.E. (Ed.): "Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration", p.63-81. AAPG, mem.26. Tulsa, Oklahoma.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M., THOMPSON S. (1977b).- Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part.4: Global cycle of relative changes of sea level. In PAYTON C.E. (Ed.): "Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration", p.83-97. AAPG, mem. 26, Tulsa, Oklahoma.
- VAN BEMMELEN R.W. (1949).- The Geology of Indonesia, V.1A, General Geology: The Hague, Gov. Printing Office: Martinus Nijhoff, agents, 732 p.
- VAN DER PLAS, LEENDERT (1966).- The identification of detrital feldspars. Amsterdam, Elsevier Pub. Co., 305 p.
- VAN DER VLERK I.M., UMBROVE J.H.F. (1927).- Tertiaire Gidsforaminiferen van Nederlandsch Oost-Indie: *Wet. Meded. Dienst. Mijn. Ned-Oost Indie*, n°6, p 1-31.
- VAN GORSEL J.T. & TROELSTRA S.R. (1981).- Late neogene planctonic foraminiferal biostratigraphy and climatostratigraphy of the solo river section, Java, Indonesia: *Marine Micropaleontology*, v.6, p.183-209.
- VISHER G.W. (1969).- Grain size distributions and depositional processes. *J. Sedim. Petrol.*, v.39, p. 1074-1106.
- WALKER R.G. (1967).- Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *J. Sedim. Petrol.*, 37, 25-43.
- WALKER R.G. (1975).- Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geol. Soc. America. Bull.* V.86, 6, p.737-748.
- WALKER R.G. (1976).- Facies models. 2: Turbidites and associated coarse clastic deposits. *Geoscience Canada* 3, p. 25-26.
- WALKER R.G. (1978).- Deep-Water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for stratigraphic traps. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 62, p.9326966.

- WALKER R.G & MUTTI E. (1973).- Turbidite facies and facies association, p.119-157 In MIDDLETON G.V. & BOUMA A.H. eds., Turbidites and deep water sedimentation: Los Angeles, California, SEPM, Pacific Section, Short Course, 157p.
- WILSON J.L. (1975).- Carbonate facies in geologic history. New-York, Springer-Verlag, 471 p.
- WINN R.D. & DOTT R.H. Jr. (1979).- Large scale traction-produced structures in deep water fan-channel conglomerates in Southern Chile. Geology, 5, 41-44.
- WOLF K.H. (1973).- Conceptual Model. 2: Fluvial-alluvial, glacial lacustrine, desert, and shorezone (bar-beach-dune, chenier) sedimentary environments; Sediment. Geol., v.9, p.261-281.

Avant propos	
Résumé	
Abstract	
INTRODUCTION GENERALE	3
I - Le cadre géographique	3
II - Le cadre structural	4
III - Le but et la méthode	8
Première partie - LA STRATIGRAPHIE	13
I - Les principales zonations biostratigraphiques	15
II - L'évolution des classification stratigraphiques du bassin tertiaire du NE de Java	20
III - Les caractères généraux de la série tertiaire du bassin	26
1- Les problèmes de la subdivision stratigraphique	26
2- Les Mégaséquences et les ensembles lithologiques	29
3- Conclusion	49
Deuxième partie - LA SEDIMENTOLOGIE ET LA PALEO GEOGRAPHIE	53
A - LA ZONE DE REMBANG	59
I - La Formation de Tawun	61
I.1- Généralités	61
I.2- Analyse des faciès et séquentielle	63
1) Faciès mixte argilo-sableux	63
2) Faciès carbonatés	67
I.3- Evolution verticale	68
1) Les rythmes élémentaires	68
2) Les rythmes majeurs	69
I.4- Les variations de faciès et d'épaisseur	70
I.5- Granulométrie des corps sableux	71
I.6- Les minéraux argileux	71
I.7- Directions des courants	72
I.8- Conclusion	73
II - Le Membre de Ngrayong	75
II.1- Coupe de Ngepon	75
1) Faciès et séquences sédimentaires	75
2) Analyses granulométriques	80
3) Directions des courants	89
4) Exoscopie des grains de quartz	90
5) Analyse des minéraux argileux	90
6) Les minéraux lourds	90
II.2- Coupe de Ngegot	95
1) Faciès et séquences sédimentaires	95
2) Granulométrie	98
3) Direction des courants	106
4) Exoscopie	108
II.3- Coupe de Prantakan	111
1) Description de la coupe	111
2) Analyse granulométrique	116
3) Exoscopie des quartz	128
4) Direction des courants	128

II.4- Coupe de Gegunung	129
1) Description de la coupe 1	130
2) Description de la coupe 2	133
3) Description de la coupe 3	133
4) Analyse granulométrique	136
5) Directions des courants	143
6) Exoscopie des quartz	143
II.5- Conclusion	148
III - La formation de Bulu	153
III.1- Généralités	153
III.2- Les principaux caractères du dépôt	153
1) Les éléments constituants	153
2) Litages	154
3) Textures	154
III.3- Faciès et milieu de dépôt	156
1) Dépôts de moyenne à haute énergie	156
2) Dépôt de basse énergie	157
III.4- Evolution verticale	157
III.5- Répartition latérale du dépôt	159
1) Coupe de Candi-Puncawangi	159
2) Coupe de G. Baladewo	163
3) Coupe de K. Besek	166
III.6- Variation d'épaisseur	167
III.7- Conclusion	167
IV - La formation de Ledok	169
IV.1- Généralités	169
IV.2- Les principaux caractères sédimentologiques	169
1) Les éléments constituants	169
2) Litages et structures sédimentaires	170
IV.3- Evolution verticale	172
IV.4- Géométrie des dépôts	172
IV.5- Milieu des dépôts	174
V - La formation de Mundu	175
V.1- Le faciès marneux de Mundu	175
1) Localisation géographique et stratigraphique	175
2) Constituants minéralogiques	177
3) Le milieu de dépôt	177
V.2- Le faciès sableux de Selorejo	177
1) Répartition des dépôts et position stratigraphique	178
2) Constituants minéralogiques	180
3) Litages et structures	180
4) Autres aspects particuliers	181
5) Evolution verticale	181
6) Evolution latérale	183
V.3- Conclusion	185
VI - La formation de Paciran	187
VI.1- Age	187
VI.2- Caractères sédimentologiques	188
VI.3- Porosité et diagenèse	188
1) Evolution diagénétique des calcaires denses et compacts	189
2) Evolution diagénétique des calcaires crayeux	190
VI.4- Evolution verticale et latérale	191
VI.5- Conclusion	191

B - LA ZONE DE KENDENG	193
I - La Formation de Pelang	195
I.1- Les faciès	195
I.2- Répartition et épaisseur des Marnes de Pelang	196
I.3- Age	196
I.4- Milieu de dépôt	197
I.5- Conclusion et discussion	197
II - La Formation de Kerek	199
II.1- La coupe de Bengawan Solo	201
1) Séquences d'épaisseur des strates	201
2) Clastic shale ratio	206
3) Les différents types de faciès	206
4) L'évolution séquentielle et modèle de dépôt	213
5) Etude pétrographique et minéralogique	219
6) Conclusion	230
II.2- La coupe de Cukli-Ngepung	231
1) Les caractères du faciès	231
2) L'analyse séquentielle	234
3) L'analyse pétrographique	234
4) L'analyse des minéraux argileux	237
5) Direction des courants	237
6) Conclusion	238
II.3- La coupe de Kedung-Geter	239
1) Analyse stratonomique et séquentielle	240
2) Les différents faciès d'unités	246
3) Direction des courants	249
4) Analyse pétrographique	250
5) Conclusion	255
II.4- La coupe de Wonoseguro	257
1) Caractères des faciès	258
2) Etude pétrographique	261
3) Direction des courants	266
4) Conclusion	267
II.5- La coupe de Telepat	269
1) Stratonomie et analyse séquentielle	269
2) Les faciès	269
3) Composition minéralogique et texture des roches	271
4) Direction des courants	274
5) Remarques	274
6) Conclusion	275
II.6- La coupe de Borangan	277
1) Caractères des faciès	277
2) Les divers apports détritiques	280
3) Direction de courants	284
II.7- Conclusion	285
III- La Formation de Kalibeng	289
III.1- Position stratigraphique	290
III.2- Bathymétrie	290
III.3- Variations d'épaisseur	291
III.4- Variations des faciès	291
III.5- Membre d'Atas Angin	292
IV- La Formation de Sonde	295
IV.1- Caractère du faciès	295
IV.2- Age de la Formation de Sonde	300
C - PALEOGEOGRAPHIE	305
Liste des figures	319
Références bibliographiques	325
Table des matières	337

DERNIERE PAGE D'UNE THESE

~~3E CYCLE, DOCTEUR INGÉNIEUR OU UNIVERSITÉ~~

docteurat de l'Université de Grenoble I
spécialité Géologie Appliquée

Vu les dispositions de l'arrêté du 16 avril 1974,

Vu les rapports de M. RASPLUS., Professeur.....
M. RAMIENOUX., Professeur.....

M. ...ABDUL MUJIB..... Abdul..... est autorisé
à présenter une thèse en vue de l'obtention du grade de DOCTEUR de l'USM 6...
spécialité Géologie Appliquée.....

26 JUIL. 1985

Grenoble, le

Le Président de l'Université Scientifique
et Médicale

M. TANCHE



THESE de DOCTORAT de l'USMG
mention : Géologie appliquée

Titre de l'ouvrage :

CONTRIBUTION A LA GÉOLOGIE DU BASSIN NORD ORIENTAL
DE L'ILE DE JAVA, INDONÉSIE
sédimentologie d'un bassin d'arrière arc

Nom de l'auteur : Abdul MUIN

Établissement : Université Scientifique et Médicale de Grenoble

11 DEC. 1985

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
B 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

RÉSUMÉ

Le bassin du NE de Java, situé en arrière de l'arc volcanique tertiaire, appartient à des domaines mobiles affectés à la fois de fortes subsidences, et de déplacements tangentiels, soumis à des mouvements de convergences de plaque.

L'évolution verticale de la série tertiaire de ce bassin, replacée dans son contexte paléogéographique, est caractérisée par cinq mégaséquences commençant chacune par une phase transgressive, et couronnée par une phase régressive.

L'étude sédimentologique, nettement axée sur les problèmes des faciès turbiditiques de la Formation de Kerek dans la zone de Kendeng et sur les Sables de Ngrayong dans la zone de Rembang, a permis de retracer l'histoire spatio-temporelle de ces deux séries détritiques.

La Formation de Kerek correspond à un flysch argilo-marneux renfermant quelques corps grès-conglomératique à géométrie chenalisée. Les variations latérales et verticales de la composition minéralogique et l'orientation des structures sédimentaires révèlent trois sources d'apport de matériel détritique : la plus importante est constituée essentiellement par des éléments volcaniques-basaltiques venant du Sud ; la seconde, principalement terrigène et bioclastique vient du N. Ces deux sources ont alimenté l'essentiel de la zone de Kendeng depuis la région de Sumberlawang à l'Ouest jusqu'à la région de Miono à l'Est, et ont été favorisé par l'effondrement du bassin avec une migration possible de l'axe et la création de failles de compensation vers le Sud. La troisième source vient de l'Ouest et comporte soit des matériaux volcaniques soit des mélanges bioclastiques et des quartz non volcaniques grossiers ; ou la rencontre seulement dans la bordure ouest du bassin à la proximité de l'occident N 70°.

Les Sables de Ngrayong coresspond à un système deltaïque dont les dépôts (sables quartzeux et argiles ligniteuses) proviennent de reliefs encore inconnus situés au Nord. L'interaction de l'écoulement fluvial et de la marée régit cette sédimentation dans un domaine marin de moyenne à haute énergie complexe et variable selon la position dans le bassin.

MOTS-CLÉS

Bassin du NE de Java ; Indonésie ; Arc-volcanique ; Formation de Kerek ; Turbidites ; Sables de Ngrayong ; Deltaïque ; Tertiaire ; Sédimentologie ; Paléogéographie ; Mégaséquence.