

*Société*  
*Géologique du*  
*Nord*

*ANNALES*

**Tome 3 (2<sup>me</sup> série), Fascicule 2**  
*parution 1994*

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD  
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

# SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

## Extraits des Statuts

### Article 2.

- Cette Société a pour objet de concourir à l'avancement de la géologie en général, et particulièrement de la géologie de la région du Nord de la France.

- La Société se réunit de droit une fois par mois, sauf pendant la période des vacances. Elle peut tenir des séances extraordinaires décidées par le Conseil d'Administration.

- La Société publie des Annales et des Mémoires. Ces publications sont mises en vente selon un tarif établi par le Conseil. Les Sociétaires bénéficient d'un tarif préférentiel <sup>(1)</sup>.

### Article 5.

Le nombre des membres de la Société est illimité. Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans l'une des séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre au cours de la séance suivante.

## Extraits du Règlement Intérieur

§ 7. - Les Annales et leur supplément constituent le compte rendu des séances.

§ 13. - Seuls les membres ayant acquitté leurs cotisation et abonnement de l'année peuvent publier dans les Annales. L'ensemble des notes présentées au cours d'une même année, par un auteur, ne peut dépasser le total de 8 pages, 1 planche simili étant comptée pour 2 p. 1/2 de texte.

Le Conseil peut, par décision spéciale, autoriser la publication de notes plus longues.

§ 17. - Les notes et mémoires originaux (texte et illustration) communiqués à la Société et destinés aux Annales doivent être remis au Secrétariat le jour même de leur présentation. A défaut de remise dans ce délai, ces communications prennent rang dans une publication postérieure.

§ 18. - Les Mémoires sont publiés par fascicule après décision du Conseil.

## Avertissement

La Société Géologique du Nord ne peut en aucun cas être tenue pour responsable des actes ou des opinions de ses membres.

## Tirages à part

Conformément au paragraphe 14 du Règlement Intérieur (Tome LXXXI, p. 12), les tirages à part sont à la charge des auteurs qui doivent en faire par écrit la déclaration expresse du bon à tirer.

## Cotisations et Abonnements (à la date du 1<sup>er</sup>-1-1993)

	QUALITÉ	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et C.E.E.	Personnes physiques <sup>(2) (3)</sup>	40,00 F	160,00 F T.T.C.	200,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	40,00 F	180,00 F T.T.C.	220,00 F

Abonnement des non-membres : FRANCE et C.E.E.: 365,00 F H.T. — ÉTRANGER : 420,00 F

## ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

La vente des Annales s'effectue à l'épuisement du stock, certains fascicule:

**Tomes I à LXXIX** (manquent I, II, V à IX,

**Tomes LXXX à XCV** (manque XCI).....

**Tomes XCVI à CV** .....

**Tome CVI** .....

Exceptionnellement, et jusqu'à

*LVII à LVIII*)..... 200,00 F H.T.

..... 270,00 F H.T.

..... 330,00 F H.T.

..... 385,00 F H.T.

## TABLES GÉNÉRALES DES ANNALES

Table 1 (Tomes I à XX) - Table 2 (Tomes XX à XXX) - Table 3 (Tomes XXXI à XL) - Table 4 (Tomes XLI à LXXIX) 50,00 F H.T.

Table 5 (Tomes LXXX à CIX) ..... par table

*Esquisse géologique du Nord de la France*, par J. GOSSELET, Fascicule IV (Terrains quaternaires) ..... 29,00 F H.T.

*Ecorché géologique infra mésozoïque* (extrait de « Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France », présentée par C.F.P. (M), COPESEP et S.N.P.A.)..... 50,00 F H.T.

(1) Modification adoptée lors de l'Assemblée Générale du 10 janvier 1974.

(2) Les étudiants qui en font la demande annuelle peuvent, par décision du Conseil, bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (80,00 F), soit un total de 120,00 F.

(3) Les membres de l'APBG peuvent bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (120,00 F), soit un total de 160,00 F.

*Société*  
*Géologique du*  
*Nord*

**ANNALES**

**Tome 3 (2<sup>me</sup> série), Fascicule 2**  
*parution 1994*

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD  
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1993 —

<i>Président</i> .....	M. J. FERRIÈRE
<i>Premier Vice-Président</i> .....	M. N. CRAMPON
<i>Seconds Vice-Présidents</i> .....	M <sup>me</sup> Cl. DELCAMBRE - BROUSMICHE M <sup>lle</sup> B. TESSIER
<i>Conseillers</i> .....	M. F. ROBAZYNSKI M. F. GUILLOT M. M. DEBUYSER M. C. DUPUIS M. D. VACHARD M. J.N. PROUST
<i>Secrétaire</i> .....	M. J.F. DECONINCK
<i>Secrétaire Adjoint</i> .....	M. B. BEAUVIÈRE
<i>Trésorier</i> .....	M. J.M. DÉGARDIN
<i>Déléguée aux Publications</i> .....	M <sup>me</sup> Paule CORSIN
<i>Bibliothécaire</i> .....	M. A. TRENTESAUX

---

Se sont joints au Comité d'organisation scientifique : MM. E. CARLIER, P. CASTAING et D. VACHARD

A N N A L E S  
D E L A  
**SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD**

Société fondée en 1870 et autorisée par arrêtés en date des 3 Juillet 1871 et 28 Juin 1873

---

Secrétariat : Société Géologique du Nord  
Sciences de la terre, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex  
Tél. 20 43 43 43 (postes 4104 et 4132) - C.C.P. Lille 52-47 Y

---

---

**Compte-rendu de l'activité de la Société**

Année 1993, 2<sup>ème</sup> semestre

**ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 3 NOVEMBRE 1993**

Présidence de M. J. Ferrière, Président

---

Lors de cette séance ont été présentées les communications suivantes :

"Vidange des réservoirs crayeux en régime non influencé. Exemple de la Hem (Nord de la France)" par M. El Ouafi (\*).

"Prospection de l'aquifère Oxfordo-kimméridgien du Boulonnais : essais et interprétation." par M. E. Carlier (\*).

COMMUNICAION ECRITE

J. BEAUCHAMP .— Rôle des facteurs dynamiques sur le colmatage de la Baie de Somme.

---

(\*) Note publiée dans le fascicule 1, tome 3



## UNE MISE AU POINT SUR LA GÉOLOGIE DES CONTINENTS ISSUS DU GONDWANA

### Updated geological data of the Gondwanan continents

par Alain BLIECK (\*), Jacky FERRIÈRE (\*\*\*) et Michel WATERLOT (\*\*\*)

*Résumé.* — La moitié méridionale des terres émergées était jadis regroupée en un supercontinent baptisé Gondwana. Les continents issus du Gondwana sont caractérisés, entre autres, par la présence de séries sédimentaires d'âge carbonifère à jurassique, essentiellement continentales (le Karroo d'Afrique Australe et de Madagascar, le Gondwana d'Inde). Ces séries débutent par des dépôts glaciaires et périglaciaires d'âge permocarbonifère et se terminent par des roches volcaniques d'âge jurassique. Le Gondwana se serait formé au début du Cambrien à partir de cratons précambriens issus d'une première Pangée. En position latitudinale australe pendant tout le Paléozoïque inférieur, il a subi une rotation horaire jusqu'à entrer en collision à l'ouest avec un continent septentrional, le Continent des Vieux Grès Rouges. De cette collision est issue dès le Dévonien une seconde Pangée qui s'est agrandie d'éléments asiatiques au cours du Paléozoïque supérieur: c'est la Pangée de Wegener. Ce mégacontinent s'est fragmenté à partir du Jurassique et sa partie méridionale, gondwanienne, a donné naissance aux masses continentales australes actuelles de l'Amérique du Sud à l'Australie en passant par l'Afrique, l'Inde et l'Antarctique. L'Inde a eu une histoire originale en entrant en collision avec le continent eurasiatique dès la limite Crétacé/Tertiaire. Quant à la Nouvelle-Zélande, elle illustre l'histoire d'une marge périgondwanienne active depuis 300 Ma, voire 600 Ma, au cours des cycles orogéniques Tuhua et Rangitata. C'est au début du cycle Kaikoura (100-0 Ma) que la Nouvelle-Zélande s'est séparée de l'Australie.

*Abstract.* — The southern half of emerged landmasses has formerly been united into a supercontinent called Gondwana. These Gondwanan continents are characterized by the occurrence of a Carboniferous to Jurassic sedimentary sequence of mainly continental rocks (the South African and Madagascan Karroo, the Indian Gondwana). This sequence begins with Permo-Carboniferous glacial and periglacial deposits and is topped by Jurassic volcanic rocks. The Gondwana supercontinent would have formed in the Early Cambrian from Precambrian shields originated from a first Pangaea. It was located in a southern latitude during the whole Early Palaeozoic, when it has rotated clockwise till it collided with a northern landmass called the Old Red Continent. As early as the Devonian this collision created a second Pangaea which grew due to the accretion of Asian elements during the Late Palaeozoic: it is the Wegener's Pangaea. Dating from the Jurassic this megacontinent broke up. Its southern, Gondwanan part gave the present day southern continents such as South America, Africa, India, Antarctica, and Australia. India had a separate, original history when colliding with Eurasia as early as the Cretaceous/Tertiary boundary time. Finally New Zealand is used to illustrate the history of a perigondwanian margin, active since 300 Ma, or even 600 Ma, during the Tuhua and Rangitata orogenic cycles. New Zealand split off Australia at the beginning of the Kaikoura orogenic cycle (100-0 Ma).

#### I. — INTRODUCTION (M.W.)

Il y a environ 300 millions d'années tous les continents que nous connaissons actuellement étaient réunis en un vaste ensemble que l'on appelle la Pangée (Wegener, 1915), le reste de la surface du globe correspondant à un vaste Paléopacifique parfois appelé Panthalassa. L'énorme ensemble continental que constituait la Pangée commence à se dissocier et se fragmenter il y a environ 200 millions d'années. Cette fragmentation est relativement réduite dans la partie actuellement septentrionale et ne conduit qu'à deux grands ensembles continentaux, l'Amérique du Nord et l'Eurasie. Par contre, la partie actuellement méridionale se dissocie de manière plus importante sans que nous

connaissons bien actuellement les raisons de cette différence.

Cette partie méridionale, que l'on a proposé d'appeler Gondwana, donne naissance à l'Amérique du Sud, à l'Afrique, à l'Arabie, à Madagascar, à l'Inde, à l'Australie, à une partie de la Nouvelle-Zélande, à l'Antarctique et à un certain nombre d'éléments du sud de l'Eurasie. Ces continents méridionaux, issus du Gondwana, sont donc particulièrement importants par leur surface (la moitié des terres émergées) et par leur intérêt économique. Les formations géologiques "gondwaniennes" contiennent en effet des richesses actuellement sous-exploitées qui constituent environ 60 % du potentiel mondial en charbon, pétrole, métaux, eau douce.

(\*) U.S.T.L., Sciences de la Terre, URA 1365 du CNRS, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex

(\*\*) U.S.T.L., Sciences de la Terre, Laboratoire de Géologie dynamique, URA 719 du CNRS, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex

(\*\*\*) U.S.T.L., Sciences de la Terre, Laboratoire de Paléobotanique, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex

Ile siècle après J.-C.	Claude Ptolémée, probablement né vers 110 à Ptolemaïs d'Hermias, en Thébaidé, suggère l'existence d'un vaste continent méridional, la <i>terra australis incognita</i> . Ses travaux sont publiés aux XVe et XVIe siècles
1620	Francis Bacon émet l'idée de déplacements possibles des continents
1775	Le capitaine James Cook croit pouvoir annoncer la non-existence de cette <i>terra australis incognita</i> . Le continent antarctique ne sera découvert que plus tard
1817-1818	Charles Konig évoque la "probabilité que les montagnes de Pernambouc, de Rio et d'autres parties de l'Amérique méridionale étaient originalement réunies aux chaînes opposées qui traversent les plaines du Congo et de Loango" (cité par P. Homéril, in <i>Historique des premières hypothèses géologiques d'une séparation Afrique-Amérique du Sud</i> , Comité français d'histoire de la géologie, n° 10, 1978). Cette observation, remarquable, est restée méconnue
1875	H.F. Blanford rapporte l'existence de la flore à <i>Glossopteris</i> et <i>Gangamopteris</i> dans le système de Karroo (Afrique du Sud), du Gondwana (Inde) et en Australie. On émet l'idée d'un "continent indo-océanique" depuis le Permien jusqu'au Tertiaire
1885	Eduard Suess, dans <i>Das Antlitz der Erde (La Face de la Terre)</i> , reprend les idées de Blanford et propose le terme de Gondwana pour nommer un ensemble ayant regroupé l'Afrique, Madagascar et la péninsule indienne pendant le Permio-Trias
1887	Melchior Neumayr propose d'ajouter à ce Gondwana l'Amérique du Sud en un continent "africano-brésilien"
1888-1901	Eduard Suess ajoutel'Australie et l'Amérique du Sud aux regroupements précédemment proposés. On a ainsi "création" de la Gondwanie qui regroupait les continents au Sud de la Téthys
1907	T. Arldt admet l'existence de la Gondwanie depuis le Précambrien (en 1919, John M. Clarke proposera d'ajouter l'Antarctide à ladite Gondwanie)
1915	Alfred Wegener, dans <i>Die Entstehung der Kontinente und Ozeane (La Genèse des continents et des océans)</i> , inclut la Gondwanie dans son continent unique, la Pangée, dont les éléments, pour lui, ne se séparent que dès le début du Tertiaire
début des années 1930	<p>Fox (1931) peut écrire : "il est évident et pratiquement certain qu'une vaste aire continentale, relativement permanente, existait dans l'hémisphère Sud et incluait ce qui fait actuellement partie de l'Inde, de l'Afrique du Sud, de l'Amérique du Sud, de l'Australie et de l'Antarctique"</p> <p>Des essais d'interprétation de la répartition des marges continentales ont amené, dans les années 1930, différents chercheurs à proposer deux tentatives d'explication :</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- La <i>théorie de Gondwanaland</i> est essentiellement due aux géologues du Geological Survey of India et à Suess. Ces chercheurs pensaient que l'Amérique du Sud, l'Afrique, l'Arabie, l'Inde, Madagascar et l'Australie avaient formé un continent unique, ou Gondwanaland, allant de l'Amérique du Sud à l'Australie dans leur position actuelle. D'énormes pans de ce vaste édifice continental se seraient effondrés et auraient été submergés, au Jurassique, pour la partie correspondant à l'océan Indien, au Crétacé pour la partie correspondant à l'océan Atlantique sud. Cette théorie n'a évidemment pas résisté aux travaux océanographiques. Signalons, de plus, que le terme Gondwanaland est à proscrire puisque Gond-wana signifie déjà Terre des Gonds</li> <li>- La <i>théorie des ponts continentaux</i>. La grande difficulté d'imaginer les effondrements et les immersions que nous venons d'évoquer dans la théorie de Gondwanaland a, sans doute par comparaison avec des réalités géographiques comme l'isthme de Béring, poussé certains géologues à imaginer un ingénieux système de ponts continentaux, entre l'Antarctique, l'Amérique du Sud, l'Afrique, Madagascar, l'Inde et l'Australie. L'effondrement de ces ponts, d'importance relativement réduite, leur paraissait plus facile à admettre que celle des vastes pans continentaux envisagés plus haut</li> </ul>
1933-1952	Réunions de la Commission internationale du Gondwana (créée lors du XVe Congrès géologique international à Pretoria) lors des différents Congrès géologiques internationaux. Travaux de Sidney H. Haughton et Curt Teichert
1952-1992	Tenues régulières de symposiums par la Sous-Commission de stratigraphie et géologie du Gondwana, sous l'impulsion de E. Plumstead, J.M. Dickins et Rochas-Campos à Canberra, Calcutta, Wellington, Colombus et Rio de Janeiro. Travaux du Groupe français d'étude du Gondwana et colloques à Paris (1981) et à Lille (1977, 1987)

Tableau I. — Principales étapes de l'évolution du concept de Gondwana (d'après Waterlot & Blicek, 1989, tabl. 1 modifié).

Table I. — Main steps towards the concept of Gondwana (after Waterlot & Blicek, 1989, tabl. 1, modified).

II. — HISTORIQUE DE LA NOTION DE GONDWANA (M.W.)

Ce terme, a priori très local, doit son origine aux royaumes indiens des Gonds, parties de l'empire Mogol (Pouchepadass & Hurtig, 1990, p. 29). Les royaumes des Gonds, ou Gondwana, étaient situés entre le Bengale et le royaume de Golconde au sud du fleuve Narbada. C'est dans la vallée de ce fleuve que les formations géologiques, dès lors appelées "gondwaniennes", ont été étudiées et décrites pour la première fois par les géologues anglais du Service Géologique Indien.

Le mot Gondwana fut utilisé pour la première fois en 1872 par Medlicott, dans un rapport manuscrit inédit. Ce terme fut imprimé, donc connu du monde scientifique, en 1877, dans un travail de Feismantel publié à Calcutta. A l'époque ce terme était une appellation géologique strictement locale mais, assez rapidement, les géologues et géographes se rendirent compte des étroites ressemblances entre les formations géologiques post-précambriennes des continents méridionaux et, dès lors, la notion de formations gondwaniennes se généralisa.

Toutefois si les termes Gondwana et gondwanien sont relativement récents (à peine plus d'un siècle), la notion d'abord diffuse mais de plus en plus précise d'un continent méridional unique est ancienne. La genèse de cette notion a connu de nombreuses étapes et de nombreux aléas récapitulés dans le tableau I.

III. — GRANDS TRAITS GEOLOGIQUES COMMUNS AUX CONTINENTS GONDWANIENS (M.W.)

De manière générale on distingue, dans les continents gondwaniens, deux grands ensembles lithologiques :

- des formations précambriennes épaisses, monotones, très souvent fortement métamorphisées (gneiss, micaschistes, amphibolites). Ces séries présentent de nombreuses ressemblances d'un continent méridional à l'autre. Nous en étudierons plus loin un exemple, celui du sous-continent indien. Ces séries précambriennes, socle des continents gondwaniens, sont toujours très riches en minerais divers et leur potentiel d'exploitation est immense. Sur certains continents (Antarctique, Afrique du Sud, Inde), le Précambrien est surmonté par un Cambrien sédimentaire fossilifère (exemple: le Groupe de Nama en Afrique du Sud).

- au-dessus de ces formations précambriennes et discordantes sur elles (sauf en Antarctique et en Afrique Australe où s'intercalent des séries respectivement d'âge dévonien et silurien à carbonifère inférieur), se trouvent des formations s'étagant, sur 150 millions d'années, du Carbonifère supérieur au début du Crétacé. Ces formations, assez homogènes, sont pratiquement identiques de l'Amérique du Sud à l'Australie et ont recouvert l'ensemble des continents méridionaux. Fortement érodées au Crétacé, au Tertiaire et au Quaternaire, elles couvrent encore, néanmoins, une surface de l'ordre de 30 millions de kilomètres carrés, soit la superficie actuelle de l'Afrique.

Ces séries gondwaniennes, immenses et monotones, sont souvent épaisses de plusieurs kilomètres. Gignoux (1950) indiquait dans son traité de géologie stratigraphique: "Combien une telle grandiose permanence nous éloigne des multiples vicissitudes géologiques qu'ont traversées, depuis le Carbonifère, nos pays de la Méditerranée et de l'Europe occidentale !"

Ayant, dès le milieu du XIXe siècle, été étudiées par des écoles géologiques diverses, en Amérique du Sud, en Afrique, en Inde et en Australie, ces séries, bien que très ressemblantes d'un continent à un autre, ont été subdivisées de manière sensiblement différentes et les corrélations ne sont pas toujours aisées à établir. Nous proposons toutefois

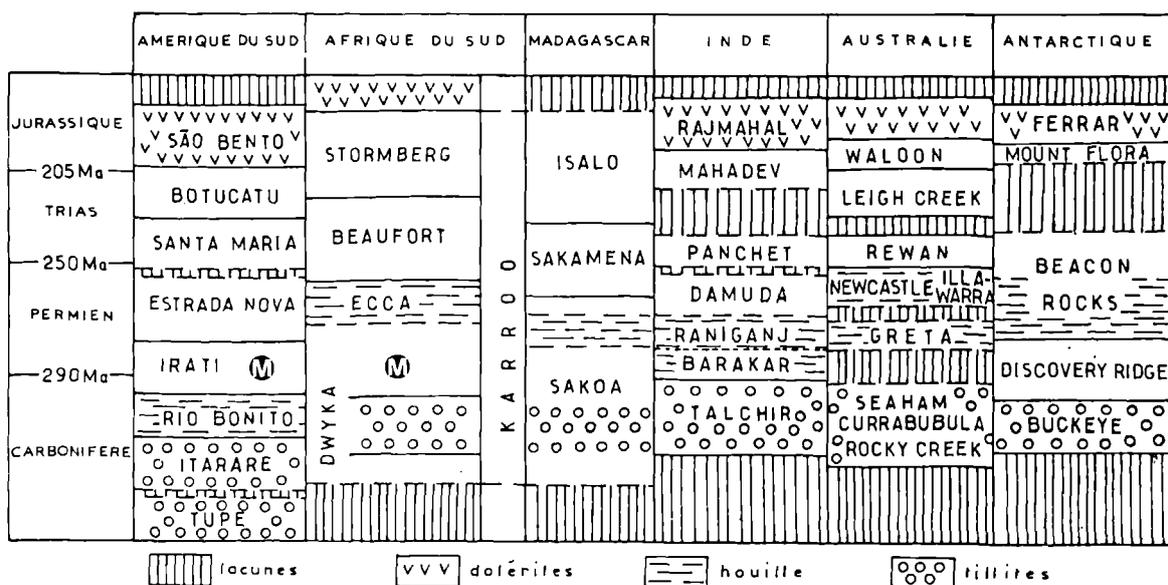


Tableau II. — Corrélation stratigraphique entre les séries gondwaniennes (d'après Vickers-Rich & Rich, 1993, p. 18 modifié; âges radiochronologiques d'après Cowie & Bassett, 1989). Le M blanc dans une pastille noire symbolise la présence de Mesosaurus.

Table II. — Stratigraphical correlations of the Gondwanan series (after Vickers-Rich & Rich, 1993, p. 18, modified; radiochronologic ages after Cowie & Bassett, 1989). The white M in the black dot locates occurrences of Mesosaurus.

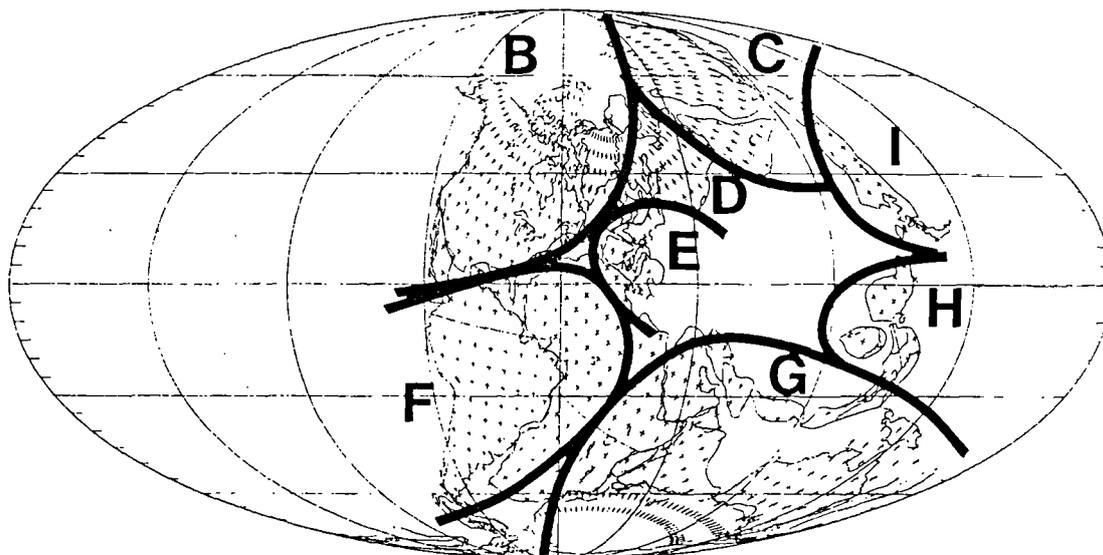
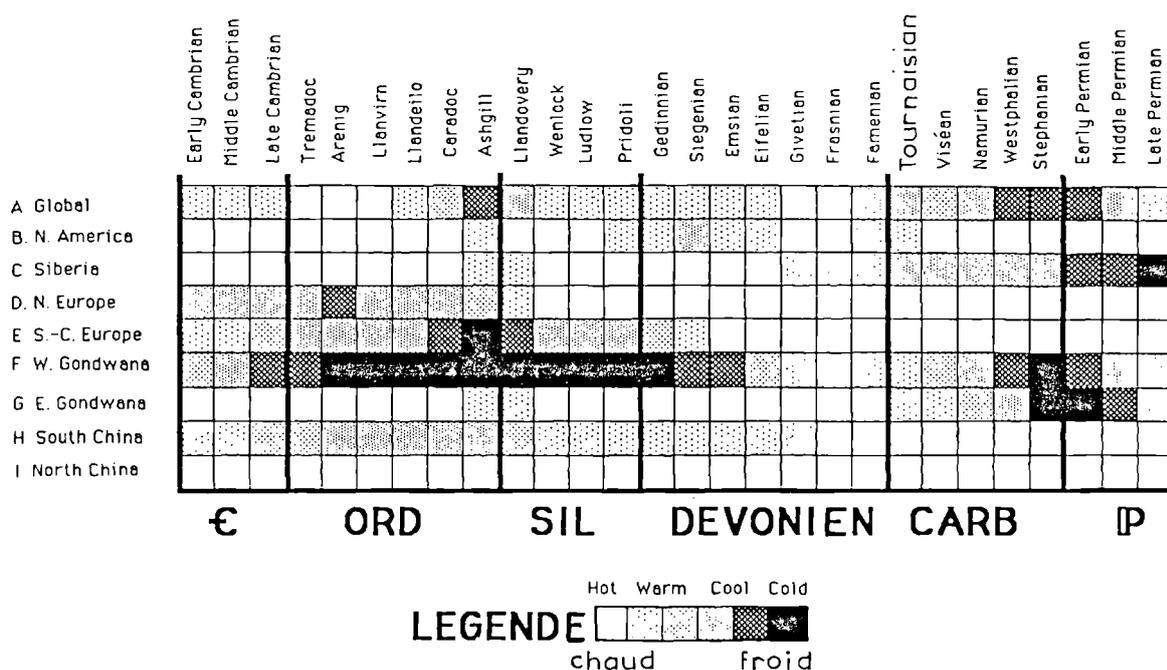


Fig. 1. — Changements climatiques au cours du Paléozoïque dans les neuf régions géographiques (B à I) définies sur le schéma du bas, d'après les données des faunes et des lithofaciès (d'après Scotese & McKerrow, 1990, fig. 22).

Fig. 1. — Climatic changes during the Palaeozoic (upper diagram) for the nine geographical regions (B to I) shown in the lower diagram, after faunal and lithofacial data (after Scotese & McKerrow, 1990, fig. 22).

un essai de corrélation dans le tableau II (en B, fig. 6, localisation des bassins de type Gondwana en Afrique, à Madagascar, en Inde, en Australie et en Antarctique).

Un des traits marquants des séries de type Gondwana est l'existence de formations lithologiques interprétées comme des dépôts glaciaires, continentaux (tillites) ou marins (blocs erratiques), ou périglaciaires au Permo-Carbonifère. Les tillites de Talchir en Inde en constituent l'exemple (tabl. II). Ces formations ont joué un rôle historique important puisqu'elles sont l'un des arguments de Wegener (1915) pour regrouper les continents méridionaux. Une

partie du Gondwana a néanmoins subi un autre âge glaciaire paléozoïque, de l'Ordovicien au Dévonien inférieur (fig. 1), sans oublier l'actuelle situation polaire de l'Antarctique.

#### IV. — UN EXEMPLE DE CONTINENT GONDWANIEN, L'INDE (M.W.)

##### 1) Grands traits structuraux

Nous prenons l'Inde comme exemple de continent gondwanien d'une part pour les raisons historiques

développées ci-dessus et d'autre part en raison de la série géologique typique et assez complète qu'elle offre.

La péninsule indienne est formée, pour l'essentiel, d'un vaste ensemble précambrien venant du sud-ouest après sa séparation au Jurassique de l'ensemble africano-malgache et subducté en partie sous l'Asie dès le début du Tertiaire au moins. Cet important phénomène géotectonique a déterminé la genèse des Himalayas. Le Précambrien indien péninsulaire (fig. 2), non concerné par la chaîne himalayenne, a été entièrement recouvert, de la fin du Paléozoïque au début du Crétacé, par une série horizontale essentiellement continentale, la série gondwanienne (tabl. III) qui, on l'a vu, est une série de référence pour l'ensemble des séries gondwaniennes mondiales. Ces formations ont été largement érodées et ne s'observent plus maintenant que dans des zones effondrées, leur effondrement les ayant protégées de l'érosion.

Les séries gondwaniennes ont été recouvertes au Crétacé-Paléocène par les énormes épanchements basaltiques dits Trapps du Deccan qui constituent l'une des venues volcaniques les plus importantes connues dans l'histoire de notre planète (Courtillet, 1990a-b). C'est à cette époque que la péninsule indienne est devenue partie intégrante de l'Asie tandis que de petites transgressions de l'Océan Indien venaient lécher ses bordures. Les grands ensembles constitutifs du sous-continent indien sont donc (fig. 2):

- au nord, la chaîne des Himalayas due à la migration et au passage de la plaque indienne sous l'Asie ; cette collision produit également une importante déformation de la partie orientale de la plaque eurasiatique (phénomène de poinçonnement: Tapponnier *et al.*, 1982);

- plus au sud, la plaine indogangétique provenant essentiellement de l'érosion de la chaîne himalayenne.

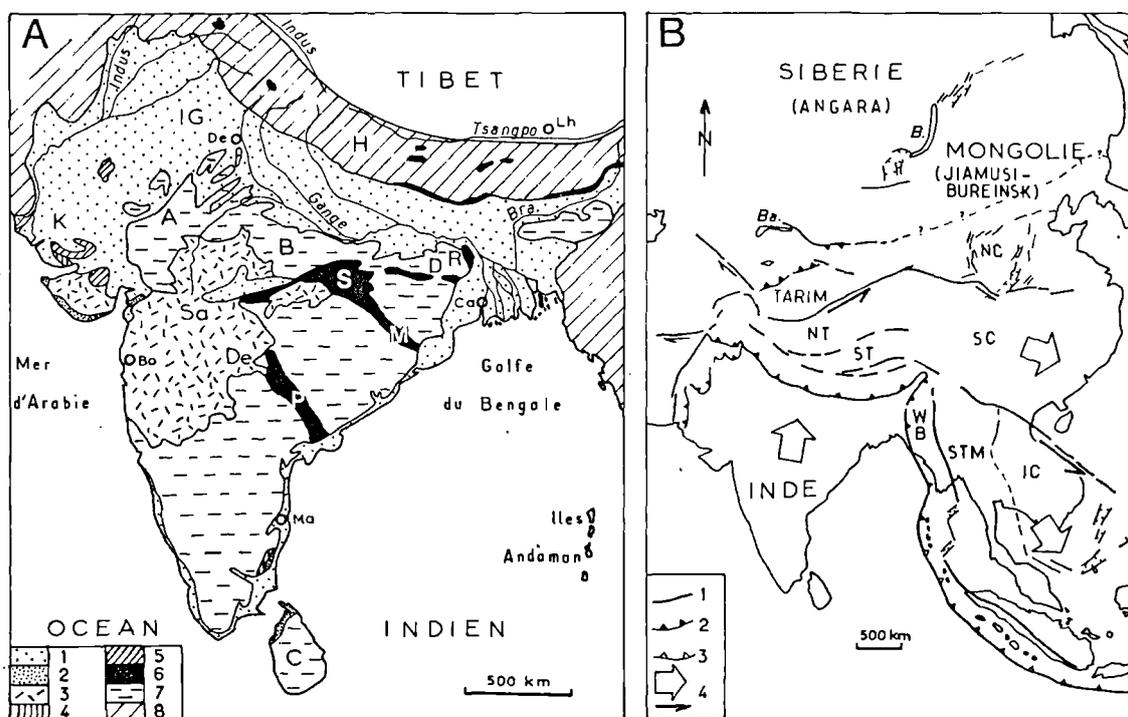


Fig. 2. — Cadre géologique de la péninsule indienne.

A- Schéma géologique d'après Furon (in Durand-Dastès & Furon, 1990, fig. 1; modifié d'après Bassoullet *et al.*, 1986, fig. 1 et Tripathi & Singh, 1987, fig. 3). 1- Quaternaire, 2- Tertiaire, 3- Trapps du Deccan, 4- Crétacé marin, 5- Jurassique marin, 6- Supergroupe de Gondwana, 7- Précambrien, 8- chaînes alpines. Abréviations: A- Aravalli, B- Bundelkhand, Bra- Brahmapoutre, C- Ceylan, De- Deccan, H- Himalaya, IG- Plaine Indogangétique, K- Kutch, Sa- Satpura; villes: Bo- Bombay, Ca- Calcutta, De- Delhi, Lh- Lhasa, Ma- Madras; bassins gondwaniens de l'Inde péninsulaire: D- Damodar, M- Mahanadi, P- Pranhita-Godavari, R- Rajmahal, S- Son.

B- Relation des blocs continentaux d'Asie du sud, du sud-est et de l'est, issus du Gondwana et/ou du voisinage de sa marge nord-est, d'après Tapponnier *et al.* (1982, fig. 1) et Peltzer *et al.* (1984), modifié suivant Talent *et al.* (1987, fig. 4), Burrett *et al.* (1990, fig. 5). 1- failles majeures ou limites de plaques, 2- chevauchements intracontinentaux, 3- subduction, 4- mouvements majeurs des blocs par rapport à la Sibérie. Abréviations: B- lac Baïkal, Ba- lac Balkhach, IC- Indochine, NC- Chine du Nord (Sino-Korea), NT- Nord-Tibet, SC- Chine du Sud, ST- Sud-Tibet, STM- Shan-Thai-Malay (Sibumasu), WB- Birmanie Ouest.

Fig. 2. — Geology of peninsular India.

A- Geological sketch after Furon (in Durand-Dastès & Furon, 1990, fig. 1; modified according to Bassoullet *et al.*, 1986, fig. 1 and Tripathi & Singh, 1987, fig. 3). 1- Quaternary, 2- Tertiary, 3- Deccan Traps, 4- Marine Cretaceous, 5- Marine Jurassic, 6- Gondwana Supergroup, 7- Precambrian, 8- Alpine chains. Abbreviations: A- Aravalli, B- Bundelkhand, Bra- Brahmaputra, C- Sri Lanka, De- Deccan, H- Himalayas, IG- Indus-Ganga plain, K- Kutch, Sa- Satpura; towns: Bo- Bombay, Ca- Calcutta, De- Delhi, Lh- Lhasa, Ma- Madras; Gondwana basins of peninsular India: D- Damodar, M- Mahanadi, P- Pranhita-Godavari, R- Rajmahal, S- Son.

B- Relationships of southern, south-east and eastern Asian continental blocks, originated from Gondwana and/or nearby its north-east margin, after Tapponnier *et al.* (1982, fig. 1) and Peltzer *et al.* (1984), modified according to Talent *et al.* (1987, fig. 4), Burrett *et al.* (1990, fig. 5). 1- main faults or plate boundaries, 2- intracontinental thrusts, 3- subduction, 4- main motions of blocks, relative to Siberia. Abbreviations: B- lake Baikal, Ba- lake Balkhach, IC- Indochina, NC- North China (Sino-Korea), NT- North Tibet, SC- South China, ST- South Tibet, STM- Shan-Thai-Malay (Sibumasu), WB- West Burma.

GONDWANA SUPERIEUR	Trapps du Deccan	Crétacé supérieur et Paléocène	Eruptions fissurales ; jusqu'à 2 000 m d'épaisseur ; quelques dépôts lacustres intercalés
	Couches de Lameta (Inde centrale)	Crétacé supérieur	Faune de Reptiles, Dinosaures cosmopolites, <i>Titanosaurus</i> , <i>Antarctosaurus</i> , <i>Megalosaurus</i>
	Couches d'Umia (dans le Kutch)	Crétacé inférieur	1 km entre le Portlandien et le Néocomien marins
	Série de Jabalpur	Jurassique moyen et supérieur	Abondance de Conifères et Cycadales
	Série de Rajmahal	Lias	700 m de coulées basaltiques (sensiblement contemporaines de celles d'Afrique du Sud et d'Amérique du Sud). Intercalations de grès et schistes à plantes ( <i>Thinnfeldia</i> , <i>Taeniopteris</i> , <i>Williamsonia</i> ) connues jusqu'à Ceylan
	Série de Mahadev	Trias supérieur	Amphibiens ( <i>Mastodontosaurus</i> ), Reptiles
	Série de Panchet et de Kamthi	Trias inférieur	Amphibiens : <i>Gondwanosaurus</i> , <i>Brachiops</i> Reptiles : <i>Dicynodon orientalis</i> , bien connus en Afrique du Sud Flores : <i>Glossopteris</i> , <i>Pecopteris</i> , <i>Thinnfeldia</i>
GONDWANA INFÉRIEUR	Série de Damuda	Permien terminal	Etage de Raniganj : 1 000 m de dépôts à <i>Glossopteris</i>
		Permien moyen	Barren Measures (700 m) avec <i>Gangamopteris</i> , <i>Glossopteris</i> , <i>Schizoneura</i> , Houilles
		Permien inférieur	Etage de Barakar (700 m). Grès et schistes avec bancs de houille, <i>Gangamopteris</i> , <i>Glossopteris</i> , <i>Schizoneura</i> Couches de Karaharbari à <i>Gangamopteris</i> , <i>Glossopteris</i> , <i>Gondwanidium</i> , <i>Schizoneura</i>
	Série de Talchir	Ouralien	30 m de schistes et de grès à <i>Gangamopteris cyclopteroides</i> , <i>Glossopteris indica</i> , Tillites de Talchir
On ne connaît pas, en Inde, de dépôts intermédiaires entre le Précambrien et le Carbonifère supérieur et ses tillites gondwaniennes de base (Tillites de Talchir)			
PRECAMB.	Précambrien terminal	Infracambrien ou Lipalien - 1 000 à - 600 MA	
	Précambrien supérieur	Système de Satpura : plis E-W. Moins métamorphisé que les séries précédentes	
	Précambrien moyen	Système de Aravalli - Dharwar et des Ghâts orientaux <u>discordant</u> sur le Précambrien inférieur. Plis N-S (or, graphite)	
	Précambrien inférieur	Système de Bundelkhand (pré-Aravalli). Centre de l'Inde. Les plis sont orientés E-W. Ancien complexe sédimentaire métamorphisé	

Tableau III. — Série stratigraphique indienne simplifiée (d'après Furon, in Durand-Dastès & Furon, 1990).

Table III. — Simplified stratigraphical sequence of India (after Furon, in Durand-Dastès & Furon, 1990).

	USA 243 773 000 habitants Densité : 26 h/km <sup>2</sup> Superficie : 9 364 000 km <sup>2</sup>	FRANCE 55 623 000 habitants Densité : 102 h/km <sup>2</sup> Superficie : 544 000 km <sup>2</sup>	INDE 783 044 000 habitants Densité : 247 h/km <sup>2</sup> Superficie : 3 270 000 km <sup>2</sup>
P.N.B./hab.	P.N.B. 17 600 US\$/hab.	P.N.B. 9 545 US\$/hab.	P.N.B. 260 US\$/hab.
Pétrole brut en barils	3 163 900 000 barils	19 371 000 barils	226 936 000 barils
Charbon	805 556 000 tonnes	18 964 000 tonnes	157 485 000 tonnes
Gaz Naturel	453 000 000 000 m <sup>3</sup> env.	6 000 000 000 m <sup>3</sup> env.	4 000 000 000 m <sup>3</sup> env.
Bauxite	500 000 tonnes	1 380 000 tonnes	2 400 000 tonnes
Mineral de fer	42 374 000 tonnes	3 700 000 tonnes	53 000 000 tonnes
Cuivre	1 150 000 tonnes		55 000 tonnes
Or	112 tonnes	2,7 tonnes	2 tonnes

Tableau IV. — Principales industries extractives de l'Inde, comparées à celles de la France et des USA. Les chiffres proposés sont, en gros, les moyennes des années 1985 à 1988, assez significatives (Collectif, 1988).

Table IV. — Main extraction industries of India, France and the USA. Averages for years 1985-88 (Collectif, 1988).

Cette plaine de piedmont est, comme son nom le rappelle, parcourue par l'Indus, le Gange et, en partie, par le Brahmapoutre, à l'est;

- plus au sud encore, déterminant le triangle morphologique caractéristique de l'Inde péninsulaire, quatre ensembles structuraux :

. le Précambrien indien (tabl. III) qui correspond à l'essentiel de la masse du sous-continent et à l'île de Ceylan ;

. les zones d'effondrement dans lesquelles sont conservées les formations gondwaniennes (bassins de Pranhita-Godavari, Mahanadi, Son, Satpura, Damodar et Rajmahal) ;

. les transgressions jurassiques et crétacées localisées surtout au NW du bouclier précambrien;

. les Trapps du Deccan.

Il existe cependant des séries sédimentaires de type Gondwana en dehors de la péninsule, dans l'Himalaya (A, fig. 2). Il s'agit de dépôts glaciaires (diamictites), de la flore à *Glossopteris* et de la faune à *Eurydesma*, présents à la fois dans le Bas et le Haut Himalayas. La limite septentrionale de l'Inde gondwanienne doit donc être portée au moins jusqu'au Bas Himalaya. La série du Haut Himalaya présente en effet également des éléments de flore à affinités "cathaysiennes" (chinoises) et "laurasiatiques"; elle est ainsi qualifiée de mixte et pourrait correspondre soit à une extension plus au nord de la marge gondwanienne soit à un ensemble insulaire situé en bordure du Gondwana (Tripathi & Singh, 1987).

## 2) Ressources minérales

Les séries précambriennes et gondwaniennes qui, nous l'avons vu, constituent l'essentiel de la péninsule indienne, contiennent pratiquement toutes les ressources minérales envisageables. L'Inde est donc, sur le plan minéral, un pays potentiellement très riche. Toutefois sa densité de population et son système économique induisent un PNB/habitant assez faible. Nous donnons, à titre d'illustration, un tableau comparatif des richesses minérales des USA, de la France et de l'Inde (tabl. IV). Les chiffres proposés sont, en gros, les moyennes des années 1985 à 1988.

## V. — FORMATION ET FRAGMENTATION DU GONDWANA (A.B.)\*

Historiquement donc, le supercontinent de Gondwana a été défini à partir d'arguments stratigraphiques et paléontologiques et nous étions habitués à parler du Gondwana comme d'une masse unique, pérenne au moins au cours du Paléozoïque, fragmentée après le Trias. Cette masse était censée être partie intégrante d'une Pangée au moins au Permo-Carbonifère. Cependant des questions ont été posées sur les limites de ce supercontinent, notamment en ce qui concerne ses marges septentrionales et orientales, et on a vu apparaître les contours d'un Gondwana élargi, intégrant plusieurs éléments continentaux européens, asiatiques et circumpacifiques dès le Cambrien (Nur & Ben-Avraham, 1982; Waterlot & Blicek, 1989; Courjault-Radé *et al.*, 1992). Ce modèle a néanmoins évolué récemment à la suite

(\*) Ce chapitre a fait l'objet d'une communication orale devant le Groupe Français d'Etude du Gondwana, à Paris le 7 Décembre 1990.

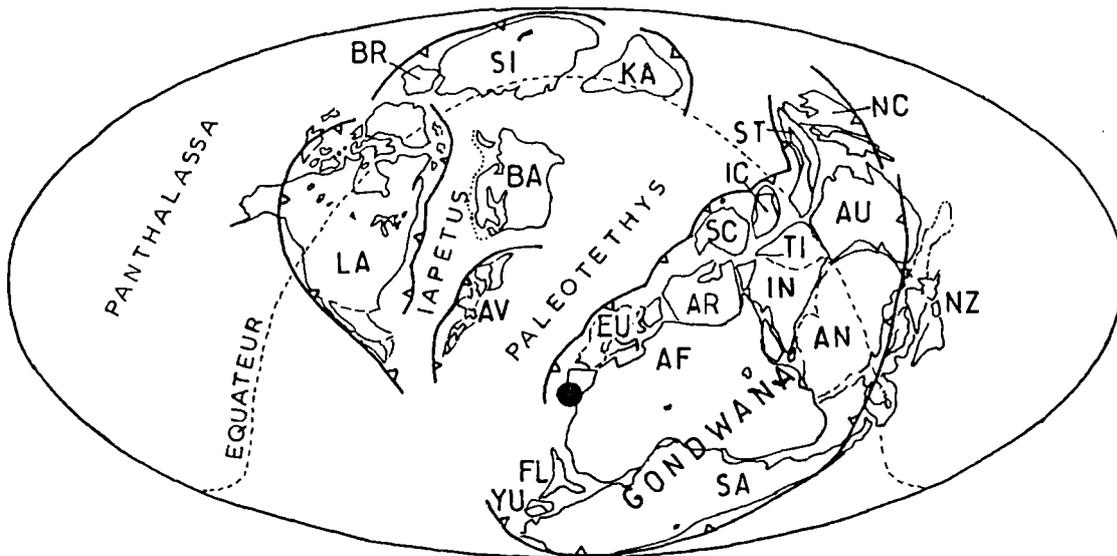


Fig. 3. — Reconstitution paléogéographique mondiale à l'Ordovicien moyen/supérieur (Llandeilo-Caradoc) d'après Scotese & McKerrow (1991, fig. 1). Blocs continentaux: AF- Afrique, AN-Antarctique, AR- Arabie, AU- Australie, AV- Avalonia (Nouvelle-Angleterre et Angleterre), BA- Baltica (Europe du Nord), BR- Barentsia (Svalbard), EU- Europe du centre et du sud, FL- Floride et Piedmont (SE des USA), IC- Indochine, IN- Inde, KA- Kazakhstan, LA- Laurentia (Amérique du Nord), NC- Chine du Nord, NZ- Nouvelle-Zélande, SA- Amérique du Sud, SC- Chine du Sud, SI- Sibérie + Mongolie, ST- Shan-Thai-Malay, TI- Tibet, YU- Yucatan. La pastille noire situe le pôle sud.

Fig. 3. — Middle/Upper Ordovician (Llandeilo-Caradoc) World palaeogeographical reconstruction after Scotese & McKerrow (1991, fig. 1). Continental blocks: AF- Africa, AN- Antarctica, AR- Arabia, AU- Australia, AV- Avalonia (New England and England), BA- Baltica (northern Europe), BR- Barentsia (Svalbard), EU- Central and southern Europe, FL- Florida and Piedmont (SE USA), IC- Indochina, IN- India, KA- Kazakhstan, LA- Laurentia (North America), NC- North China, NZ- New Zealand, SA- South America, SC- South China, SI- Siberia + Mongolia, ST- Shan-Thai-Malay, TI- Tibet, YU- Yucatan. The black dot locates the south pole.

d'études géologiques de terrain sur les régions méridionales du Gondwana (Amérique du Sud et Antarctique notamment) et d'études paléomagnétiques et paléontologiques tant à l'ouest (Afrique) qu'à l'est (Australie-Antarctique) des éléments du supercontinent. La question posée est la suivante: y a-t-il eu une seule masse continentale méridionale ou plusieurs éléments séparés au cours du Paléozoïque, avant la formation de la Pangée wegenérienne (Young, 1987, p. 300; Ramos, 1988; Hoffman, 1991; Kirschvink *in* Debrenne & Zhuravlev, 1992)?

Le Gondwana, une fois soudé, s'est fragmenté en même temps que le reste de la Pangée après le Trias, au cours de la formation des bassins océaniques actuels (Atlantique Sud, Océan Indien). Un élément central, l'Inde, a dérivé globalement vers le nord et, d'après une vision désormais classique, s'est trouvé en situation insulaire au cours du Mésozoïque. Il apparaît pourtant que cette partie du modèle soit, elle aussi, à revoir parce que des données paléontologiques laissent entrevoir des contacts avec l'Afrique et l'Eurasie, tels que l'Inde n'a jamais été vraiment isolée du reste du monde. Historiquement d'ailleurs, cette option est celle que Wegener (1915) avait retenue.

Tels sont les points qui vont être discutés ci-dessous.

### 1) Un Gondwana compact

Une masse méridionale compacte, proche du pôle sud et comprenant les sept éléments continentaux d'origine (Amérique du Sud, Afrique-Arabie, Madagascar, Inde, Antarctique, Australie) plus un ensemble de "microcontinents" périphériques, semble faire l'unanimité

au moins à partir de l'Ordovicien. L'exemple choisi (fig. 3) illustre ce Gondwana, entouré de zones de subduction (Scotese & McKerrow, 1991, fig. 1).

Rappelons quand même que cette image du Gondwana, comme celles de toutes les masses continentales paléozoïques reconstituées, est loin de représenter fidèlement ce qu'a dû être le supercontinent austral. En effet, à sa périphérie, chaque élément est restitué avec sa forme et sa surface actuelles, sans tenir compte ni des raccourcissements subis au cours des orogénèses phanérozoïques ni de l'érosion continentale profonde (Lallemand & Malavieille, 1992). On peut donc supposer un contour assez différent de celui qui est représenté (fig. 3). Un autre point mérite attention: les zones de subduction, qui ceinturent presque complètement le Gondwana sur le modèle choisi, ne le bordent qu'au nord (le long de la Chine du Nord, de l'Australie, de l'Antarctique) sur le modèle de Zonenshain *et al.* (1985, fig. 7c). Sur ce second modèle d'ailleurs, l'espace océanique qui sépare la Sibérie, le Kazakhstan et l'Europe du Nord (Baltica) du Gondwana est beaucoup plus réduit que sur celui de Scotese & McKerrow (1991, fig. 1) (fig. 3). Cette différence est à mettre au compte de la méthode de reconstruction "absolue" de Zonenshain *et al.* (1985), fondée sur l'étude du mouvement intraplaque de la trace des points chauds (magmatisme) en vue de déterminer la place des cratons en longitude, en plus des données paléomagnétiques qui les situent en latitude. La méthode de Zonenshain *et al.* semble donc plus crédible parce qu'elle prend en compte un facteur correcteur supplémentaire. La position et l'orientation du bloc de Chine du Nord (NC, fig. 3) pose aussi un problème grave: il est en latitude très

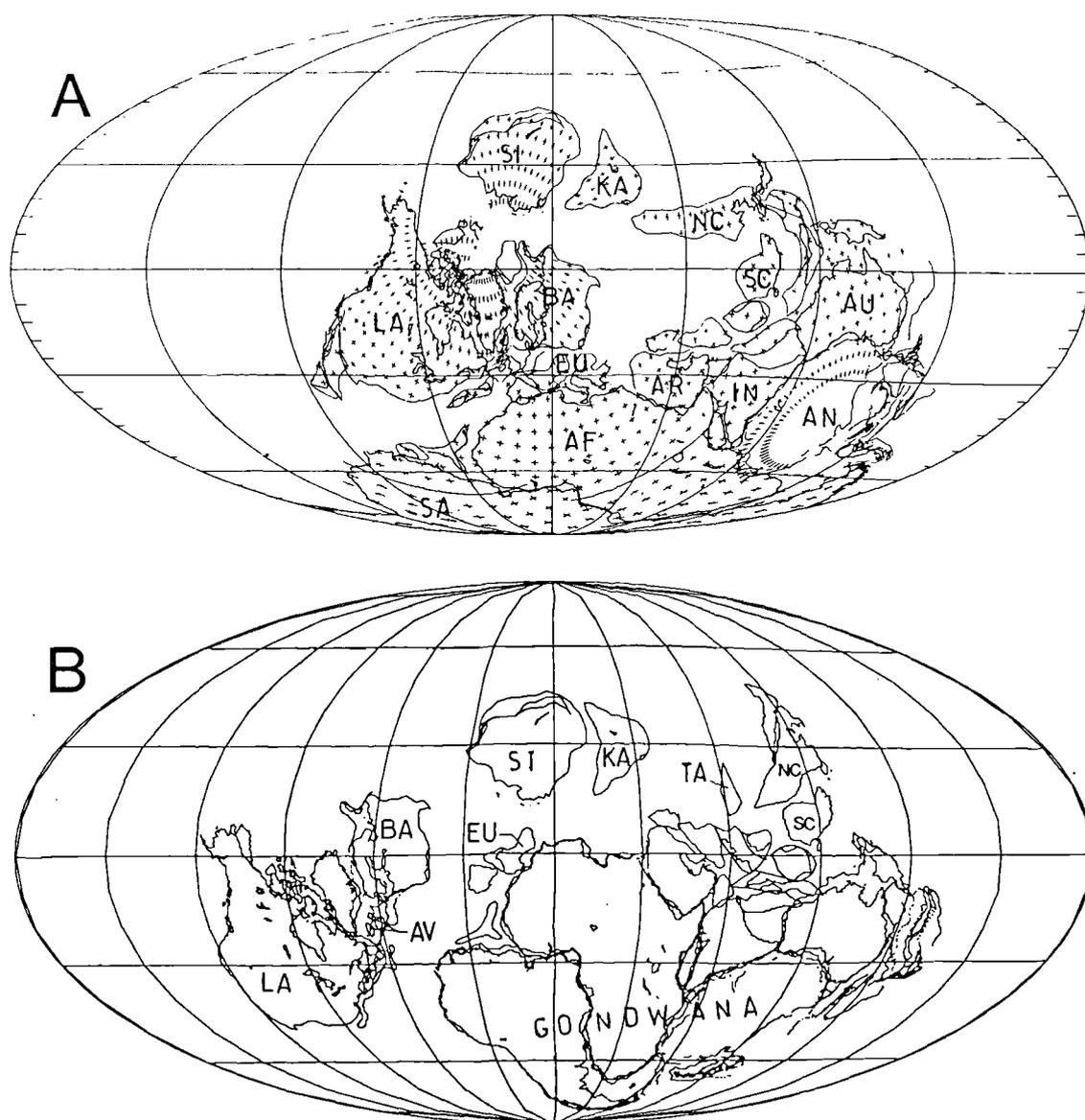


Fig. 4. — Deux reconstitutions différentes pour le Dévonien inférieur (Lochkovien). A- reconstitution de type Pangée A d'après Scotese & McKerrow (1990, fig. 13); B- reconstitution où le Gondwana n'est pas au contact du Continent des Vieux Grès Rouges (LA+BA+AV), d'après Li *et al.* (1993, fig. 2.6). Mêmes abréviations que fig. 3 avec, en plus, TA- Tarim.

Fig. 4. — Two different Early Devonian (Lochkovian) reconstructions. A- Pangaea A type reconstruction after Scotese & McKerrow (1990, fig. 13); B- reconstruction without any contact between Gondwana and the Old Red Sandstones Continent (LA+BA+AV), after Li *et al.* (1993, fig. 2.6). Same abbreviations as fig. 3, plus TA- Tarim.

septentrionale et avec la Corée orientée au nord sur le modèle de Zonenshain *et al.* (1985), en latitude méridionale et orienté SW-NE sur celui de Scotese & McKerrow (1990), en latitude septentrionale proche de l'équateur, orienté W-E, mais situé *de l'autre côté* (à l'est) de l'Australie sur celui de Li *et al.* (1993, fig. 2.4)! Sur la reconstitution présentée ici (fig. 3), la Chine du Nord est en position intermédiaire, au nord-ouest du bloc Australie-Nouvelle Guinée. Cette incertitude vient du manque de données paléomagnétiques en Chine du Nord de l'Ordovicien supérieur au Carbonifère inférieur (Li *et al.*, 1993, p. 37). Néanmoins les données paléontologiques parlent en faveur d'une proximité biogéographique de la Chine du Nord avec la Chine du Sud, l'Australie et l'Antarctique au moins au Dévonien (Burrett *et al.*, 1990; Young, 1990; Ritchie *et al.*, 1992).

Globalement les modèles comparés s'accordent sur une rotation dans le sens horaire du Gondwana au cours du Paléozoïque, aboutissant à une Pangée de type A c'est-à-dire une Pangée où le NW de l'Afrique s'encastre à l'est du bloc Laurentia (A, fig. 4). Un regroupement pangéen est même déjà perceptible sur les reconstitutions de Scotese (Scotese & McKerrow, 1990, fig. 13-14; Cocks & Scotese, 1991, fig. 3) dès le Dévonien inférieur: les blocs Laurentia et Gondwana y sont au contact au niveau de l'Europe moyenne (ex-Armorica) qui inclut le territoire français (EU, en A, fig. 4). Cette formation précoce de la Pangée au Paléozoïque supérieur a été supposée depuis plusieurs années sur la base de données essentiellement géologiques (tectoniques) par McKerrow & Ziegler (1972) puis paléomagnétiques par Miller & Kent (1988) et Van der Voo

(1988). Cette option n'est pas celle des autres auteurs (Zonenshain *et al.*, 1985; Ziegler, 1988; Li *et al.*, 1993). Parmi eux, Li *et al.* (1993, p. 41-42) considèrent cependant que leur reconstitution laisse la possibilité d'une Pangée, eu égard aux latitudes similaires de Laurussia (LA+BA+AV, en B, fig. 4) et du Gondwana; dans ce cas, il s'agit d'une Pangée de type B où c'est l'Amérique du Sud qui s'ajuste à l'Amérique du Nord (Li *et al.* conservent néanmoins un océan large entre Laurussia et Gondwana sur la base de l'endémisme des faunes de Vertébrés: Young, 1990, 1993a-b). On peut remarquer que cette hypothèse et celle de Scotese rejoignent partiellement celle de Boucot (1985; Boucot & Gray, 1983), partisan d'une Pangée compacte au cours de tout le Paléozoïque à partir d'arguments paléontologiques (discussion *in* Young, 1990, p. 450).

Sur tous les modèles existants, la Pangée regroupe au Permien l'ensemble des masses continentales de l'époque à l'exception, le plus souvent, des blocs est-asiatiques (Tarim, Chine du Nord et du Sud, Indochine, ...). Ceux-ci sont en voie de dérive vers le nord et seront suivis au Méso-Cénozoïque par d'autres blocs qui vont aller s'accoller à l'Asie en formation au cours des orogènes cimmérienne et alpine (voir Sengör & Hsü, 1986; Talent *et al.*, 1987; Metcalfe, 1989; Nie *et al.*, 1990; Ziegler, 1990). Sur quelques modèles, l'immense océan Panthalassa qui couvre l'autre face de la Terre, à l'opposé de la Pangée, est même parsemé de microcontinents en dérive vers le Japon et les Amériques (les "terrains exotiques" Wrangellia, Alexander, Cache Creek, Quesnellia, Stikina, Cascades Nord, etc.: Ross & Ross, 1990) et issus de la marge est-gondwanienne (fig. 5) (la "Pacifica" de Nur & Ben-Avraham, 1982; Nur, 1984, fig. 5).

## 2) Combien de "Gondwanas"?

A l'intérieur même du Gondwana, l'assemblage entre ses composantes occidentale (Amérique du Sud + Afrique + Arabie), centrale (Madagascar + Inde) et orientale (Antarctique + Australie + Nouvelle Guinée) ne fait pas l'unanimité (fig. 6). En gros, deux options s'affrontent. Dans l'une, dite de type Du Toit (De Wit, 1986; Lawver & Scotese, 1987, fig. 3; Ricou *et al.*, 1990, haut fig. 1), la Terre d'Enderby en Antarctique se place en face de la partie (actuellement) orientale de l'Inde. Dans l'autre (Ricou *et al.*, 1990, bas fig. 1; Groenewald *et al.*, 1991; voir un essai précoce du même type par Vachard, 1980, fig. 55), la Terre Dronning Maud en Antarctique est assemblée à la partie (actuellement) SE de l'Afrique, en face du Mozambique. Le choix de l'un ou l'autre des deux modèles a des conséquences sur la cinématique des plaques après l'éclatement du Gondwana. Le second modèle, plus conforme aux données géologiques, implique de scinder l'Antarctique en deux, le long du système de failles qui court du golfe d'Amery à la barrière de Ross (Ricou *et al.*, 1990, fig. 1-2). En outre il intercale un microcontinent Seychelles-Mascareignes entre Inde et Madagascar (fig. 6). Un assemblage hétérodoxe a même été proposé par Pinot (1990, fig. 2) avec Madagascar à l'est de l'Inde, et non à l'ouest, ce qui paraît aberrant, eu égard à l'expansion connue des fonds de l'Océan Indien. L'essai de Pinot introduit néanmoins le plateau des Kerguelen entre Inde et Antarctique, ce que ne font pas les autres modèles.

Ce problème en appelle un autre, plus fondamental: "le Gondwana a-t-il été pérenne au Paléozoïque?", une question posée pour le Silurien-Dévonien (Young, 1987, p. 300)

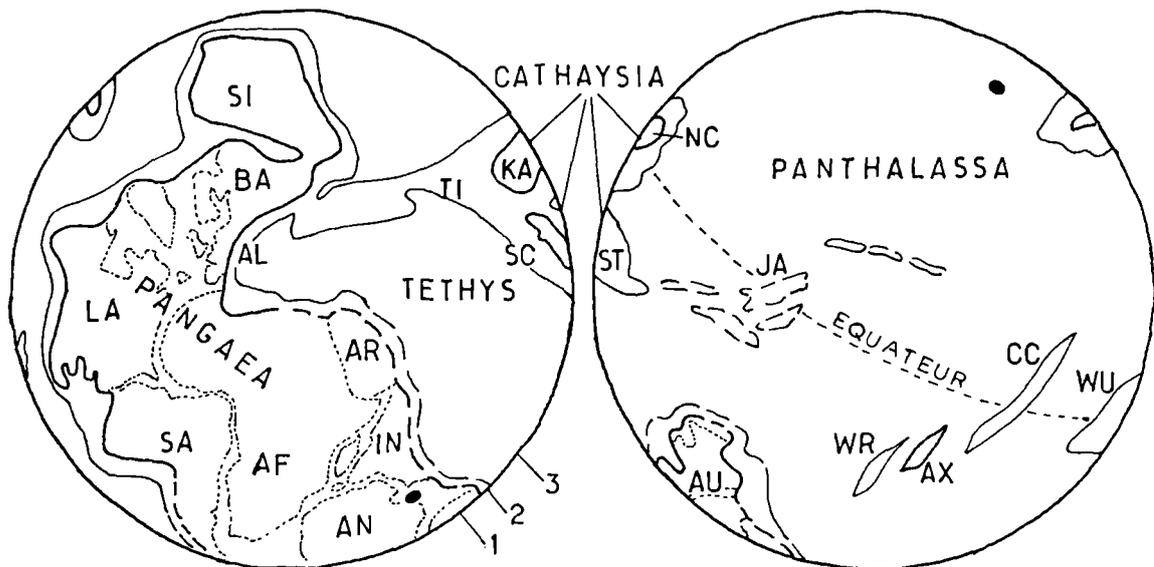


Fig. 5. — Reconstitution paléogéographique mondiale au Permien inférieur (Wolfcampien-Léonardien) d'après Ross & Ross (1990, p. 355). 1- terres émergées, 2- plateaux continentaux/mers peu profondes, 3- océans. Mêmes abréviations que fig. 3 avec, en plus, AL- Alpes Carniques, AX- Alexander, CC- Cache Creek, JA- Japon, WR- Wrangellia, WU- Ouest-USA et Mexique (Stikina + Northern Cascades + Quesnellia + Sonomia). Les deux pastilles noires situent les pôles.

Fig. 5. — Early Permian (Wolfcampian-Leonardian) World palaeogeographical reconstruction after Ross & Ross (1990, p. 355). 1- emerged lands, 2- continental shelves/shallow seas, 3- oceans. Same abbreviations as fig. 3, plus AL- Carnic Alps, AX- Alexander, CC- Cache Creek, JA- Japan, WR- Wrangellia, WU- Western USA and Mexico (Stikina + Northern Cascades + Quesnellia + Sonomia). Both black dots locate the poles.

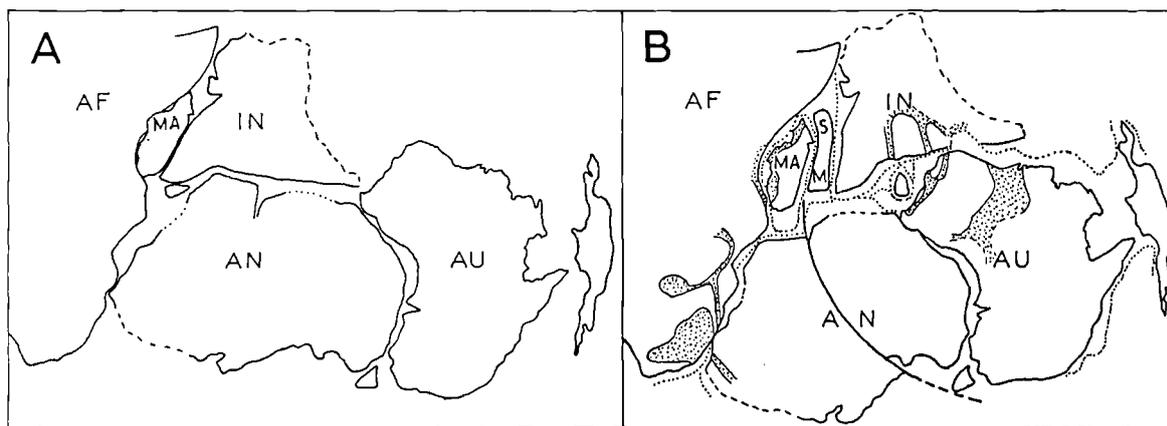


Fig. 6. — Deux reconstitutions du Gondwana. A- reconstitution de type Du Toit (Ricou *et al.*, 1990, fig. 1 en haut); B- d'après Ricou *et al.* (1990, fig. 1 en bas) avec l'Antarctique scindé en deux parties et un contact entre l'Inde et l'Australie. Mêmes abréviations que fig. 3 avec, en plus, M- Mascareignes, MA- Madagascar, S- Seychelles. Les bassins pré-rupture (Supergroupe de Gondwana et équivalents) sont figurés en pointillé. Les lignes ponctuées situent les limites des plateaux continentaux actuels.

Fig. 6. — Two reconstructions of Gondwana. A- Du Toit type reconstruction (Ricou *et al.*, 1990, fig. 1, upper diagram); B- after Ricou *et al.* (1990, fig. 1, lower diagram): this reconstruction splits Antarctica in two separate blocks and shows a contact between India and Australia. Same abbreviations as fig. 3 plus M- Mascarene Islands, MA- Madagascar, S- Seychelles Islands. Pre-rift basins (Gondwana Supergroup and equivalents) are figured stippled. Lines of dots are for the extant continental shelves boundaries.

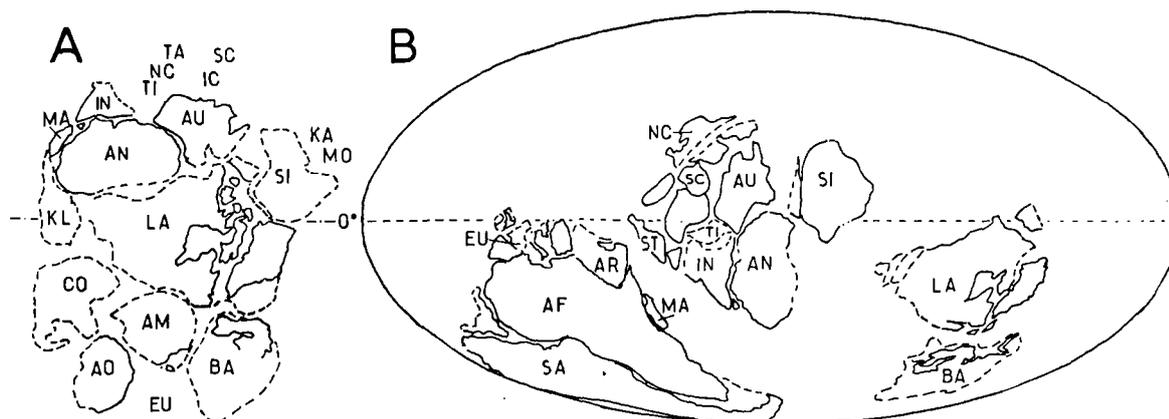


Fig. 7. — Reconstitutions paléogéographiques mondiales au Protérozoïque supérieur (vers -700Ma: A, d'après Hoffman, 1991, fig. 1A) et au Cambrien inférieur (Botomien: B, d'après Kirschvink *in* Debrenne & Zhuravlev, 1992, fig. 40). Mêmes abréviations que fig. 3-6 avec, en plus, AM- Amazonie, AO- Afrique occidentale, CO- Congo, KL- Kalahari, MO- Mongolie.

Fig. 7. — Late Proterozoic (at ca. -700Ma: A, after Hoffman, 1991, fig. 1A) and Early Cambrian (Botomian: B, after Kirschvink *in* Debrenne & Zhuravlev, 1992, fig. 40) World palaeogeographic reconstructions. Same abbreviations as fig. 3-6 plus AM- Amazonas, AO- Western Africa, CO- Congo, KL- Kalahari, MO- Mongolia.

"The unity of East and West Gondwana during the Middle Palaeozoic may need reconsideration") et argumentée pour le Protérozoïque-Cambrien. Une revue récente (Hoffman, 1991) résume les relations entre Laurentia, Baltica et Gondwana entre le Protérozoïque supérieur et l'Ordovicien. Au Protérozoïque, nombre d'auteurs ont supposé un supercontinent unique regroupant tous les cratons connus (voir par exemple Piper, 1982, pour le Protérozoïque anté-2200Ma; Piper, 1976, pour le Protérozoïque à environ -1150Ma; Black, 1985, pour le Protérozoïque à -600Ma). Sur cette première Pangée, le Gondwana est tel qu'on le connaît au Paléozoïque c'est-à-dire compact. Sur le modèle d'Hoffman (1991, A, fig. 1) par contre, les éléments gondwaniens sont dispersés autour d'un "noyau" constitué par la Laurentia, de telle façon que l'assemblage des ceintures orogéniques de type Grenville soit optimal (A,

fig. 7). Autrement dit, entre le Protérozoïque supérieur et l'Ordovicien basal (Hoffman, 1991, B, fig. 1) où l'on sait que les cratons gondwaniens sont réunis (fig. 3), ceux-ci ont dérivé séparément au cours du Cambrien: les ensembles Australie-Antarctique-Inde-Madagascar et Afrique-Amérique du Sud n'étaient pas encore accolés. Cette hypothèse rejoint la série de reconstitutions proposées par Kirschvink (*in* Debrenne & Zhuravlev, 1992, fig. 40) pour le Cambrien inférieur (B, fig. 7). Dans ce cadre, l'évènement thermotectonique pan-africain à  $\approx 500$ Ma est interprété comme le résultat de la formation du Gondwana (discussion *in* Black, 1985). Cependant un Gondwana éclaté au Cambrien inférieur ne semble pas compatible avec la répartition des Archéocyathes (F. Debrenne, comm. pers., 1994) pour lesquels on définit, notamment au Botomien, période de leur diversité taxinomique maximale, deux provinces, l'une

Afro-Sibéro-Antarctique et l'autre Américano-Koryakienne (Debrenne & Zhuravlev, 1992, p. 96). Le problème est donc posé mais sa solution ne fait pas l'unanimité.

### 3) Quelques interprétations paléogéographiques régionales

Plusieurs études portant sur les marges du Gondwana paléozoïque amènent aussi à se poser la question de sa physionomie et de son intégralité.

La marge orientale du Gondwana au Dévonien a fait l'objet d'un essai de reconstitution palinspastique par Bradshaw & Webers (1988, fig. 10). On y distingue une ceinture de sédimentation épicontinentale où se développent en particulier les faciès de type Vieux Grès Rouges, de l'Australie à l'Afrique du Sud à travers l'Antarctique (A, fig. 8). Des bassins marginaux sont installés au large de cette ceinture, de la Nouvelle-Zélande jusqu'à l'extrémité sud de l'Amérique du Sud. Cette reconstitution rejoint celle de Courjault-Radé *et al.* (1992, fig. 1) pour le Cambrien inférieur, une époque pendant laquelle l'Australie orientale, l'Antarctique oriental et la pointe sud de l'Amérique du Sud développent le même type de marge continentale étroite, limitée par une ceinture volcanique. Autrement dit, c'est l'unité de l'Amérique du Sud qui est mise en cause.

La corne sud de l'Amérique du Sud a fait l'objet d'un essai de synthèse par Ramos (1988). Cet auteur y distingue plusieurs éléments ("terrains allochtones, déplacés, exotiques" voire "suspects") suturés aux cratons d'Amazonie et de San Francisco à différents moments entre le Protérozoïque supérieur et le Paléozoïque supérieur (B, fig. 8). En d'autres termes, la partie la plus méridionale de l'Amérique du Sud (Chili-Argentine-Plateau des Malouines = terrains allochtones du Chili et de Patagonie) était séparée de sa partie septentrionale au Protérozoïque supérieur-Paléozoïque inférieur, ce qui rejoint les préoccupations des auteurs précédents (voir aussi Martinez, 1980, fig. 117-119).

La marge NW du Gondwana est également le sujet de discussions vives en ce qui concerne l'existence et la largeur d'une ou plusieurs aires océaniques paléozoïques. Pour le Dévonien en particulier, quand tout le monde s'accorde à reconnaître que l'océan ordovico-silurien Iapetus est fermé entre Laurentia et Baltica (voir en particulier Pickering *et al.*, 1988), deux thèses s'affrontent. Celle de "l'école britannique" admet un océan Rhéique étroit entre le Continent des Vieux Grès Rouges au nord (Laurentia+Baltica) et le Gondwana au sud ou plutôt la composante Armorica du Gondwana (McKerrow *et al.*, 1991; Soper *et al.*, 1992) (A et B, fig. 9). Par contre celle de "l'école bretonne" suppose un Rhéique encore large au

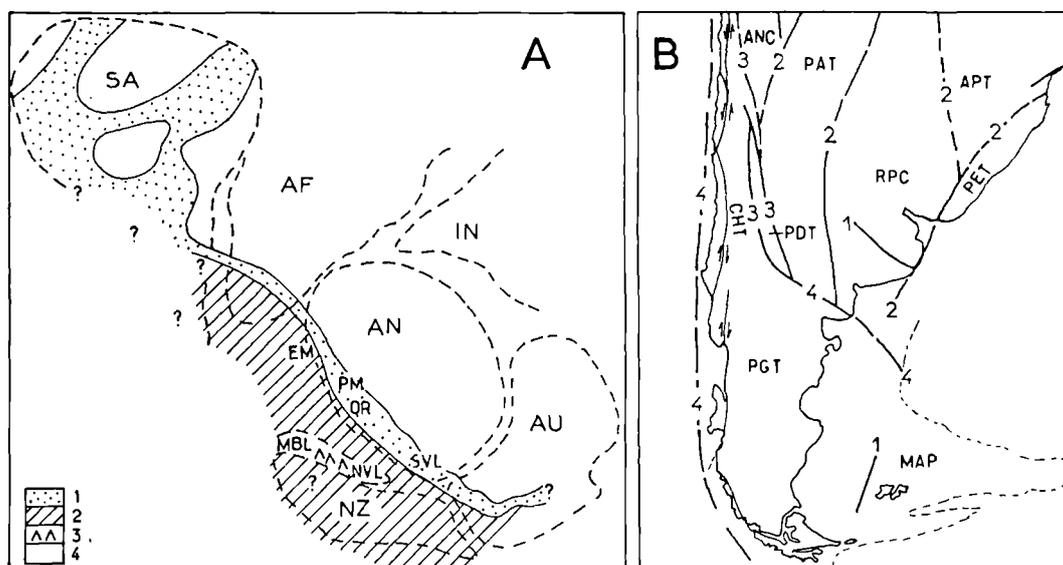


Fig. 8. — La marge orientale du Gondwana au Paléozoïque.

A- reconstitution paléogéographique au Dévonien, d'après Bradshaw & Webers (1988, fig. 10); 1- sédimentation épicontinentale, 2- bassins marginaux, 3- arc volcanique, 4- terres émergées; mêmes abréviations que fig. 3-6 avec, en plus, EM- Monts Ellsworth, MBL- Marie Byrd Land, NVL- North Victoria Land, OR- Ohio Range, PM- Monts Pensacola, SVL- South Victoria Land.

B- blocs continentaux principaux et zones de suture de la corne sud de l'Amérique du Sud, d'après Ramos (1988, fig. 1); 1-4- zones de suture du Paléozoïque supérieur (4), du Paléozoïque inférieur (3), du Protérozoïque supérieur (2) et plus anciennes (1); abréviations: ANC- craton d'Antofalla, APT- terrain d'Alto Paraguay, CHT- terrain du Chili, PAT- terrain de la Pampa, PDT- terrain déplacé de la Précordillère, PET- terrain de Pelotas, PGT- terrain de Patagonie (incluant MAP- plateau des Malouines), RPC- craton du Rio de la Plata.

Fig. 8. — The Palaeozoic eastern margin of Gondwana.

A- Devonian palaeogeographical reconstruction, after Bradshaw & Webers (1988, fig. 10); 1- epicontinental sedimentation, 2- marginal basins, 3- volcanic arc, 4- emerged lands; same abbreviations as fig. 3-6 plus EM- Ellsworth Mountains, MBL- Marie Byrd Land, NVL- North Victoria Land, OR- Ohio Range, PM- Pensacola Mountains, SVL- South Victoria Land.

B- main continental blocks and suture zones of southern South America, after Ramos (1988, fig. 1); 1-4- Late Palaeozoic (4), Early Palaeozoic (3), Late Proterozoic (2) and older (1) suture zones; abbreviations: ANC- Antofalla craton, APT- Alto Paraguay terrane, CHT- Chilean terrane, PAT- Pampean terrane, PDT- Precordillera displaced terrane, PET- Pelotas terrane, PGT- Patagonia terrane (including MAP- Falkland (Malvinas) plateau), RPC- Rio de la Plata craton.

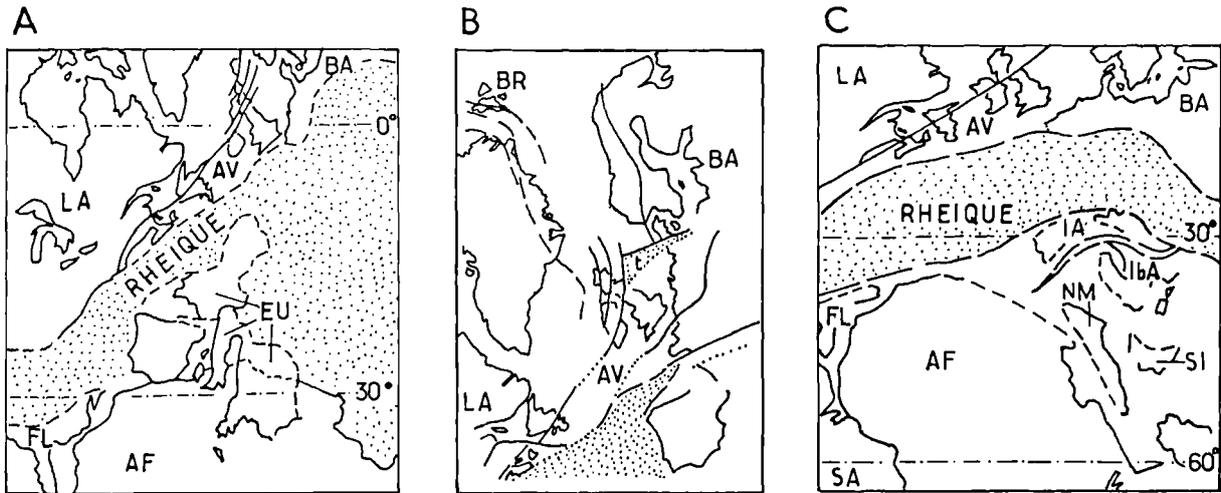


Fig. 9. — Diverses reconstitutions de la marge NW du Gondwana au Dévonien inférieur. A- d'après McKerrow *et al.* (1991, fig. 6); B- d'après Soper *et al.* (1992, fig. 6c); C- d'après Robardet *et al.* (1990, fig. 6). Mêmes abréviations que fig. 3 avec, en plus, IA- terrains ibéro-armoricains, IbA- terrains ibéro-aquitains, NM- Nord-Maghreb, SI- Sud-Ibérie, t- restes possibles de la mer de Tornquist. Aires océaniques en pointillé.

Fig. 9. — Various Early Devonian reconstructions of the northwestern Gondwanan margin. A- after McKerrow *et al.* (1991, fig. 6); B- after Soper *et al.* (1992, fig. 6c); C- after Robardet *et al.* (1990, fig. 6). Same abbreviations as fig. 3 plus IA- Ibero-Armorican terranes, IbA- Ibero-Aquitainian terranes, NM- North Maghreb, SI- South Iberia, t- possible remnant of Tornquist sea. Oceanic areas stippled.

Dévonien inférieur au nord de l'Armorica soudé au Gondwana; l'Armorica y est scindé en plusieurs éléments dont un ibéroarmoricain et un ibéroaquitain séparés par un sinus océanique sud-armoricain étroit (Morzadec *et al.*, 1988; Robardet *et al.*, 1990, 1993) (C, fig. 9). Pour les Britanniques, Avalonia+Armorica sont séparés de Baltica par une aire océanique dite de Tornquist à l'Ordovicien (voir aussi Erdtmann, 1991; Li *et al.*, 1993), mais, pour les Bretons, le Tornquist n'existe pas. Les différences d'interprétation proviennent de l'utilisation de certains schémas paléobiogéographiques fondés sur des faunes benthiques dans un cas (Vannier *et al.*, 1989; Fortey & Cocks, 1992), pélagiques dans l'autre (Paris & Robardet, 1990) (discussion in Fortey & Mellish, 1992). Cependant l'existence du Tornquist, déduite de données paléomagnétiques et paléontologiques (voir par exemple Trench & Torsvik, 1992), est établie par le fait que sa zone de suture a été mise en évidence par la sismique profonde au sud du bouclier Baltique (Blundell *et al.*, 1992).

Quoi qu'il en soit, l'histoire paléozoïque de cette partie de l'Europe est extrêmement compliquée ("puzzle paléozoïque européen" in Blicek & Meilliez, 1993), ce qui se traduit, en particulier en France, par un schéma tectonostratigraphique en mosaïque (fig. 10). L'étude de l'orogène paléozoïque en France implique plusieurs aires océanisées dont l'âge, l'emplacement et la largeur sont discutés (Blicek *et al.*, 1988; Bouchardon *et al.*, 1989; Meilliez *et al.*, 1992; Quénardel *et al.*, 1992) mais le collage de la majeure partie de ces terrains (Ardenne, Nord-Ouest, Central et Aquitain, fig. 10) est achevé au cours du Dévonien (Martinez-Catalan, 1990; Quénardel *et al.*, 1990; Piqué, 1992). Le nord de la France en particulier est, par ses faunes de Vertébrés, partie intégrante du Continent des Vieux Grès Rouges dès le Silurien supérieur-Dévonien inférieur (Blicek, 1982; Blicek & Janvier, 1991; Janvier & Blicek, 1993; Young, 1990, 1993b).

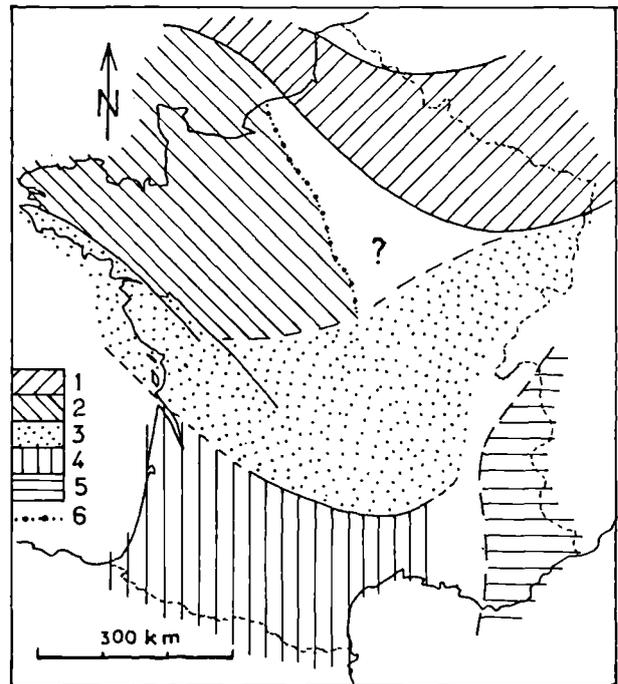


Fig. 10. — Principaux ensembles structuraux du socle paléozoïque de France, d'après Quénardel *et al.* (1990) et Piqué (1992). 1- terrain ardennais, 2- terrain nord-ouest, 3- terrain central, 4- terrain aquitain, 5- terrain oriental, 6- anomalie magnétique du bassin de Paris. 1, 2, 4 = plates-formes du Paléozoïque inférieur (zones externes varisques); 3, 5 = sillons à croûte amincie et/ou océanique du Paléozoïque inférieur (zones internes varisques).

Fig. 10. — Main structural domains of the French Palaeozoic basement, after Quénardel *et al.* (1990) and Piqué (1992). 1- Ardenne terrane, 2- northwestern terrane, 3- central terrane, 4- Aquitainian terrane, 5- eastern terrane, 6- Paris Basin magnetic anomaly. 1, 2, 4 = Early Palaeozoic shelves (outer Variscan zones); 3, 5 = Early Palaeozoic thinned and/or oceanic crust domains (inner Variscan zones).

#### 4) Une vision renouvelée du Gondwana

L'ensemble des résultats présentés ci-dessus permet de se faire une idée nouvelle de la formation du Gondwana au cours du Paléozoïque. Au Cambrien inférieur, à la suite de la fragmentation d'une première Pangée protérozoïque, on distingue un ensemble ouest-gondwanien d'un ensemble est-gondwanien en cours de rapprochement. Les marges méridionale et orientale de ces deux ensembles sont probablement jalonnées de blocs plus petits qui s'accrocheront au Gondwana au cours du Paléozoïque (fig. 11). Une deuxième Pangée se forme au Dévonien, à l'ouest, par le contact entre le Continent des Vieux Grès Rouges (résultant du contact Laurentia+Baltica réalisé au Silurien) et le Gondwana. Les blocs est-asiatiques (Chine du Nord, Chine du Sud, Indochine) sont proches géographiquement de l'est du Gondwana. Au Carbonifère et au Permien, la Pangée termine sa formation par le collage d'éléments asiatiques: Kazakhstan, Sibérie, Chine du Nord, Tarim, etc. Pendant ce temps, la marge nord-est de sa partie gondwanienne (Chine du Sud et Indochine entre autres) commence à dériver vers le nord tandis que sa marge orientale se fragmente en microcontinents "pacifiques" qui dérivent vers les Amériques et le Japon. Les autres éléments de la marge nord-est gondwanienne suivront vers le nord après le Paléozoïque (Afghanistan, Iran en particulier; voir, par exemple, Sengör & Hsü, 1986, fig. 5; cependant, pour Metcalfe [1989, fig. 9], ces blocs ainsi que le Tibet et Sibumasu [Birmanie, Ouest-Malaysia] ont commencé à s'éloigner plus tôt, au cours du Permien). Cette dérive préfigure le début de la fragmentation du Gondwana qui se déroule au Méso-Cénozoïque.

#### 5) Devenir d'un continent gondwanien

L'évolution paléogéographique postpaléozoïque pose globalement moins de problèmes à cause des contraintes liées à l'enregistrement paléomagnétique des fonds océaniques à partir du Jurassique inférieur. Dans ce contexte, l'Inde est censée se séparer de l'Antarctique au Jurassique supérieur, de Madagascar au Crétacé supérieur (voir par exemple Barron *et al.*, 1981; Barron, 1987). Elle se trouve ainsi en situation insulaire avant de heurter l'Asie au Cénozoïque (voir, entre autres, Patriat *et al.*, 1982, fig. 1-3; Mattauer & Mercier, 1990, fig. 2). Ce modèle n'est malheureusement pas en accord avec les données paléontologiques.

A partir de 1982 en effet, plusieurs auteurs ont attiré l'attention sur l'existence de taxons continentaux en Inde (Rongeurs et Amphibiens, Ostracodes, Charophytes, Actinoptérygiens) qui impliquent un échange de faune et de flore avec le continent asiatique dès la limite Crétacé-Tertiaire (Hartenberger, 1982, 1984; Sahni *et al.*, 1982, 1987; Bhatia & Rana, 1986; Gayet *et al.*, 1986). Une revue des arguments biogéographiques a été dressée par Briggs (1990). Parmi eux, la répartition des Amphibiens Anoures Discoglossidae (Eurasie et Afrique du Nord - au nord de l'accident sud-atlasique) et Pelobatidae (Amérique du Nord et Eurasie; Duellman & Trueb, 1986, fig. 19.26 et 19.32) est devenue un exemple classique: présentes en Inde dans les niveaux inter-trapps du Deccan (Sahni *et al.*, 1982; Prasad & Rage, 1991), ces grenouilles témoignent d'un échange de faune avec l'Asie. Dès lors, il faut trouver une solution pour remplir l'espace laissé vacant entre Inde et Asie par les reconstitutions paléogéographiques fondées sur les données paléomagnétiques. On peut imaginer une guirlande de

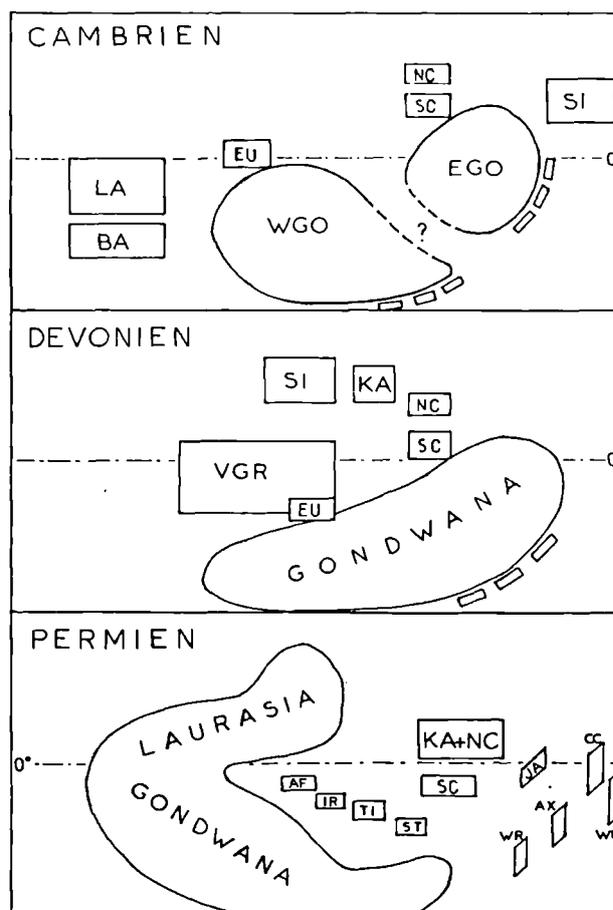


Fig. 11. — Représentation schématique des grands ensembles continentaux à trois moments du Paléozoïque (pour le détail, voir les fig. 4, 5 et 7). Abréviations: AF- Afghanistan, AX- Alexander, BA- Baltica, CC- Cache Creek, EGO- Est-Gondwana, EU- Europe du centre et du sud, IR- Iran, JA- Japon, KA- Kazakhstan, LA- Laurentia, NC- Chine du Nord, SC- Chine du Sud, SI- Siberia (Angara), ST- Shan-Thai, TI- Tibet, VGR- Continent des Vieux Grès Rouges (= Nord-Atlantique = Laureuropa = Laurussia = Euramerica), WGO- Ouest-Gondwana, WR- Wrangellia, WU- Ouest-USA et Mexique.

Fig. 11. — Sketch view of the main continental components at three different Palaeozoic periods (for detail, see figs 4, 5, 7). Abbreviations: AF- Afghanistan, AX- Alexander, BA- Baltica, CC- Cache Creek, EGO- East Gondwana, EU- Central and southern Europe, IR- Iran, JA- Japan, KA- Kazakhstan, LA- Laurentia, NC- North China, SC- South China, SI- Siberia (Angara), ST- Shan-Thai, TI- Tibet, VGR- Old Red Continent (= North Atlantis = Laureuropa = Laurussia = Euramerica), WGO- West Gondwana, WR- Wrangellia, WU- Western USA and Mexico.

microplaques (dont l'Afghanistan et l'Iran) et/ou d'îles (Hartenberger, 1982; Sahni *et al.*, 1982, 1987) autorisant des échanges de proche en proche. On peut aussi intercaler le bloc indochinois entre, au sud, une Inde élargie de 650 à 1000km vers le nord (en "dépliant" l'Himalaya et en ajoutant la lame continentale passée sous le Tibet) et, au nord, les blocs tibétains (Jaeger *et al.*, 1989; Courtillot, 1990a; Prasad & Rage, 1991; Rage, 1992), l'Indochine étant "éjectée" vers l'est au cours du Cénozoïque (voir Tapponnier *et al.*, 1982) (B, fig. 2). C'est la deuxième solution qui paraît actuellement la plus plausible, en accord avec l'ensemble des données paléontologiques, paléomagnétiques et géologiques (Rage, 1992) (fig. 12).

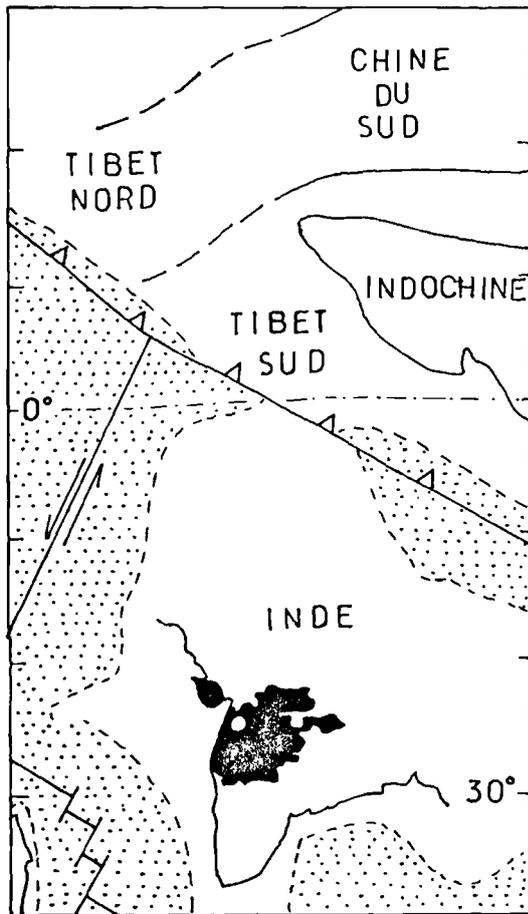


Fig. 12. — Reconstitution paléogéographique du contact Inde-Asie aux environs de la limite Crétacé/Tertiaire, vers -65Ma, d'après Courtillot (1990a) et Rage (1992). Trapps du Deccan en noir (au-dessus d'un point chaud volcanique [pastille blanche]), aires océaniques en pointillé, aires continentales en blanc.

Fig. 12. — Palaeogeographical reconstructions of the contact between India and Asia nearby the Cretaceous/Tertiary boundary, at ca. -65Ma, after Courtillot (1990a) and Rage (1992). Deccan traps in black (above a volcanic hot spot [white dot]), oceanic areas stippled, continental areas in white.

Néanmoins une controverse s'est engagée sur ce sujet. Elle s'appuie sur l'interprétation des affinités biogéographiques des diverses espèces concernées (voir Thewissen, 1990; Buffetaut, 1990; la réponse de Jaeger & Rage, 1990; voir aussi Patterson & Owen, 1991). Les difficultés viennent de la mauvaise qualité d'une partie du matériel fossile, fragmentaire et des datations parfois imprécises des niveaux infra- et inter-trapps. Par contre, la détermination des Ostracodes, des Charophytes et des Grenouilles ne semble pas remise en cause et constitue un argument pertinent dans le débat.

Autrement dit, sur le plan de la biogéographie, l'Inde n'a jamais été insulaire au cours de sa dérive vers le nord puisque, même au Crétacé, elle a gardé des contacts avec Madagascar et l'Afrique (Colbert *in* Waterlot, 1985; Briggs, 1990). On peut rappeler ici qu'un auteur hétérodoxe, Owen, avait déjà proposé des reconstitutions révisées de cette partie du monde où l'Inde restait en contact avec l'Afrique et Madagascar tout au long du Crétacé (Owen, 1983, cartes 69, 71) et était en contact avec l'Asie dès le Paléocène (*ibid.*,

carte 67; voir aussi Chatterjee, 1986, fig. 2; Chatterjee & Hotton, 1986, fig. 24). Owen proposait également des assemblages plus compacts dans le cadre de l'hypothèse de l'expansion globale (*ibid.*, cartes 68, 70, 72), une hypothèse retenue actuellement par une minorité de biogéographes mais discréditée par les résultats de l'étude des planètes telluriques du système solaire, qui montrent que seule une variation de volume de très faible amplitude peut être envisagée (Masson, 1987; Thomas & Masson, 1987; Dollfus, 1991). Finalement les reconstitutions d'Owen sont d'accord avec celles des autres auteurs sur le fait qu'il faut envisager un contact Inde-Asie plus tôt qu'on ne le pensait, c'est-à-dire à la limite Crétacé-Tertiaire (redatée à  $-65,7 \pm 2,0$  Ma par Jaeger *et al.*, 1989: épisode paléomagnétique 29R; donc un peu plus ancienne que la date la plus communément admise à environ -64,5 Ma: Baksi, 1994). La polémique engagée par la réponse de Patterson & Owen (1991) à l'article de Briggs (1990) porte sur la qualité à la fois des données paléontologiques et des reconstitutions paléogéographiques; cependant elle reconnaît qu'il faut trouver une solution pour que l'Inde ne soit plus représentée comme isolée du reste du monde. Si la solution d'Owen n'est pas acceptable pour les raisons invoquées ci-dessus, celle de Jaeger *et al.* (1989) semble la moins mauvaise (Rage, 1992). Il n'y a dès lors pas de Téthys océanique large à cet endroit. Cette constatation va dans le même sens que les remarques sur la largeur des aires océaniques au cours du Paléozoïque (p. 53).

Terminons ce paragraphe en évoquant le rôle qu'aurait joué l'Inde dans l'extinction en masse de la fin du Crétacé. Selon Courtillot (1990 a-b; voir aussi Buffetaut, 1991), cette extinction est à mettre en relation avec le volcanisme des trapps du Deccan, daté de la limite Crétacé-Tertiaire, époque à laquelle l'Inde était au-dessus d'un point chaud de l'Océan Indien (situé actuellement au niveau de l'île de la Réunion). Bien entendu cette hypothèse fait l'objet de controverses non éteintes, comme l'est le point chaud en question!

## VI. — LES MARGES GONDWANIENNES : L'EXEMPLE DE LA NOUVELLE-ZELANDE (J.F.)

### 1) Généralités

La Nouvelle-Zélande, faite de deux îles principales, est actuellement traversée par une limite de plaques active constituée de deux subductions à vergence opposée reliées entre elles par la faille décrochante alpine de l'île du Sud (480 km de rejet dextre) à valeur de faille transformante intracontinentale (fig. 13). Cette limite active n'existe en fait que depuis 25-20 Ma. Elle correspond à la période véritablement orogénique (tectogenèse et orogénèse) du cycle orogénique Kaikoura (100-0 Ma) (Ferrière & Chanier, 1993). Au début de ce même cycle se produit un phénomène important dans l'histoire du bloc continental néo-zélandais, sa séparation du continent australien entre 90 et 60 Ma (formation de la Mer de Tasman, fig. 13).

Cet épisode de rifting prend en fait la suite d'une orogénèse importante dite Rangitata qui s'est développée entre 300 et 100 Ma et a affecté l'essentiel du soubassement de la Nouvelle-Zélande (fig. 14). Dans l'île du Sud (secteur NW et secteur SW), existent également des témoins d'une histoire orogénique plus ancienne (anté-300 Ma) dite orogénèse Tuhua.

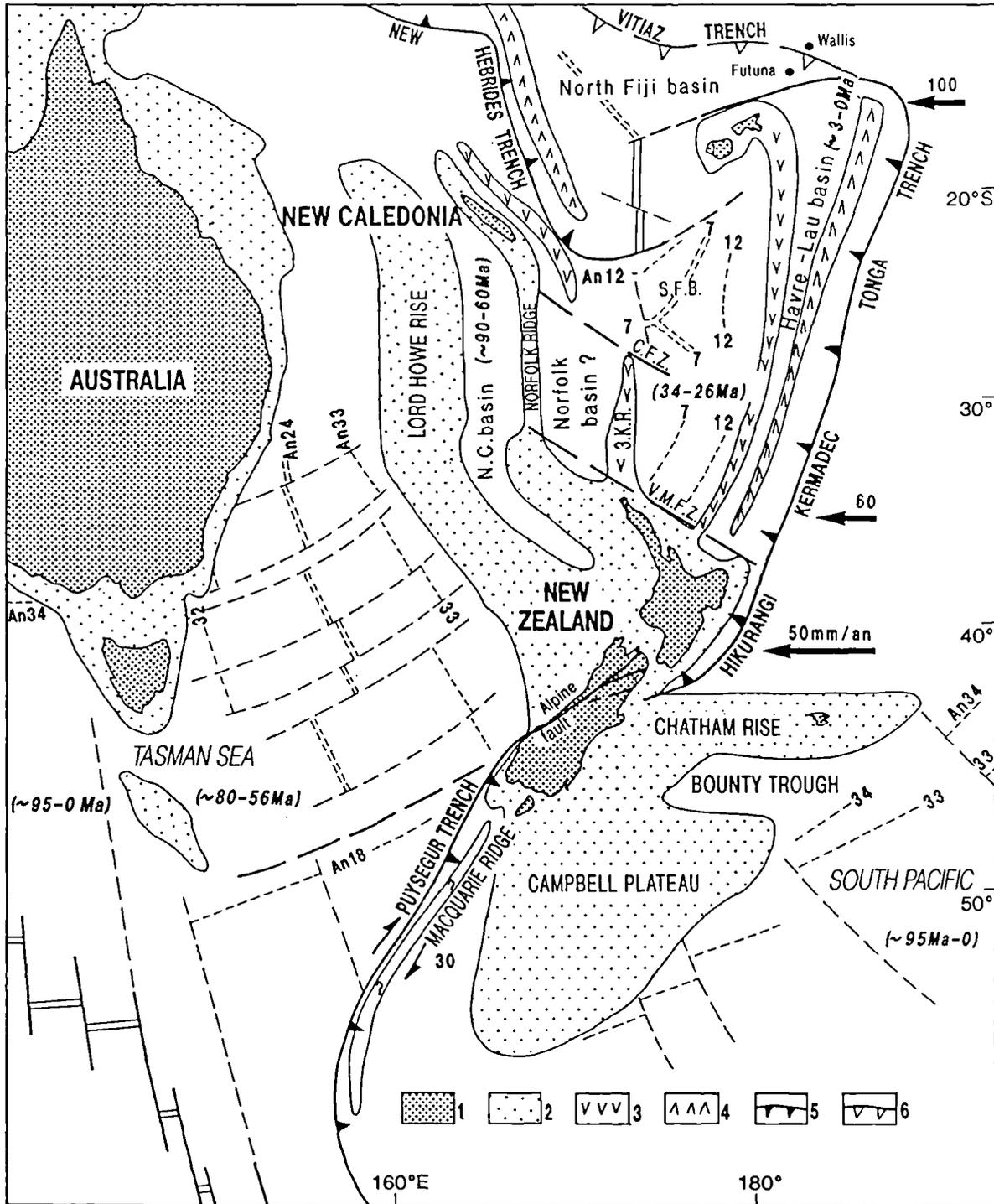


Fig. 13. — La Nouvelle-Zélande dans son cadre géodynamique (d'après Ferrière & Chanier, 1993). 1 : secteurs émergés; 2 : croûte continentale immergée; 3 : arcs volcaniques inactifs; 4 : arcs volcaniques actifs; 5 : subductions actives; 6 : subductions inactives. Abréviations: An: anomalies magnétiques; C.F.Z.: Cook Fracture Zone; N.C.: Bassin de Nouvelle-Calédonie; S.F.B.: Bassin Sud Fidjien; V.M.F.Z.: Vening Meinesz Fracture zone; 3 K.R.: Three King Ridge. L'âge des différents bassins océaniques est indiqué entre parenthèses.

Fig. 13. — Geodynamic context of New Zealand (after Ferrière & Chanier, 1993). 1- emerged areas, 2- immersed continental crust, 3- inactive volcanic arcs, 4- active volcanic arcs, 5- active subductions, 6- inactive subductions. Abbreviations: An- magnetic anomalies, C.F.Z.- Cook Fracture Zone, N.C.- New Caledonia Basin, S.F.B.- South Fidji Basin, V.M.F.Z.- Vening Meinesz Fracture Zone, 3 K.R.- Three King Ridge. The ages of the different ocean basins are indicated between brackets.

L'histoire la plus typique du Gondwana se déroulant surtout au Permien et au Trias, c'est sur cette période que nous focaliserons notre analyse. Nous verrons que les

terrains de cet âge, présents en Nouvelle-Zélande (orogénèse Rangitata), témoignent de l'existence d'une marge active (subduction) périgondwanienne. Ce caractère

de bordure océanique, active ou non, est d'ailleurs un caractère constant dans l'histoire du bloc néo-zélandais depuis 300 Ma, voire depuis 600 Ma (Suggate *et al.*, 1978 ; Spörl, 1978 ; Bradshaw *et al.*, 1981 ; Ferrière, 1987 ; Crook & Feary, 1982).

## 2) Remarques sur les terrains du cycle orogénique le plus ancien en Nouvelle-Zélande (cycle Tuhua, anté-300 Ma)

Ces terrains sont relativement bien connus au NW de l'île du Sud, à l'ouest de la ville de Nelson, où l'on note la présence de roches sédimentaires et effusives mais aussi d'importantes masses de roches granitiques (Suggate *et al.*, 1978 ; Cooper, 1989). Les roches sédimentaires sont datées du Cambrien au Dévonien. Elles révèlent des roches variées dont des passées carbonatées épaisses. Certaines des roches effusives du Paléozoïque inférieur observées dans la série évoquent un ancien arc volcanique. Ceci impliquerait que ce secteur devait déjà se trouver en position de marge active à la limite entre le bloc continental et un bassin à croûte océanique. Les roches granitiques se développent plutôt vers la fin du cycle comme l'imposant batholite de Karamea, c'est-à-dire entre 370 et 280 Ma, avec quelques datations plus anciennes (390-450 Ma) (Nathan *et al.*, 1986).

Les terrains carbonifères sont pratiquement absents en Nouvelle-Zélande, qu'il s'agisse des blocs affectés par l'orogénèse Tuhua (W de l'île du Sud) ou des ensembles correspondant au cycle Rangitata (E de l'île du Sud et totalité de l'île du Nord). Seuls quelques niveaux sédimentaires faiblement métamorphiques sont datés du Carbonifère à l'est de la Faille Alpine ; il pourrait d'ailleurs s'agir de niveaux ayant subi des remaniements.

## 3) Existence d'une marge périgondwanienne active entre 300 et 100 Ma : la marge Rangitata

### a) Les preuves

L'existence d'une marge active au niveau de la Nouvelle-Zélande durant le cycle Rangitata est attestée par la présence d'un arc volcanique typique (laves de la lignée calco-alcaline) dès le Permien inférieur-moyen (Brook Street) ; (fig. 14 et 15) (Coombs *et al.*, 1976 ; Bradshaw *et al.*, 1981 ; Ferrière, 1987). D'autres indices, tel que le très probable paléoprisme d'accrétion du Torlesse, viennent renforcer l'hypothèse du fonctionnement d'une subduction à cette époque. La position respective de ces deux éléments impose que la subduction majeure se fasse avec un plongement vers l'ouest de la plaque orientale océanique sous la plaque occidentale supportant le bloc gondwanien.

### b) Les principaux éléments constitutifs de la marge active Rangitata

D'est en ouest, en partant des blocs continentaux les plus anciens d'âge anté-permien (orogénèse Tuhua) recouverts de rares affleurements permien (Parapara Peak) (Clark *et al.*, 1967), on reconnaît les différents éléments morphostructuraux ayant appartenu à cette marge active à savoir (fig. 14 et 15) ; (Coombs *et al.*, 1976 ; Bradshaw *et al.*, 1981 ; Ferrière, 1987 ; Johnston, 1990) :

- l'Arc Brook Street, déjà cité, recouvert pour partie de terrains fossilifères datés de la partie inférieure du Permien ;

- des formations triasico-jurassiques pélitogréseuses et parfois carbonatées riches en éléments volcanoclastiques (Murihiku Supergroup) ;

- les ophiolites de la "Dun Mountain Ophiolitic Belt" (le nom de dunite provient du nom de ces montagnes) et leur couverture calcaire et surtout volcanoclastique du Permien moyen-supérieur - Trias (Maitai Group) ;

- des formations volcanoclastiques très déformées (Caples-Pelorus Group) ;

- l'ensemble très puissant de grès, arkoses, pélites à rares passées volcaniques basiques et radiolarites du Torlesse Supergroup d'âge permien - crétacé inférieur, à valeur de prisme d'accrétion.

Des laves associées d'une part à des radiolarites du Permien (Kazanien-Tatarien), d'autre part à des calcaires à Fusulines d'affinités téthysiennes de même âge (Caridroit & Ferrière, 1988 ; Vachard & Ferrière, 1991) témoignent de l'existence de sea-mounts de cet âge sur la croûte océanique supportant le cône détritique qui a donné le prisme d'accrétion du Torlesse.

Des éléments appartenant à l'orogénèse Rangitata, difficiles à interpréter, existent également à l'ouest de l'Arc Brook Street. Ce sont notamment des granites d'âge crétacé inférieur [Bradshaw, 1993] (fig. 14 et 15).

## 4) Evolution de la marge active Rangitata

### a) Evolution du prisme d'accrétion du Torlesse

Cet ensemble, dont l'épaisseur dépasserait 20 km, constitue plus de la moitié du soubassement de la Nouvelle-Zélande. Il se serait formé aux dépens d'un vaste cône détritique sous-marin, comparable à ceux du Gange et de l'Indus, déposé sur la plaque plongeante et véhiculé par celle-ci jusqu'au niveau de la subduction (fig. 15). La durée de la subduction (300-100 Ma) et l'importance en volume du cône détritique initial expliquent le développement exceptionnel du prisme d'accrétion du Torlesse. Ce dernier serait en fait constitué de deux sous-ensembles à valeur de prismes d'accrétion élémentaires (PAE) séparés par un ensemble à blocs (Esk Head Melange). Le premier PAE se serait développé du Permien au Jurassique *p.p.* et le second du Jurassique *p.p.* au Crétacé inférieur. Les études de détail ont mis en évidence plusieurs phases tectoniques majeures au sein du Torlesse (Bradshaw, 1989). Un métamorphisme important, allant jusqu'à des faciès à biotite et grenat, affecte une partie de cet ensemble. Ceci contribue à la transformation du prisme en un bloc de type "continental".

### b) Le problème des ophiolites (obduction anté-100 Ma)

Pendant que le prisme d'accrétion se développe, les ophiolites de la Dun Mountain Ophiolitic Belt se mettent en place à partir d'un bassin situé entre l'arc volcanique Brook Street à l'ouest et le prisme d'accrétion à l'est. Ces ophiolites présentent la particularité d'affleurer sur une étroite bande de plusieurs centaines de km de longueur et quelques km de largeur. Leur position géographique par rapport à l'arc Brook Street a fait dire qu'il s'agissait d'ophiolites d'avant-arc (Coombs *et al.*, 1976 ; Davis *et al.*, 1979). Cependant, ce linéament, qui reflète probablement la géométrie du bassin initial, évoque tout autant des bassins allongés comme celui des Tonga-Kermadec ou des

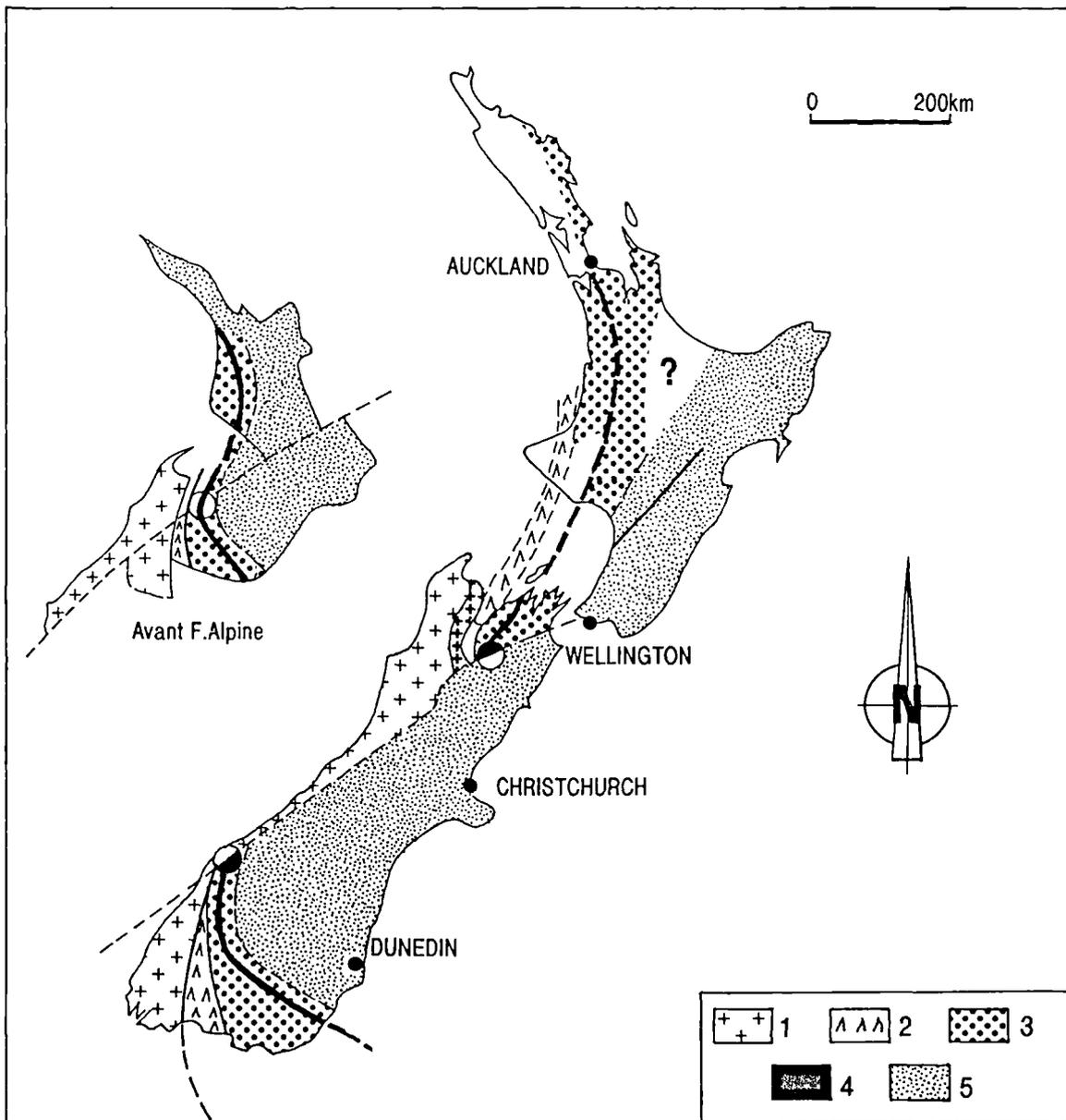


Fig. 14. — Schéma structural des terrains des cycles Tuhua (anté-300 Ma) et Rangitata (300-100 Ma). 1 : blocs continentaux anciens (cycle Tuhua) ; 2 : arc volcanique calco-alkalin débutant au Permien inférieur-moyen (cycle Rangitata) ; 3 : sédiments permo-mésozoïques volcanoclastiques ; 4 : ophiolites (Dun Mountain Ophiolitic Belt) ; 5 : prisme d'accrétion du Torlesse.

Fig. 14. — Structural sketch of the Tuhua (before -300Ma) and Rangitata (-300-100Ma) cycles terranes. 1- older continental blocks (Tuhua), 2- calk-alkaline volcanic arc beginning in Early-Middle Permian times (Rangitata), 3- volcanoclastic Permian-Mesozoic sediments, 4- ophiolites (Dun Mountain Ophiolitic Belt), 5- Torlesse accretionary prism.

Mariannes dont on sait qu'ils sont de type arrière-arc actif puisqu'ils sont situés entre un arc volcanique résiduel et l'arc actif qui borde la fosse. Ce bassin étroit aurait été ensuite soumis à une transpression majeure expliquant l'allure des affleurements ophiolitiques. Ce modèle (Ferrière, 1987) (fig. 15) explique facilement la présence constante de niveaux carbonatés sur l'ensemble des ophiolites (dépôt sur croûte chaude de faible profondeur correspondant à l'ouverture du bassin) alors que cela s'explique plus difficilement dans l'hypothèse d'un simple bassin avant-arc sur une croûte océanique relativement ancienne, puisque plus âgée que l'arc qu'elle supporte.

### c) Evolution d'ensemble de la marge active Rangitata et bilan

Bien que l'activité de l'arc volcanique Brook Street soit moins bien connue au Mésozoïque qu'au Permien, différents indices (traces de volcanisme, construction constante du prisme...) permettent de conclure que la subduction a fonctionné de façon quasi-constante du Permien ( $\approx 300$  Ma) au "Crétacé moyen" ( $\approx 100$  Ma).

Pendant que le prisme d'accrétion du Torlesse se développe et se "continentalise" sous l'effet du

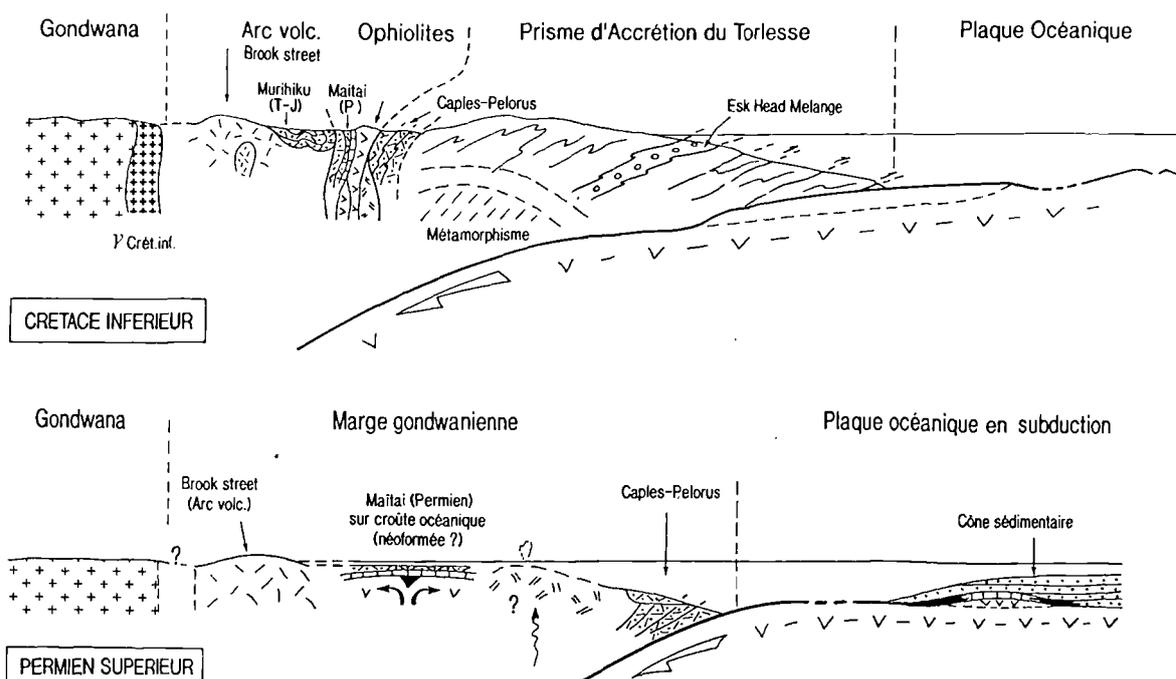


Fig. 15. — Coupes schématiques de la marge périgondwanienne Rangitata au Permien supérieur (avant l'obduction des ophiolites) et au Crétacé inférieur (après l'obduction).

Fig. 15. — Schematic sections of the Rangitata perigondwanan margin in Late Permian (before the obduction of ophiolites) and Early Cretaceous (after obduction) times.

métamorphisme, les ophiolites se mettent en place soit par sous-charriage du prisme (ophiolites d'avant-arc) soit par compression d'un bassin situé entre l'arc résiduel (Brook Street) et un arc actif mineur. Il est à noter que cette compression conduira au contact entre le prisme continentalisé (Torlesse) et le bloc gondwanien plus occidental, en donnant naissance à une collision d'un type particulier (Ferrière, 1987) puisqu'elle met en jeu un prisme d'accrétion. A la suite de cette collision, le bloc gondwanien ancien (Tuhua) sera lui-même affecté par des déformations et du magmatisme acide vers la fin du cycle Rangitata.

L'existence de contacts tectoniques, dont certains pourraient être majeurs, entre les différents ensembles constituant la marge active (notion de "terranes", Bishop *et al.*, 1985) apporte quelques incertitudes quant à la reconstitution de cette marge au Mésozoïque; cependant les grandes lignes de l'interprétation restent valables.

En résumé, le bilan de cette orogénèse bordière pour le bloc continental gondwanien correspond, d'une part, à une adjonction d'éléments marginaux par accrétion frontale ou collage avec décrochements (prisme du Torlesse, ophiolites de la Dun Mountain Belt, voire arc Brook Street), d'autre part, à des intrusions tardives, pour partie granitiques, directement en son sein.

### 5) La mort de la marge active périgondwanienne

Vers -100 Ma, les traces d'activité de la marge active périgondwanienne disparaissent. Les derniers témoins d'activité de cette marge correspondent :

- aux déformations affectant les terrains d'âge crétacé inférieur au niveau du prisme d'accrétion. Le Crétacé supérieur est plus (au sud) ou moins (au nord) discordant selon les lieux ;

- aux âges des transformations métamorphiques les plus récentes et surtout aux âges des granites les plus occidentaux. Certains de ceux-ci sont datés de 115 Ma (Bradshaw, 1993);

- aux formations volcaniques calco-alcalines du Mont Somers présentes dans la partie orientale de l'île du Sud d'âge 85-98 Ma (Oliver & Keene, 1989). Celles-ci pourraient même constituer un dernier "souvenir" de la marge active au cœur d'une marge devenue inactive (retard possible du volcanisme d'arc).

Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer cet arrêt de la marge active (Bradshaw, 1989 ; Bradshaw *et al.*, 1993 ; Ferrière & Chanier, 1993):

- l'arrivée d'une dorsale océanique dans la zone de subduction, à l'image du secteur californien ;

- l'arrivée d'un plateau volcanique très épais dans la subduction ;

- une modification majeure des pôles de rotation des plaques.

Quoi qu'il en soit, il s'agit là d'une réorganisation majeure du système de plaques dans l'ensemble du secteur concerné. Peu après l'arrêt de la subduction, l'ouverture de la mer de Tasman (90-60 Ma) isole la Nouvelle-Zélande du

bloc australien mais, à cette époque, l'ensemble gondwanien a déjà explosé en plusieurs sous-ensembles.

### CONCLUSION (A.B.)

La notion de Gondwana a fluctué au cours des vingt-cinq dernières années, depuis l'énoncé de la théorie de la tectonique des plaques. On a longtemps cru qu'il s'agissait d'une masse continentale méridionale unique, compacte, ayant existé depuis le Précambrien jusqu'au Trias. En fait, il semble que le Gondwana soit né du collage de cratons protérozoïques séparés, répartis à la périphérie d'une première Pangée. Il se serait formé au cours du Cambrien. Sa migration dans le sens horaire aurait amené l'ouest du Gondwana au contact de blocs septentrionaux, rassemblés en un Continent des Vieux Grès Rouges, dès le Dévonien pour former l'ébauche d'une seconde Pangée. Celle-ci s'est augmentée d'autres éléments (Sibérie, Kazakhstan, Extrême

Orient Russe, Chine, etc.) au cours du Permo-Carbonifère. Cependant une véritable Pangée, regroupant l'ensemble des continents n'a jamais existé. En effet, chaque époque géologique a connu un certain nombre de microcontinents et/ou "terrane" issus du Gondwana et dérivant au sein d'un océan, tels que les terrains allochtones du Japon et de l'ouest de l'Amérique du Nord au Permien. Les marges périgondwaniennes ont ainsi eu une histoire mouvementée comme nous l'avons illustré à partir de quelques exemples: la corne sud de l'Amérique du Sud au Paléozoïque, l'élément Armorica de sa marge NW avant le Dévonien, la Nouvelle-Zélande, avant le Crétacé supérieur, où l'on note l'existence d'une subduction sur 200 millions d'années ( $\approx 300$  à  $\approx 100$ Ma).

**Remerciements.** — Nous tenons à remercier F. Debrenne (Paris), R. Cloutier (Villeneuve d'Ascq) et J.-C. Rage (Paris) pour les informations et les copies d'articles qu'ils nous ont fournies sur la paléogéographie du Cambrien, la répartition des Amphibiens et les relations entre l'Inde et l'Asie. F. Meilliez (Vill. d'Ascq) a relu et commenté une partie du texte original.

### BIBLIOGRAPHIE

- BAKSI A.K. (1994).- Geochronological studies on whole-rock basalts, Deccan Traps, India: evaluation of the timing of volcanism relative to the K-T boundary. *Earth. Planet. Sci. Letters*, 121 (1/2): 43-56.
- BARRON E.J. (1987).- Global Cretaceous paleogeography - International Geologic Correlation Program Project 191. (in BARRON E.J. ed., *Cretaceous Paleogeography.*) *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 59 (1-3): 207-214.
- BARRON E.J., HARRISON C.G.A., SLOAN J.L. & HAY W.W. (1981).- Paleogeography, 180 million years ago to the present. *Ecolae Geol. Helv.*, 74 (2): 443-470.
- BASSOULLET J.-P., COLCHEN M., GILBERT E., MARCOUX J., MASCLE G., SÛTRE E. & VAN HAVER T. (1986).- L'orogène himalayen au Crétacé. (in BUFFETAUT E., JAEGER J.-J. & RAGE J.-C. organ., *Paléogéographie de l'Inde, du Tibet et du Sud-Est Asiatique: confrontation des données paléontologiques avec les modèles géodynamiques*, Table Ronde Soc. Géol. Fr./C.N.R.S., Paris, 1983). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, N.S., 147 [1984]: 9-20.
- BHATTIA S.B., RANA R.S. (1986).- Palaeogeographic implications of the Charophyta and Ostracoda of the Inter-trappean beds of Peninsular India. (in BUFFETAUT E., JAEGER J.-J. & RAGE J.-C. organ., *Paléogéographie de l'Inde, du Tibet et du Sud-Est Asiatique: confrontation des données paléontologiques avec les modèles géodynamiques*, Table Ronde Soc. Géol. Fr./C.N.R.S., Paris, 1983). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, N.S., 147 [1984]: 29-35.
- BISHOP D.G.; BRADSHAW J.D. & LANDIS C.A. (1985).- Provisional terrane map of South Island, New Zealand. (in HOWELL, D.G. ed., *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region*). Houston, Circum Pacific Council for Minerals and Energy, p. 515-521.
- BLACK R. (1985).- Le Pan-Africain et son influence sur l'évolution géologique au Phanérozoïque. (in BLACK R. ed., *Evolution géologique de l'Afrique - Séminaire de formation. Compte-rendu des conférences*). C.I.F.E.G. Publ. Occasion. 1985/4: 115-141.
- BLIECK A. (1982).- Les grandes lignes de la biogéographie des Hétérostracés du Silurien supérieur-Dévonien inférieur dans le domaine nord-atlantique. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 38: 283-316.
- BLIECK A., BRICE D., FEIST R., GUILLOT F., MAJESTE-MENJOUAS C. & MEILLIEZ F. (1988).- The Devonian of France and Belgium. (in McMILLAN N.J., EMBRY A.F. & GLASS D.J. eds, *Devonian of the World*, Proc. II Intern. Symp. Devonian System, Calgary, 1987). *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 14, 1: 359-400.
- BLIECK A. & JANVIER P. (1991).- Silurian vertebrates. (in BASSETT M.G., LANE P.D. & EDWARDS D. eds, *The Murchison Symposium*, Proc. Intern. Confer. Silurian System, Keele, 1989). *Palaeontology Spec. Paper* 44: 345-389.
- BLIECK A. & MEILLIEZ F. (1993).- Paléogéographies et biogéographies de l'Europe occidentale au Paléozoïque (compte-rendu Congr. Gr. Fr. Paléoz./Soc. Géol. Fr., Villeneuve d'Ascq, 1992). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, C.R. somm. séances 1992, suppl. 164 (4): 20-21.
- BLUNDELL D., FREEMAN R. & MUELLER S. eds (1992).- A continent revealed: the European Geotraverse. Cambridge Univ. Press, 275 pp., 117 figs, 25 pl.
- BOUCHARDON J.L., SANTALLIER D., BRIAND B., MENOT R.P. & PIBOULE M. (1989).- Eclogites in the French Palaeozoic Orogen: geodynamic significance. (in MATTE P. & ZWART H.J. eds, *Palaeozoic plate tectonics with emphasis on the European Caledonian and Variscan belts*, E.U.G., Strasbourg, 1987). *Tectonophysics*, 169 (4): 317-332.
- BOUCOT A.J. (1985).- Late Silurian-Early Devonian biogeography, provincialism, evolution and extinction. (in CHALONER W.G. & LAWSON J.D. eds, *Evolution and environment in the late Silurian and early Devonian*, Roy. Soc. Discussion Meet., London, 1984). *Phil. Tr. Roy. Soc. London*, B 309 (1138): 323-339.
- BOUCOT A.J. & GRAY J. (1983).- A Paleozoic Pangaea. *Science*, 222 (4624): 571-581.
- BRADSHAW J.D. (1989).- Cretaceous geotectonic patterns in the New Zealand region. *Tectonics*, 8: 803-820.
- BRADSHAW J.D. (1993).- A review of the Median Tectonic Zone: terrane boundaries and terrane amalgamation near the Median Tectonic Line. *New Zealand Jl. Geol. Geophys.*, 36 (1): 117-125.
- BRADSHAW J.D., ADAMS C.J. & ANDREWS P.B. (1981).- Carboniferous to Cretaceous on the Pacific margin of Gondwana: the Rangitata phase of New Zealand. (in CRESSWELL M.M. & VELLA P. eds, *Gondwana five*). Rotterdam, Balkema, p. 217-221.
- BRADSHAW M.A. & WEBERS G.F. (1988).- The Devonian rocks of Antarctica. (in McMILLAN N.J., EMBRY A.F. & GLASS D.J. eds, *Devonian of the World*, Proc. II Intern. Symp. Devonian System, Calgary, 1987). *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 14, 1: 783-795.
- BRIGGS J.C. (1990).- The historic biogeography of India: isolation or contact? *Syst. Zool.*, 38 (4) [1989]: 322-332.

- BUFFETAUT E. (1990).- Comment. (in Comments and reply on "Paleontological view of the ages of the Deccan Traps, the Cretaceous/Tertiary boundary, and the India-Asia collision"). *Geology*, 18 (2): 186.
- BUFFETAUT E. (1991).- La disparition des dinosaures. *Encyclopædia Universalis, Universalis* 1991: 278-282.
- BURRETT C., LONG J.A. & STAIT B. (1990).- Early-Middle Palaeozoic biogeography of Asian terranes derived from Gondwana. (in MCKERROW W.S. & SCOTSE C.R. eds, *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*, Symp. Oxford, 1988). *Geol. Soc. London, Mem.* 12: 163-174.
- CARIDROIT M. & FERRIÈRE J. (1988).- Premières datations précises du Paléozoïque par Radiolaires en Nouvelle-Zélande. Intérêts géologique et paléontologique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, II: 321-326.
- CHATTERJEE S. (1986).- The drift of India: a conflict in plate tectonics. (in BUFFETAUT E., JAEGER J.-J. & RAGE J.-C. organ., *Paléogéographie de l'Inde, du Tibet et du Sud-Est Asiatique: confrontation des données paléontologiques avec les modèles géodynamiques*, Table Ronde Soc. Géol. Fr./C.N.R.S., Paris, 1983). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, N.S., 147 [1984]: 43-48.
- CHATTERJEE S. & HOTTON III N. (1986).- The paleoposition of India. *Jl. Southeast Asian Earth Sci.*, 1 (3): 145-189.
- CLARK R.H., VELLA P. & WATERHOUSE J.B. (1967).- The Permian at Parapara Peak, northwest Nelson. *New Zealand Jl. Geol. Geophys.*, 10: 232-246.
- COCKS L.R.M. & SCOTSE C.R. (1991).- The global biogeography of the Silurian period. (in BASSETT M.G., LANE P.D. & EDWARDS D. eds, *The Murchison Symposium*, Proc. Intern. Confer. Silurian System, Keele, 1989). *Palaeontology Spec. Paper* 44: 109-122.
- Collectif (1988).- *Encyclopædia Universalis. Symposium: les chiffres du monde*. Encycl. Univ. édit., Paris.
- COOMBS D.S., LANDIS C.A., NORRIS R.J., SINTON J.M., BORNS D.J. & CRAW D. (1976).- The Dun Mountain Ophiolite Belt, New Zealand, its tectonic setting, constitution, and origin, with special reference to the southern portion. *Amer. Jl. Sci.*, 276: 561-603.
- COOPER R.A. (1989).- Early Paleozoic terranes of New Zealand. *Jl. Roy. Soc. New Zealand*, 19: 73-112.
- COURJAULT-RADE P., DEBRENNE F. & GANDIN A. (1992).- Palaeogeographic and geodynamic evolution of the Gondwana continental margins during the Cambrian. *Terra Nova*, 4: 657-667.
- COURTILLOT V. (1990a).- Pourquoi les dinosaures ont-ils disparu: une éruption volcanique? *Pour La Science*, 158: 40-48.
- COURTILLOT V. (1990b).- L'activité volcanique à l'origine de l'extinction des espèces? (in *La Terre, de l'observation à la modélisation*). *Le Courrier du CNRS*, 76: 56-57.
- COWIE J.W. & BASSETT M.G. (1989).- International Union of Geological Sciences: 1989 Global Stratigraphical Chart with geochronometric and magnetostratigraphic calibration. *Episodes*, Suppl. 12 (2): 1p.
- CROOK K.A.W. & FEARY D.A. (1982).- Development of New Zealand according to the fore-arc model of crustal evolution. (in PACKHAM G.H. ed., *The evolution of the India-Pacific plate boundaries*). *Tectonophysics*, 87: 65-107.
- DAVIS T.E., JOHNSTON M.R., RANKIN P.C. & STULL R.J. (1980).- The Dun Mountain Ophiolite Belt in east Nelson, New Zealand. *Proc. Intern. Ophiolite Symp.* (Cyprus, 1979), p. 480-496.
- DEBRENNE F. & ZHURAVLEV A. (1992).- Irregular archaeocyaths. Morphology, ontogeny, systematics, biostratigraphy, palaeoecology. *Cah. Paléont.*, CNRS, Paris, 212 pp., 38 pls.
- DE WIT M.J. (1986).- Digitized geological map of Gondwana. *S. Afrk. Tydskr. Wetensk./S. Afrk. Jl. Sci.*, 82 (10): 527.
- DOLLFUS A. (1991).- Evolution des corps planétaires. (in *La mobilité des continents, la tectonique des plaques et l'expansion de la Terre*, 107e Congr. A.F.A.S., Orléans, 1989). *Sciences*, 91 (2-3): 47-59.
- DUELLMAN W.E. & TRUEB L. (1986).- *Biology of Amphibians*. McGraw-Hill, New York, 670 pp.
- DURAND-DASTES F. & FURON R. (1990).- Inde: A. géographie. *Encyclopædia Universalis, Corpus*, 12: 13-24.
- ERDTMANN B.D. (1991).- The post-Cadomian Early Palaeozoic tectonostratigraphy of Germany (attempt at an analytical review). (in Proc. Intern. Meet. Caledonides Midlands Brabant, Brussels, 1989). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 114 (1): 19-43.
- FEISMANTELO O. (1877-1886).- The fossil flora of the Gondwana System. *Paleont. Indica*. Vols I-IV,
- FERRIÈRE J. (1987).- Nouvelle-Zélande : quelques aspects de la "Tectonique alpine", post-Carbonifère, d'une chaîne péripacifique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, II: 615-618.
- FERRIÈRE J. & CHANIER F. (1993).- La tectonique des plaques à l'épreuve de la réalité : SW Pacifique et Nouvelle-Zélande. *Géochronique*, 45: 14-20.
- FORTEY R.A. & COCKS L.R.M. (1992).- The early Palaeozoic of the North Atlantic region as a test case for the use of fossils in continental reconstruction. *Tectonophysics*, 206: 147-158.
- FORTEY R.A. & MELLISH C.J.T. (1992).- Are some fossils better than others for inferring palaeogeography? The early Ordovician of the north Atlantic region as an example. *Terra Nova*, 4: 210-216.
- GAYET M., RAGE J.-C. & RANA R.S. (1986).- Nouvelles ichthyofaune et herpétofaune de Gitti Khadan, le plus ancien gisement connu du Dévonien (Crétacé/Paléocène) à microvertébrés. Implications paléogéographiques. (in BUFFETAUT E., JAEGER J.-J. & RAGE J.-C. organ., *Paléogéographie de l'Inde, du Tibet et du Sud-Est Asiatique: confrontation des données paléontologiques avec les modèles géodynamiques*, Table Ronde Soc. Géol. Fr./C.N.R.S., Paris, 1983). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, N.S., 147 [1984]: 55-65.
- GIGNOUX M. (1950).- *Géologie stratigraphique*. Masson, Paris, 4<sup>e</sup> édition.
- GROENEWALD P.B., GRANTHAM G.H. & WATKEYS M.K. (1991).- Geological evidence for a Proterozoic to Mesozoic link between southeastern Africa and Dronning Maud Land, Antarctica. *Jl. Geol. Soc. London*, 148 (6): 1115-1123.
- HARTENBERGER J.-L. (1982).- Exemples de données géophysiques et paléontologiques antinomiques dans le Tertiaire ancien. (in *Biogéographie et tectonique des plaques*, séance spéc. Soc. Géol. Fr./Assoc. Paléont. Fr., Brest, 1982). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7<sup>e</sup> sér., 24 (5-6): 927-933.
- HARTENBERGER J.-L. (1984).- Aspects biogéographiques des études sur les Rongeurs de l'Eocène d'Asie. (in BUFFETAUT E., MAZIN J.-M. & SALMON E. eds, *Actes Symp. Paléont. G. Cuvier*, Montbéliard, 1982): 263-271.
- HOFFMAN P.F. (1991).- Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, 252 (5011): 1409-1412.
- JAEGER J.-J., COURTILLOT V. & TAPPONNIER P. (1989).- Paleontological view of the ages of the Deccan Traps, the Cretaceous/Tertiary boundary, and the India-Asia collision. *Geology*, 17: 316-319.
- JAEGER J.-J. & RAGE J.-C. (1990).- Reply. (in Comments and reply on "Paleontological view of the ages of the Deccan Traps, the Cretaceous/Tertiary boundary, and the India-Asia collision"). *Geology*, 18 (2): 186-188.
- JANVIER P. & BLIECK A. (1993).- The Silurian-Devonian agnathan biostratigraphy of the Old Red Continent. (in LONG J.A. ed., *Palaeozoic vertebrate biostratigraphy and biogeography*). Bellhaven Press, London, 4: 67-86.
- JOHNSTON M.R. (1990).- Geology of the St Arnaud District, Southeast Nelson (Sheet N 29). *New Zealand Geol. Surv. Bull.*, 99: 1-119.

- LALLEMAND S. & MALAVIEILLE J. (1992).- L'érosion profonde des continents. *La Recherche*, 249: 1388-1397.
- LAWVER L.A. & SCOTese C.R. (1987).- A revised reconstruction of Gondwanaland. (in McKENZIE G.D. ed., *Gondwana Six: structure, tectonics, and geophysics*). *Amer. Geophysic. Union, Geophys. Monogr.* 40: 17-23.
- LI Z.-X., POWELL C.McA. & TRENCH A. (1993).- Palaeozoic global reconstructions. (in LONG J.A. ed., *Palaeozoic vertebrate biostratigraphy and biogeography*). Belhaven Press, London, 2: 25-53.
- MASSON P. (1987).- La géologie de Mars. (in DARS R. & MASSON P. organ., *Planétologie*, séance spéc. Soc. Géol. Fr., Paris, 1985). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8<sup>e</sup> sér., 3 (1): 31-41.
- MARTINEZ C. (1980).- Géologie des Andes Boliviennes: structure et évolution de la chaîne andine dans le nord de la Cordillère des Andes de Bolivie. *Trav. Doc. ORSTOM*, 119: 352 pp., 120 fig., 12 pl., carte h.t.
- MARTINEZ-CATALAN J.R. (1990).- A non-cylindrical model for the allochthonous terranes in the Hercynian belt of western Europe. (in *Intern Confer. Paleozoic Orogens in Central Europe*, IGCP 233, Göttingen-Gießen, 1990). Abstracts: 4 pp.
- MATTAUER M. & MERCIER J.-L. (1990).- Himalayenne (Chaîne). *Encyclopædia Universalis, Corpus*, 11: 422-431.
- McKERROW W.S., DEWEY J.F. & SCOTese C.R. (1991).- The Ordovician and Silurian development of the Iapetus ocean. (in BASSETT M.G., LANE P.D. & EDWARDS D. eds, *The Murchison Symposium*, Proc. Intern. Confer. Silurian System, Keele, 1989). *Palaeontology Spec. Paper* 44: 165-178.
- McKERROW W.S. & ZIEGLER A.M. (1972).- Palaeozoic oceans. *Nature*, 240 (100): 92-94.
- MEILLIEZ F., avec la collabor. de ANDRE L., BLIECK A., FIELITZ W., GOFFETTE O., HANCE L., KHATIR A., MANSY J.-L., OVERLAU P. & VERNIERS J. (1992).- Ardenne-Brabant. (in PIQUE A. coord., *les massifs anciens de France*, T.I: Ardenne-Massif Armoricaïn-Massif Central). *Sci. Géol., Bull.*, 44 (1-2) [1991]: 3-29.
- METCALFE I. (1989).- Carboniferous and Permian palaeogeography of southeast Asia. (in JIN Yugan & LI Chun eds, *Onz. Congr. Intern. Stratigr. Géol. Carbonifère*, Beijing, 1987). C.R., T. 4, Nanjing Univ. Press, p. 245-264.
- MILLER J.D. & KENT D.V. (1988).- Paleomagnetism of the Silurian-Devonian Andreas redbeds: evidence for an Early Devonian supercontinent? *Geology*, 16: 195-198.
- MORZADEC P., PARIS F., PLUSQUELLEC Y., RACHEBŒUF P. & WEYANT M. (1988).- Devonian stratigraphy and paleogeography of the Armorican Massif (western France). (in McMILLAN N.J., EMBRY A.F. & GLASS D.J. eds, *Devonian of the World*, Proc. II Intern. Symp. Devonian System, Calgary, 1987). *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 14, I: 401-420.
- NATHAN S., ANDERSON H., COOK R., HERZER R., HOSKINS R., RAINE J. & SMALE D. (1986).- Cretaceous and Cenozoic sedimentary basins of the West Coast Region, South Island, New Zealand. *New Zealand Geol. Surv. Basin Studies*, 1: 1-90.
- NIE Shangyou, ROWLEY D.B. & ZIEGLER A.M. (1990).- Constraints on the locations of Asian microcontinents in Palaeo-Tethys during the Late Palaeozoic. (in McKERROW W.S. & SCOTese C.R. eds, *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*, Symp. Oxford, 1988). *Geol. Soc. London, Mem.* 12: 397-409.
- NUR A. (1984).- Oceanic plateaus and accreted terranes: the view from western North America. (in CHARVET J. organ., *Tectonique cassante en distension et coulissement*). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 103 (2-3): 377-386.
- NUR A. & BEN-AVRAHAM Z. (1982).- Oceanic plateaus, the fragmentation of continents, and mountain building. *Jl. Geophys. Res.*, 87, B5: 3644-3661.
- OLIVER P.J. & KEENE H.W. (1989).- Carte "Mount Somers". 1/50 000, feuille K 36 AC - K 35 p.p. *New Zealand Geol. Surv. D. S. I. R.*
- OWEN H.G. (1983).- Atlas of continental displacement, 200 million years to the present. Cambridge Earth Sci. Ser., Cambridge Univ. Press, 159 pp., 76 maps.
- PARIS F. & ROBARDET M. (1990).- Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions. (in MATTE P. ed., *Terranes in the Variscan belt of Europe and circum-Atlantic Paleozoic Orogens*, IGCP 233, Montpellier, 1988). *Tectonophysics*, 177 (1-3): 193-213.
- PATRIAT P., SEGOUFIN J., SCHLICH R., GOSLIN J., AUZENDE J.-M., BEUZART P., BONNIN J. & OLIVET J.-L. (1982).- Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7<sup>e</sup> sér., 24 (2): 363-373.
- PATTERSON C. & OWEN H.G. (1991).- Indian isolation or contact? A response to Briggs. *Syst. Zool.*, 40 (1): 96-100.
- PELTZER G., GILLET P. & TAPPONNIER P. (1984).- Formation des failles dans un matériau modèle: la plasticine. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7<sup>e</sup> sér., 26 (1): 161-168.
- PICKERING K.T., BASSETT M.G. & SIVETER D.J. (1988).- Late Ordovician-Early Silurian destruction of the Iapetus ocean: Newfoundland, British Isles, and Scandinavia - a discussion. *Tr. Roy. Soc. Edinburgh*, 79: 361-382.
- PINOT J.-P. (1990).- Indien (Océan). *Encyclopædia Universalis, Corpus*, 12: 144-152.
- PIPER J.D.A. (1976).- Palaeomagnetic evidence for a Proterozoic super-continent. (in SUTTON J., SHACKLETON R.M. & BRIDEN J.C., A discussion on global tectonics in Proterozoic times). *Phil. Tr. Roy. Soc. London*, A, 280 (1298): 469-490.
- PIPER J.D.A. (1982).- The Precambrian palaeomagnetic record: the case for the Proterozoic supercontinent. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59 (1): 61-89.
- PIQUE A. (1992).- Les massifs anciens de France, segments de la chaîne varisque d'Europe occidentale. (in PIQUE A. coord., *Les massifs anciens de France*. II: Vosges, Alpes, Provence, Corse, Pyénées). *Sci. Géol., Bull.*, 44 (3-4) [1991]: 371-385.
- POUCHEPADASS J. & HURTIG C. (1990).- Inde: B. Histoire. *Encyclopædia Universalis, Corpus*, 12: 24-40.
- PRASAD G.V.R. & RAGE J.-C. (1991).- A discoglossid frog in the latest Cretaceous (Maastrichtian) of India. Further evidence for a terrestrial route between India and Laurasia in the latest Cretaceous. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313, II: 273-278.
- QUENARDEL J.-M., PIQUE A., SANTALLIER D., ROLET J. & BOGDANOFF S. (1990).- The French Palaeozoic terrane complexes. (in *Palaeozoic Orogens in Central Europe*, Intern. Confer. IGCP 233, Göttingen-Gießen, 1990). Abstracts: 4 pp.
- QUENARDEL J.-M., SANTALLIER D., BURG J.-P., BRIL H., CATHELINÉAU M. & MARIGNAC C. (1992).- Le Massif Central. (in PIQUE A. coord., *Les massifs anciens de France*. I: Ardenne, Massif Armoricaïn, Massif Central). *Sci. Géol., Bull.*, 44 (1-2) [1991]: 105-206.
- RAGE J.-C. (1992).- L'Inde et l'Asie: les deux blocs se touchaient déjà il y a 65 millions d'années. *Pour La Science*, 179: 18.
- RAMOS V.A. (1988).- Late Proterozoic-Early Palaeozoic of South America - a collisional history. *Episodes*, 11 (3): 168-174.
- RICOU L.E., BESSE J., MARCOUX J. & PATRIAT P. (1990).- Une reconstruction du Gondwana révisée à partir de données pluridisciplinaires. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311, II: 463-469.
- RITCHIE A., WANG Shitao, YOUNG G.C. & ZHANG Guorui (1992).- The Sinolepidae, a family of antiarchs (placoderm fishes) from the Devonian of South China and Eastern Australia. *Rec. Austral. Mus.*, 44: 319-370.
- ROBARDET M., BLAISE J., BOUYX E., GOURVENNEC R., LARDEUX H., LE HERISSE A., LE MENN J., MELOU M., PARIS F., PLUSQUELLEC Y., PONCET J., REGNAULT S., RIOULT M. & WEYANT M. (1993).- Paléogéographie de l'Europe occidentale de l'Ordovicien au Dévonien. (in BLIECK A. & MEILLIEZ F. organ., *Paléogéographies et biogéographies de l'Europe occidentale au Paléozoïque*, séance spéc. Gr. Fr. Paléoz./Soc. Géol. Fr., Villeneuve d'Ascq, 1992). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 164 (5): 683-695.

- ROBARDET M., PARIS F. & RACHEBŒUF P.R. (1990).- Palaeogeographic evolution of southwestern Europe during Early Palaeozoic times. (in McKERROW W.S. & SCOTÉSE C.R. eds, *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*, Symp. Oxford, 1988). *Geol. Soc. London, Mem.* 12: 411-419.
- ROSS J.R.P. & ROSS C.A. (1990).- Late Palaeozoic bryozoan biogeography. (in McKERROW W.S. & SCOTÉSE C.R. eds, *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*, Symp. Oxford, 1988). *Geol. Soc. London, Mem.* 12: 353-362.
- SAHNI A., KUMAR K., HARTENBERGER J.-L., JAEGER J.-J., RAGE J.-C., SUDRE J. & VIANEY-LIAUD M. (1982).- Microvertébrés nouveaux des Trapps du Deccan (Inde): mise en évidence d'une voie de communication terrestre probable entre la Laurasie et l'Inde à la limite Crétacé-Tertiaire. (in *Biogéographie et tectonique des plaques*, séance spéc. Soc. Géol. Fr./Assoc. Paléont. Fr., Brest, 1982). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7<sup>e</sup> sér., 24 (5-6): 1093-1099.
- SAHNI A., RANA R.S. & PRASAD G.V.R. (1987).- New evidence for paleobiogeographic intercontinental Gondwana relationships based on Late Cretaceous-Earliest Paleocene coastal faunas from Peninsular India. (in McKENZIE G.D. ed., *Gondwana Six: stratigraphy, sedimentology, and paleontology*, Proc. VI Intern. Gondwana Symp., Columbus, Ohio, 1985). *Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr.*, 41: 207-218.
- SCOTÉSE C.R. & McKERROW W.S. (1990).- Revised world maps and introduction. (in McKERROW W.S. & SCOTÉSE C.R. eds, *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*, Symp. Oxford, 1988). *Geol. Soc. London, Mem.* 12: 1-21.
- SCOTÉSE C.R. & McKERROW W.S. (1991).- Ordovician plate tectonic reconstructions. (in BARNES C.R. & WILLIAMS S.H. eds, *Advances in Ordovician geology*, Proc. V Intern. Symp. Ordovician System, St John's, Newfoundland, 1988). *Geol. Surv. Can., Paper* 90-9: 271-282.
- SENGÖR A.M.C. & HSÜ K.J. (1986).- The Cimmerides of Eastern Asia: history of the eastern end of Palaeo-Tethys. (in BUFFETAUT E., JAEGER J.-J. & RAGE J.-C. organ., *Paléogéographie de l'Inde, du Tibet et du Sud-Est Asiatique: confrontation des données paléontologiques avec les modèles géodynamiques*, Table Ronde Soc. Géol. Fr./C.N.R.S., Paris, 1983). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, N.S., 147 [1984]: 139-167.
- SOPER N.J., STRACHAN R.A., HOLDSWORTH R.E., GAYER R.A. & GREILING R.O. (1992).- Sinistral transpression and the Silurian closure of Iapetus. *Jl. Geol. Soc. London*, 149: 871-880.
- SPÖRLI K.B. (1978).- Mesozoic tectonics, North Island, New Zealand. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89: 415-425.
- SUGGATE R.P., STEVENS G.R. & TE PUNGA M.T. (1978).- Geology of New Zealand. Wellington, Government Printer. 2 vols, 820 pp.
- TALENT J.A., GRATSIANOVA R.T. & YOLKIN E.A. (1987).- Prototethys: fact or phantom? Palaeobiogeography in relation to the crustal mosaic for the Asia-Australia hemisphere in Devonian-Early Carboniferous times. (in McKENZIE K.G. ed., *Shallow Tethys 2*). Balkema, Rotterdam, p. 87-111.
- TAPPONNIER P., PELTZER G., LE DAIN A.Y., ARMILIO R. & COBBOLD P. (1982).- Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10 (12): 611-616.
- THEWISSEN J.G.M. (1990).- Comment. (in Comments and reply on "Paleontological view of the ages of the Deccan Traps, the Cretaceous/Tertiary boundary, and the India-Asia collision"). *Geology*, 18 (2): 185.
- THOMAS P.G. & MASSON P. (1987).- Géologie de Mercure. (in DARS R. & MASSON P. organ., *Planétologie*, séance spéc. Soc. Géol. Fr., Paris, 1985). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8<sup>e</sup> sér., 3 (1): 87-94.
- TRENCH A. & TORSVIK T.H. (1992).- The closure of the Iapetus ocean and Tornquist sea: new palaeomagnetic constraints. *Jl. Geol. Soc. London*, 149: 867-870.
- TRIPATHI C. & SINGH G. (1987).- Gondwana and associated rocks of the Himalaya and their significance. (in McKENZIE G.D. ed., *Gondwana Six: stratigraphy, sedimentology, and paleontology*, Proc. VI Intern. Gondwana Symp., Columbus, Ohio, 1985). *Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr.*, 41: 195-205.
- VACHARD D. (1980). Téthys et Gondwana au Paléozoïque supérieur: les données afghanes. Biostratigraphie, micropaléontologie, paléogéographie. *Doc. Trav. I.G.A.L.*, 2: 463 pp., 75 fig., 50 tabl., 35 pl.
- VACHARD D. & FERRIÈRE J. (1991).- Une association à Yabeina (Foraminifère fusulinoïde) dans le Midien (Permien supérieur) de la région de Whangaroa (Baie d'Orua, Nouvelle-Zélande). *Rev. Micropaléontologie*, 34 (3): 201-230.
- VAN DER VOO R. (1988).- Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana, and intervening displaced terranes: comparisons of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100: 311-324.
- VANNIER J.M.C., SIVETER D.J. & SCHALLREUTER R.E.L. (1989).- The composition and palaeogeographical significance of the Ordovician ostracode faunas of Southern Britain, Baltoscandia, and Ibero-Armorica. *Palaeontology*, 32 (1): 163-222.
- VICKERS-RICH P. & RICH T.H. (1993).- Wildlife of Gondwana. The 500-million-year history of vertebrate animals from the ancient southern supercontinent. Reed publ., Australia, 276 pp., 424 figs.
- WATERLOT M. (1985).- La fragmentation du Gondwana. (in BLACK R. ed., *Evolution géologique de l'Afrique - Séminaire de formation. Compte-rendu des conférences*). C.I.F.E.G. Publ. Occasion. 1985/4: 249-263.
- WATERLOT M. & BLIECK A. (1989).- Gondwana. *Encyclopædia Universalis, Corpus*, 10: 570-576.
- WEGENER A. (1915).- Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Sammlung Vieweg, Braunschweig, 23: 94 pp.
- YOUNG G.C. (1987).- Devonian palaeontological data and the Armórica problem. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 60: 283-304.
- YOUNG G.C. (1990).- Devonian vertebrate distribution patterns and cladistic analysis of palaeogeographic hypotheses. (in McKERROW W.S. & SCOTÉSE C.R. eds, *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*, Symp. Oxford, 1988). *Geol. Soc. London, Mem.* 12: 243-255.
- YOUNG G.C. (1993a).- Middle Palaeozoic macrovertebrate biostratigraphy of eastern Gondwana. (in LONG J.A. ed., *Palaeozoic vertebrate biostratigraphy and biogeography*). Belhaven Press, London, 9: 208-251.
- YOUNG G.C. (1993b).- Vertebrate faunal provinces in the Middle Palaeozoic. (in LONG J.A. ed., *Palaeozoic vertebrate biostratigraphy and biogeography*). Belhaven Press, London, 12: 293-323.
- ZIEGLER A.M. (1990).- Phytogeographic patterns and continental configurations during the Permian Period. (in McKERROW W.S. & SCOTÉSE C.R. eds, *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*, Symp. Oxford, 1988). *Geol. Soc. London, Mem.* 12: 363-379.
- ZIEGLER P.A. (1988).- Laurussia - the Old Red Continent. (in McMILLAN N.J., EMBRY A.F. & GLASS D.J. eds, *Devonian of the World*, Proc. II Intern. Symp. Devonian System, Calgary, 1987). *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 14, 1: 15-48.
- ZONENSHAIN L.P., KUZMIN M.I. & KONONOV M.V. (1985).- Absolute reconstructions of the Paleozoic oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74 (1): 103-116.



## ROLE DES FACTEURS DYNAMIQUES DANS LE COLMATAGE DE LA BAIE DE SOMME

### Role of dynamic factors on sediments deposition in the Baie de Somme

par Jacques BEAUCHAMP (\*)

**Résumé.** — De nombreux facteurs dynamiques jouent en faveur du colmatage de la baie de Somme. Les vents dominants de secteur ouest déplacent l'eau superficielle en direction de la baie; ils génèrent des houles obliques à la côte qui produisent une dérive littorale vers le nord. Les cycles de marée sont asymétriques avec un flot de durée plus courte et de vitesse supérieure par rapport au jusant. L'oscillation des masses d'eau ne produit pas de résonance, la décantation est ainsi favorisée en fond de baie.

**Abstract.** — Numerous dynamics factors facilitate the sediment infilling of the Baie de Somme estuary; Prevailing west winds move superficial marine water toward the estuary, they induce swells obliquous to the coastline, which generate a northward longshore current. Asymetrical tidal cycles display longer flood periods with higher current velocity. The tidal water oscillation is not amplified in the estuary, and the particules deposition is important in the bottom of the estuary.

#### I. — LE COLMATAGE DE LA BAIE DE SOMME

Le colmatage de la Baie de Somme est un phénomène naturel que l'on peut suivre dès -500 ans A.C. (Broquet et Beun, 1980) (a et b, fig. 1) mais qui a été accéléré par l'intervention humaine avec la construction de digues, ou "renclôtures" isolant des polders, les "bas champs", gagnés sur le schorre (les "mollières"). La chronologie du remplissage a été reconstituée notamment par Dallery (1955), Le Fournier (1980), Beun et Robert (1983), Regrain (1985) et récemment Binet (1992) (fig.2).

Des sables et des galets constituent la barrière littorale méridionale depuis Ault jusqu'au Hourdel. Au Nord de la baie, les sables s'étendent largement et forment le massif dunaire du Marquenterre.

Les matériaux de colmatage de la baie sont surtout des sables lithoclastiques fins surmontés ou passant latéralement à des sédiments vaseux (Broquet *et al.*, 1985). Au large, on trouve de larges épandages de sables marins holocènes constituant actuellement des dunes sous-marines. Le remplissage sédimentaire de la baie elle-même provient en grande partie du remaniement des dépôts marins sableux avec décantation de particules vaseuses dans les zones abritées (Lafitte, 1986; Beauchamp, 1992b) (fig. 3).

Les agents physiques qui induisent des courants responsables du transport des éléments sont principalement la houle pour les sables et les galets le long de la côte, les courants de marées pour les sables et les vases de l'intérieur

de la baie. En outre, les vents sont susceptibles de remanier la partie superficielle des sables d'estran asséchés à marée basse. Le rôle de ces différents facteurs dans le processus de colmatage est évalué dans cet article.

#### II. — LE VENT ET LA HOULE

Les vents sont de secteur ouest dominant; ils engendrent des houles courtes et des courants de surface. Des vitesses supérieures à 50 km/h sont fréquentes de novembre à mars; à la station météorologique du Hourdel une vitesse supérieure à 115 km/h a été enregistrée en 1992: il s'agissait d'un vent d'ouest. Une moyenne faite sur 36 ans à la station météorologique d'Abbeville montre la prédominance des vents d'ouest et sud-ouest; les vents les plus forts sont en hiver, ils sont de secteur ouest (fig. 4). La même dominance, bien que moins nette, est observée plus au Nord, sur le littoral du Pas-de-Calais, à l'embouchure de la Canche (Despeyroux, 1989). Ces vents produisent en particulier la déflation des sables de l'estran et leur accumulation en dunes littorales.

##### 1) Les courants de vent

Les vents fréquents et forts de secteur ouest donnent naissance à un déplacement des masses d'eau en surface qui augmente ou diminue la vitesse des courants de marée. L'orientation des courants de marée fait que le courant de

(\*) Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie littorale, Université de Picardie, 80039 Amiens cedex  
Note présentée le 3 Novembre 1993 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 3 Mars 1994.

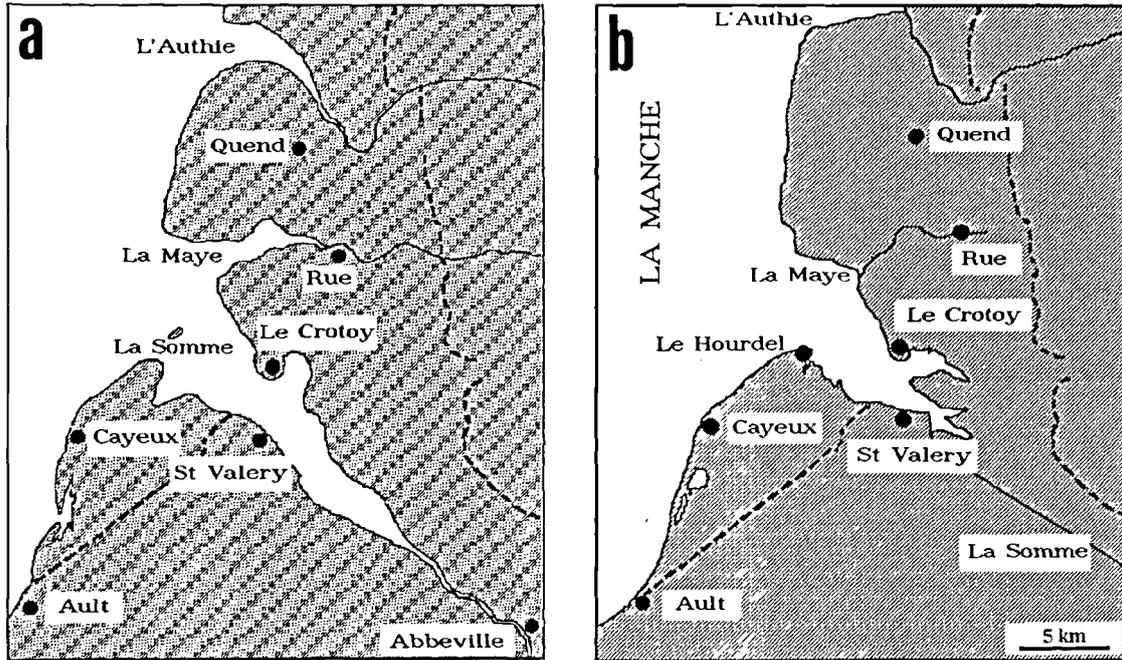


Fig. 1. — Morphologie de la Baie de Somme (a) en 1745 d'après la carte de Ph. Buache; (b) en 1988 d'après les cartes IGN et les cartes géologiques BRGM Rue et St-Valery-Eu. Les lignes tiretées marquent la limite orientale de la plaine maritime picarde.

Fig. 1. — Baie de Somme morphology (a) in 1745, (b) in 1988, same scale. Dotted lines indicate the maritime plain eastern limits.

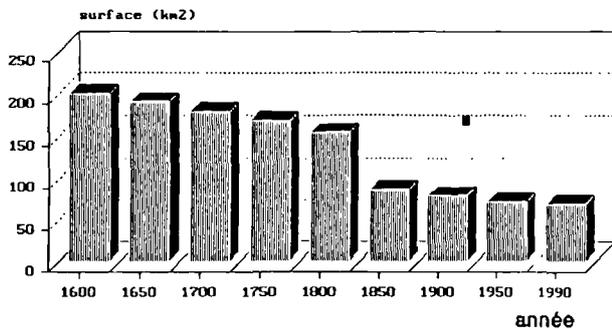


Fig. 2. — Variation de la surface marine de la baie de 1600 à nos jours (modifié d'après Binet, 1992).

Fig. 2. — Marine surface diminution of the bay from 1600 up to now.

vent augmente la vitesse du flot et diminue celle du jusant. La valeur du courant de vent est estimé par la relation empirique suivante (in Guilcher, 1979):

$$v = k(w/100)$$

v = vitesse du courant de vent généré

w = vitesse du vent

k = 1,5 (régions froides) à 5 (régions chaudes)

Un vent de 50 Km/h, vitesse fréquemment enregistrée à la station du Hourdel, produit une dérive superficielle égale ou supérieure à 0,2 m/s. Pour un coup de vent de 8 Beaufort (environ 20 m/s ou 72 km/h), le courant d'eau superficielle engendré est égal ou supérieur à 0,3 m/s; on observe une surcote à marée haute dépassant 0,50 m (Dolique, 1991)

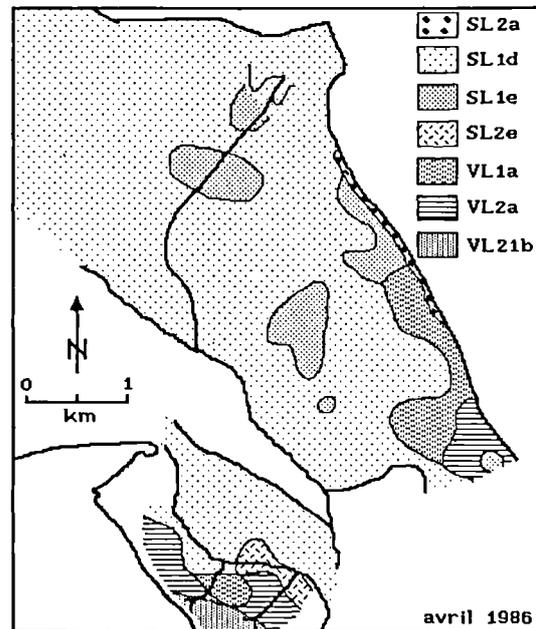


Fig. 3. — Nature des sédiments en Baie de Somme (d'après Lafitte, 1986); (SL2a): sable lithobioclastique coquillier; (SL1d): sable lithobioclastique fin; (SL1e): sablon lithoclastique; ; (SL2e): sablon lithobioclastique; (VL1a): sable lithovaseux; (VL2a): sable lithobiovaseux; (VL21b): marne sableuse. Un état plus complet, mais plus ancien (1976), est figuré par Auffret sur la carte géologique de St-Valery-Eu.

Fig. 3. — Sediments repartition in the Baie de Somme (1986). (SL2a): shelly lithobioclastic sand; (SL1d): fine lithobioclastic sand; (SL1e): lithoclastic silt; (SL2e): lithobioclastic silt; (VL1a): muddy lithic sand; (VL2a): muddy biolithitic sand; (VL21b): sandy carbonate mud. See also geologic map "St-Valery-Eu".

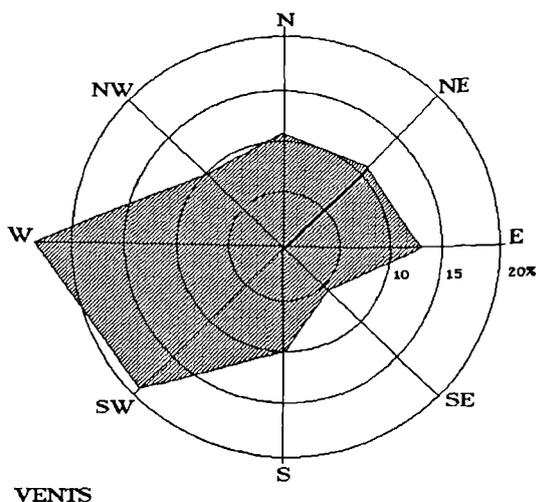


Fig. 4. — Rose des vents au Hourdel: les vents de secteur ouest sont dominants (d'après Dolique, 1991).

Fig. 4. — Wind provenance at Le Hourdel : westerlies are dominant.

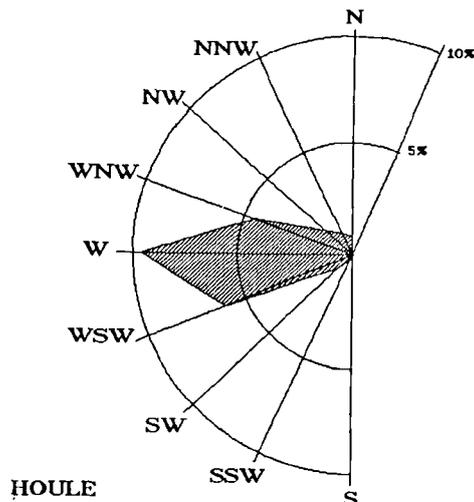


Fig. 5. — Répartition statistique de la provenance des houles à Cayeux (d'après Dolique, 1991).

Fig. 5. — Swell provenance at Cayeux

alors que le courant de jusant pour une marée de faible coefficient peut être annulé: la baie reste pleine.

## 2) La houle et la dérive littorale

Du fait de la longueur possible du fetch dans l'axe de la Manche, les vents d'Ouest peuvent générer de fortes houles. Les mesures faites au large, de Dieppe à Dunkerque, montrent des amplitudes maximales variant de 3,8 à 4,7 m (Cliques, 1986). Le houlographe le plus proche de la Baie de Somme est situé à une cinquantaine de km au NNW (banc de Bassurelle au large du Touquet); la houle atteint une amplitude de 4 m avec une période de 3 à 5 secondes, son sens principal de propagation est en direction de l'ENE (Despeyroux, 1989).

A proximité de la côte, l'onde de houle se déforme par frottement sur le fond, son amplitude décroît et il apparaît un courant résiduel dirigé vers la côte (Despeyroux, 1989). Par suite de la réfraction causée par les bancs sableux, le sens de propagation de la houle est dévié, de telle sorte que les fronts d'onde deviennent obliques à la côte. Ce phénomène est bien visible entre Ault et Le Hourdel: à Cayeux, les houles proviennent en majorité de l'Ouest. La réflexion des fronts d'onde sur la ligne de côte produit une dérive littorale dont le sens est dirigé vers le Nord en régime de vents d'Ouest (fig. 5 et 6). Le sens de cette dérive s'inverse momentanément par vents de secteur Nord.

La vitesse de la dérive peut être calculée par la formule de Putnam *et al.* donnée par Guilcher:

$$v = k \left( \frac{mH^2}{T} \right) \sin 2a)^{1/3}$$

$v$  = vitesse du courant engendré

$m$  = pente de la plage

$H$  = hauteur des brisants

$T$  = période des vagues

$a$  = angle d'incidence des fronts d'onde

$k$  = coefficient de rugosité de la plage

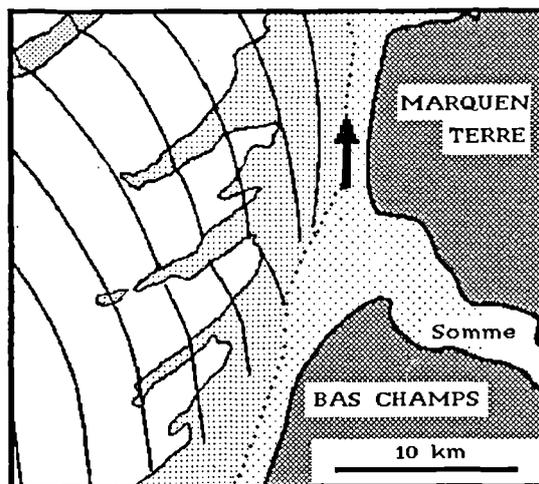


Fig. 6. — Fronts d'onde et bancs sableux (limités par l'isobathe -10 m) sur le littoral picard (d'après Le Fournier, 1980, et la carte du SHOM publiée en 1988).

Fig. 6. — Swell fronts and sand banks along the Picardy coast.

La faible pente du fond au large de la baie (le zéro hydrographique est à 6 km de la côte au droit du Hourdel) ne permet que des houles courtes (période de 5 à 10 secondes) d'amplitude faible (quelques dizaine de cm). Pour la côte picarde, on voit que la hauteur des vagues et leur période sont les facteurs déterminants. La vitesse de la dérive sera faible, sauf en cas de tempête. L'application de cette formule n'est pas aisée: en particulier, la valeur du coefficient de rugosité doit être déduite empiriquement. D'autre part, il est difficile d'évaluer le courant de dérive d'une façon pratique à cause de l'interférence des courants de marée, bien plus rapides. Une série de mesures a été faite à Cayeux à marée haute au moyen de flotteurs placés à 10 mètres environ du rivage. Des valeurs de l'ordre de 15 à 20 cm/s ont été mesurées pour une houle d'amplitude 40 cm arrivant à 30° du

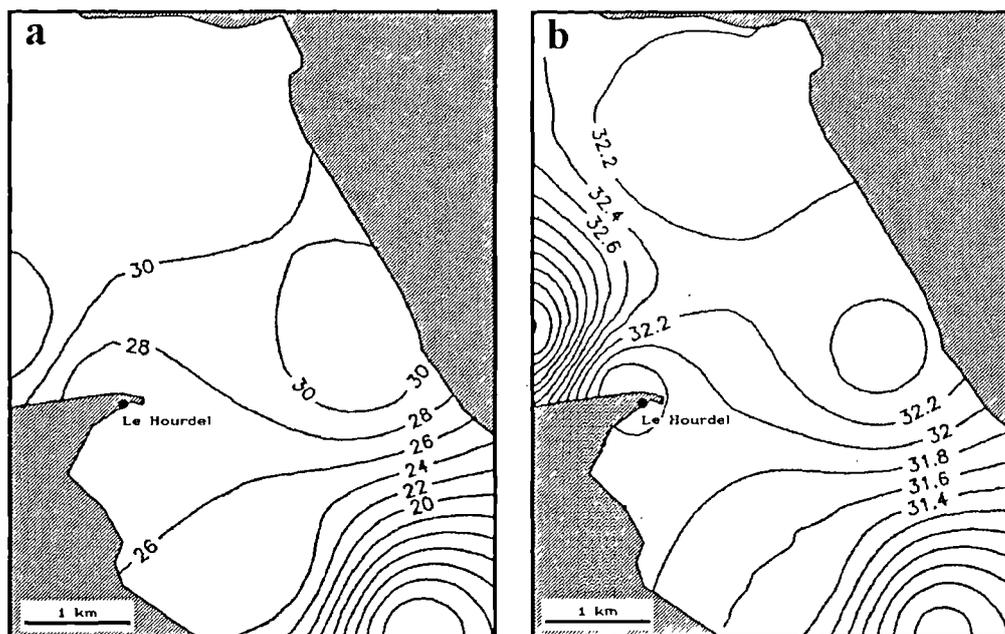


Fig. 7. — Courbes isohalines (en g/l) dans la baie de Somme (d'après Rybarczyk, 1993) ; (a) : au cours du flot ; (b) : à l'étale de haute mer

Fig. 7. — Isohaline curves (in g/l) in the bay (a) during flow, (b) at high tide.

trait de cote. Le coefficient de rugosité peut alors être déduit par le calcul.

La dérive littorale est donc le mécanisme responsable du transport des éléments depuis le Sud jusqu'à l'entrée de la baie, au Hourdel; les éléments peuvent être alors repris par les autres courants et pénétrer en baie.

### III. — LES COURANTS DE MAREE

#### 1) Marnages et volumes oscillants

La forme rétrécie de la Manche augmente l'amplitude de l'onde de marée qui provient de l'Atlantique (Allen *et al.*, 1982): comme toutes les côtes de la Manche, la côte picarde a un régime macrotidal. L'amplitude au Hourdel a été évaluée à 9,7 m pour la marée exceptionnelle du 10 mars 1993 (coefficient 119). Rappelons que le marégraphe du port du Hourdel ne permet pas de mesurer la cote de la marée basse, sa base étant émergée avant l'étale de basse mer (b, fig. 8). Comme il a été dit précédemment, des surcotes sont enregistrées pour des marées accompagnées d'un fort vent de secteur ouest; pour les marées de faible coefficient, un fort vent de secteur ouest peut s'opposer au jusant et prolonger l'étale de haute mer.

Les entrées d'eau douce sont faibles: la rivière Somme, les autres rivières dont La Maye et les canaux de drainage des Bas Champs apportent en moyenne 35 m<sup>3</sup>/s d'eau douce, soit environ 1,6 million de m<sup>3</sup> pendant un cycle de marée, alors que les masses d'eau marine mises en mouvement au cours de la même période sont estimées de 120 à 360 millions de m<sup>3</sup> selon le coefficient (Beauchamp, 1992a). Néanmoins, les eaux douces de la Somme s'accumulent en fond de baie et constituent une masse oscillant selon la marée. Le mélange progressif des eaux douces aux eaux

marines produit une dessalure notable en fond de baie. Une campagne de mesures effectuées par Rybarczyk (1993) montre que la salinité de l'eau à l'entrée de la baie est de 32 g/l alors qu'elle est inférieure à 15 g/l en fond de baie au flot et à l'étale de haute mer (fig. 7). Le même auteur considère qu'une grande partie de l'intérieur de la baie présente les caractères d'un estuaire moyennement stratifié selon la classification de Cameron et Pritchard (1963). Cependant la stratification ou le mélange des eaux dépend beaucoup du coefficient de marée, c'est à dire du rapport existant entre les masses d'eaux marines et d'eau douce en présence; en estuaire, les vives eaux favorisent le mélange tandis que les mortes eaux augmentent la stratification (Bassoulet, 1979). En se référant aux observations faites dans d'autres estuaires (Bonnetille, 1980-81), on peut supposer que ces gradients de salinité engendrent des circulations fermées près du fond qui contrarient l'évacuation des eaux vers la mer au moins pour les faibles coefficients. Le temps moyen de renouvellement du volume oscillant a été évalué à 8 jours, soit 16 cycles de marée (Rybarczyk, 1993).

#### 2) Asymétrie des courbes de marée

Les côtes de la Manche (Dewez, 1988; Augris *et al.*, 1990) comme les côtes atlantiques de l'Europe (Salomon et Allen, 1983) et de l'Amérique du Nord (Lincoln et Fitzgerald, 1988; Dalrymple *et al.*, 1990) sont à fort marnage et à courbe de marée asymétrique. L'augmentation de l'amplitude des marées sur le plateau continental s'accompagne d'un accroissement sensible de la vitesse des courants de marée. De plus, la durée du flot est plus courte que celle du jusant et la vitesse du flot est bien supérieure, de telle sorte que le bilan des masses d'eau transportées est nul à l'issue d'un cycle de marée. On mesure en effet des vitesses de courant de flot supérieures au jusant aussi bien au large de la côte picarde qu'à l'entrée de la baie (a et b, fig. 8).

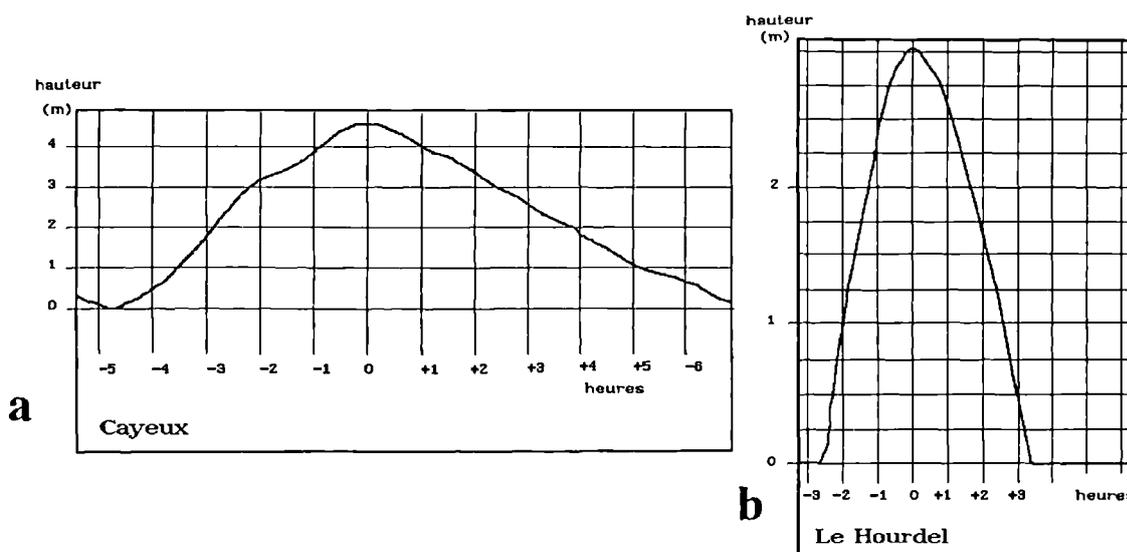


Fig. 8. — Courbes marégraphiques (a): à Cayeux (modifié d'après Dupont, 1981): durée du flot = 4 h 3/4, durée du jusant = 7 h 3/4 environ ; (b) au Hourdel (enregistrement du marégraphe de la D.D.E., 1992), marée de morte eau. (le niveau inférieur du marégraphe est situé au-dessus du niveau de l'étales de basse mer) ; durée du flot = 2 h 1/2, durée du jusant = 3 h 1/2. On voit que la durée du flot est bien plus courte que celle du jusant.

Fig. 8. — Tidal curves (a) at Cayeux and (b) at Le Hourdel. The ebb period is much longer than the flow.

Ce phénomène est encore plus accentué à l'intérieur de la baie, comme on l'observe pour les autres estuaires (Migniot, 1980-81).

Les causes de cette asymétrie ont été notamment analysées par Le Floch (1961); Wright *et al.* (1973), Salomon et Allen (1983): ces auteurs retiennent le ralentissement de l'onde de marée par frottement sur le fond.

### 3) Amplitude de la marée dans la baie

L'étales de haute mer n'est pas synchrone aux différents points de la baie: par rapport au Hourdel, le retard est de 3 minutes avec Le Crotoy, de 6 minutes avec St Valery.

Les données précises sont très incomplètes par manque d'échelles de marées et de marégraphe permanents. L'altitude des digues entourant la surface maritime donne déjà une première évaluation (fig. 9). La cote NGF +6 m est généralement indiquée aussi bien à l'entrée qu'en fond de baie; les deux cotes +7 m observées sur la digue orientale sont le résultat des travaux de réhaussement exigés pour le passage d'une voie ferrée. L'estimation des cotes maximales atteintes par la mer a été faite par mesure de l'altitude des laisses des plus hautes mers par rapport aux points cotés des digues (renclôtures). Dans la plupart des lieux observés, la laisse de la plus haute mer a atteint une cote NGF voisine de +5,2 m au cours de la grande marée du printemps 1993, soit +10,5 m au dessus du zéro hydrographique .

L'enregistrement des hauteurs d'eau dans le port de Saint-Valery par le limnigraphe de la DDE en 1986, dernier année de fonctionnement de l'appareil, signale une hauteur maximale de +4,1 m NGF dans le canal maritime, soit +9,4 m au dessus du zéro hydrographique, valeur bien inférieure à la cote des digues.

L'amplitude de la marée dans un estuaire est diminuée par le frottement sur le fond mais elle est augmentée par la

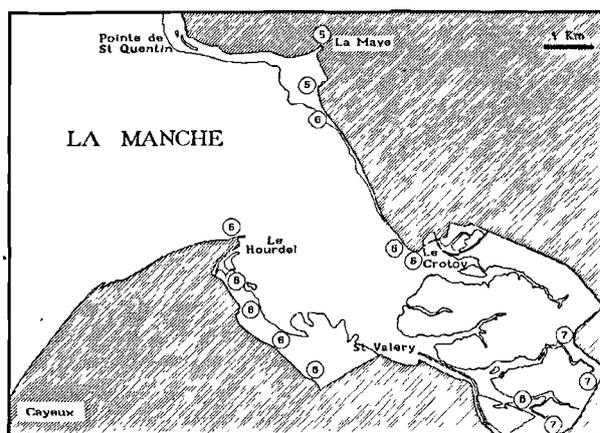


Fig. 9. — cote NGF des digues en Baie de Somme. Les hauteurs supérieures en fond de baie (+7 m) sont celles d'une digue réhaussée pour le passage de la voie ferrée.

Fig. 9. — Heights of dykes around the bay: a dyke is higher (+7m) because it supports a railway.

forme rétrécie de l'estuaire, qui diminue le volume disponible, et la réflexion de l'onde sur les berges qui peut provoquer un phénomène de résonance (Le Floch, 1961; Allen *et al.*, 1982). La part respective de ces facteurs conduit à une amplitude supérieure ou inférieure en fond d'estuaire.

En Baie de Somme, l'augmentation du marnage en fond de baie n'est pas observée: l'estuaire de la Somme se comporte comme un estuaire synchrone, voire localement hyposynchrone, selon la classification utilisée par Le Floch (1961).

Les travaux d'endigage ont profondément modifié la forme de la baie qui a perdu l'aspect évasé qu'elle avait en

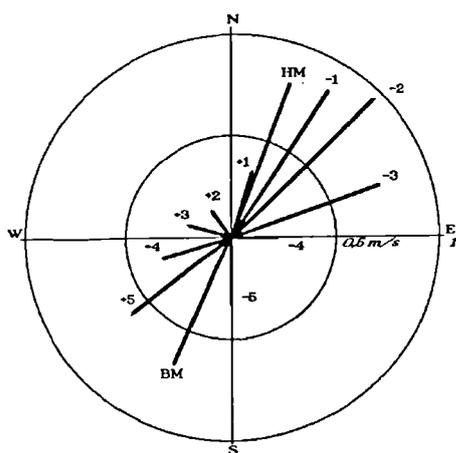


Fig. 10. — courants de marée au large de Cayeux ( modifié de Dolique, 1991, d'après les données du Laboratoire Central d'Hydraulique de France). HM: haute mer BM: basse mer. Les nombres négatifs indiquent le nombre d'heures avant la haute mer, les nombres positifs après la haute mer.

Fig. 10. — Tidal currents off Cayeux: HM, high tide; BM, low tide; time in hours with regard to the high tide.

1745 (a, fig. 1). Le phénomène de résonance, amplifié ailleurs par le rétrécissement de l'estuaire (exemple de la Gironde, Allen *et al.*, 1982) est ici fortement diminué; il est d'autre part contrarié par le frottement sur les mollières en fond de baie. Or, si elle existait, cette résonance, en augmentant le volume d'eau en mouvement, accentuerait l'effet de chasse du jusant et s'opposerait en partie à la décantation des particules en fond de baie.

#### 4) Vitesse des courants de marée

Dans le chenal de navigation au large du Hourdel, par fort coefficient, le mascaret se présente comme une vague, d'une cinquantaine de centimètres d'amplitude, qui se déplace à la vitesse de 1,5 m/s en s'accompagnant de fortes turbulences. La vitesse du flot augmente jusqu'à 2 m/s pour décroître ensuite jusqu'à l'étale de haute mer, très brève sauf en cas de vent favorable. La montée du flot est diffuse, la vague du mascaret s'étend largement sur la baie. Des vitesses de l'ordre de 2 m/s sont également mesurées en surface en dehors des grands chenaux (fig. 10 et 11). Compte tenu de la position en latitude de la baie, de l'importance et de la vitesse des masses d'eau en mouvement, l'intervention de la force de Coriolis sur la trajectoire des courants est probable (Le Provost, 1980-81).

Pour des coefficients plus faibles, le mascaret est plus discret et sa vitesse est moindre. Néanmoins, des vitesses de l'ordre de 2 m/s sont également enregistrées pour le flot.

Le jusant est plus canalisé. Une vitesse de 2 m/s a été mesurée dans le chenal du port du Hourdel. Mais de nombreuses zones sont recouvertes de corps d'eau immobile favorisant la décantation.

Conséquence du rétrécissement, la vitesse des courants de marée est plus forte à l'entrée de la baie et dans les chenaux qu'au large (fig. 12).

Les vitesses des courants sont mesurées en surface; les valeurs sont légèrement supérieures à celles mesurées à

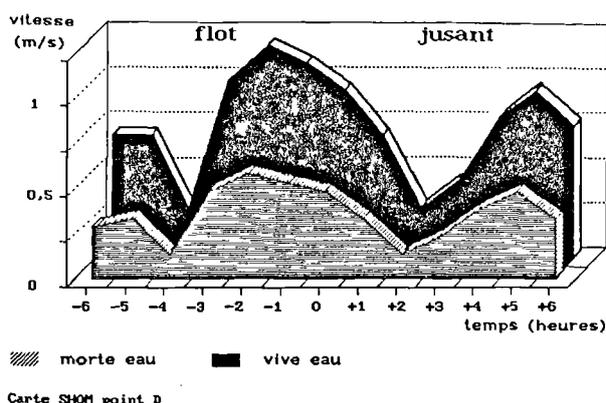
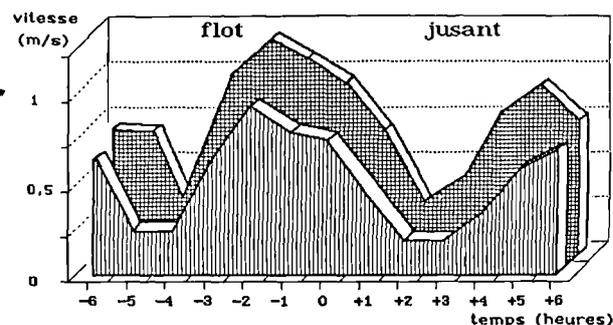


Fig. 11. — courants de marée (en m/s) à l'entrée de la baie par vive et morte eau pendant un cycle de marée (source: carte du SHOM publiée en 1988).

Fig. 11. — Tidal currents at the entrance of the bay for neap and spring tides (speeds in m/s).



Marée de Vive Eau  
 ■■■■ au large de la baie ■■■■ à l'entrée de la baie

Fig. 12. — Comparaison des courants de marée au large et à l'entrée de la baie pour une marée de vive eau: les courants sont plus fort à l'entrée de la baie (source: carte du SHOM publiée en 1988).

Fig. 12. — Tidal currents in the open sea and at the entrance of the bay (spring tide): the currents are stronger at the entrance of the bay.

proximité du fond. En première approximation on peut écrire:

$$\text{vitesse sur le fond} = k \cdot (\text{vitesse en surface})$$

k est un coefficient empirique variant selon la profondeur.

Des mesures faites en baie au cours d'un cycle de marée montrent que pour une tranche d'eau inférieure à 2 m, k est voisin de 0,9; pour une profondeur supérieure voisine de 4 m, k est voisin de 0,8 (a et b, fig. 13). Ces observations sont en accord avec celles rapportées par Guilcher (1979) dans la Manche.

L'étale de basse mer n'est généralement pas observée à l'intérieur de la baie qui est en grande partie émergée sauf en cas de vent de secteur ouest qui s'oppose à la vidange complète. L'eau continue à s'écouler dans les chenaux en direction du large jusqu'au prochain flot.

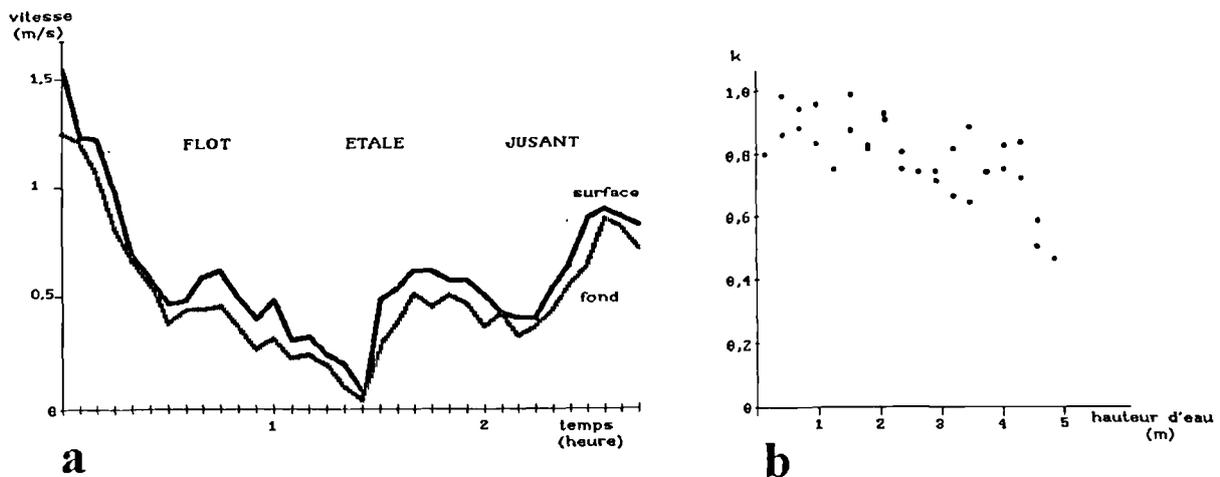


Fig. 13. — (a) vitesse du courant de marée en surface et sur le fond au cours d'un cycle de marée. Mesures faites à l'intérieur de la baie, à 2 km au Nord du Hourdel. (b) valeur du coefficient  $k$  en fonction de la profondeur; la hauteur d'eau maximale correspond à l'étalement de haute mer, les courants sont faibles et variables, la valeur de  $k$  n'est pas significative.

Fig. 13. — (a) Tidal currents at the surface and on the bottom in the bay during a tidal cycle. (b) Bottom current/surface current ratio ( $k$  parameter);  $k$  values are close to 0.8-0.9 except for the high tide slack because of low and variable currents.

#### IV. — CONCLUSIONS

Les facteurs dynamiques qui auront une incidence importante sur le bilan sédimentaire de la Baie de Somme sont donc les suivants:

- Des vents de secteurs ouest fréquents et forts qui favorisent la dérive de l'eau superficielle en direction de la baie et qui génèrent des houles obliques dont la réflexion produit une dérive littorale vers le Nord.

- Des marées à fort marnage qui mettent en mouvement des masses d'eau considérables, avec une asymétrie du cycle de marée et une vitesse moyenne du courant de flot supérieure à celle du jusant.

- Une amplitude de la marée non amplifiée en fond de baie: l'absence de résonance de l'estuaire est en grande

partie causée par les travaux d'endiguage qui en ont modifié la forme.

- Des masses d'eau de salinité différente qui favorisent la stagnation et la décantation.

L'action de la plupart de ces facteurs favorise l'entrée des particules et leur décantation dans le fond de la baie. La progression des mollières vers l'ouest en est l'illustration la plus spectaculaire.

Cette recherche bénéficie du soutien du Conseil Régional de Picardie, dans le cadre du Pôle Régional de Modélisation qui a inscrit à son programme la simulation de la circulation des masses d'eau en Baie de Somme.

Le texte de cet article a été grandement amélioré et complété grâce aux commentaires critiques de P. Castaing que je remercie particulièrement.

#### BIBLIOGRAPHIE

ALLEN P., CASTAING P. et SALOMON J.C. (1982). — Effets de la marée sur les mouvements de l'eau et des sédiments dans les estuaires. *Mém. Soc. géol. France*, N.S., 144, p. 5-16.

AUGRIS C., CLABAUT P. et VICAIRE O. (1990). — Le domaine marin du Nord-Pas de Calais. Nature, morphologie et mobilité des fonds. IFREMER/Région Nord-Pas de Calais, 96 p.

BASSOULET P. (1979). — Etude de la dynamique des sédiments en suspension dans l'estuaire de l'Aulne (rade de Brest). Thèse 3ème cycle, Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 136 p.

BEAUCHAMP J. (1992a). — Evaluation des masses d'eau marines transitant en Baie de Somme au cours d'un cycle de marée. Rapp. n° 92/2, Lab. Sédim. Géochimie Littorale, Univ. Picardie, Amiens, 8 p.

BEAUCHAMP J. (1992b). — Abrasion des galets et origine des sables en Baie de Somme. Rapp. n° 92/4, Lab. Sédim. Géochimie Littorale, Univ. Picardie, Amiens, 8 p.

BEUN N. et ROBERT P. (1985). — Eléments dynamiques de la formation et de l'évolution de la plaine maritime. in " La plaine maritime picarde ". CNDP, Amiens, p. 28-53.

BINET C. (1992). — La diminution de surface maritime de la Baie de Somme. Recherche des mécanismes. Rapp. n° 92/5, Lab. Sédim. Géochimie Littorale, Univ. Picardie, Amiens, 20 p.

BONNEFILLE R. (1980-81). — Les phénomènes résiduels en estuaire. *Oceanis*, 6, 4, p. 343-357.

BROQUET P. et BEUN N. (1980). — La sédimentation holocène dans les bas-champs de Cayeux (Somme). Evolution des lignes de rivage et du réseau hydrographique. *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, 100, p. 31-41.

BROQUET P., AUFFRET J.P., BEUN N. et DUPUIS C. (1985). — Notice explicative de la feuille Saint-Valery-sur-Somme-Eu à 1/50 000. Ed. B.R.G.M.

- CAMERON W.M. et PRITCHARD D.W. (1963). — Estuaries. in "The Sea", M.N. HILL éd., John Wiley & sons, vol. 2, p. 306-324.
- CLIQUE P.M. (1986). — Catalogue sédimentologique des côtes françaises. Côte de la Mer du Nord et de la Manche. *Coll. Dir. Etudes et Recherches d'EDF. L.V.H. et L.C.H.F.*, 133 p.
- DALLERY (1955). — Rivage de la Somme. *Soc. émulation hist. et litt. d'Abbeville*, IX, 298 p.
- DALRYMPLE R.W., KNIGHT R.J., ZAITLIN B.A. et MIDDLETON G.V. (1990). — Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay-Salmon River Estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology*, 37, p. 577-612.
- DESPEYROUX Y. (1989). — Hydrodynamique sédimentaire dans la baie de Canche: aspects fondamentaux et appliqués. *Thèse, Univ. Lille I*, n° 336, 93 p. + pl.
- DEWEZ S. (1988). — Sédimentation et dynamique en Manche orientale (de la baie d'Authie au cap d'Alprech). *Thèse, Univ. Lille I*, 276 p. + pl.
- DOLIQUE F. (1991). — L'évolution du littoral entre Dieppe et le Hourdel, 1939-1989. *Mém. Maîtrise de géographie, Univ. Picardie, Amiens*, 143 p.
- DUPONT J.P. (1981). — Relations entre bios et phénomènes sédimentaires intertidaux: le modèle de la Baie de Somme. *Thèse 3ème cycle, Univ. Rouen*. 310 p.
- GUILCHER A. (1979). — Précis d'hydrologie marine et continentale. *Masson, Paris*, 344 p.
- INSTITUT GEOGRAPHIQUE NATIONAL (1988). — St-Valery-sur Somme-Le Crottoy. *Carte 1/25 000*.
- INSTITUT GEOGRAPHIQUE NATIONAL (1990). — Rue. *Carte 1/25 000*.
- LAFITTE (1986). — Etude sédimentologique de la Baie de Somme. *Rapp. Lab. Géol. Univ. Haute Normandie, Rouen*, 45 p.
- LE FLOCH (1961). — Propagation de la marée dans l'estuaire de la Seine et en Seine Maritime. *Thèse Doct. ès Sc., Univ. Paris*, 507 p.
- LE FOURNIER J. (1980). — Modern analogue of transgressive sand bodies off eastern English Channel. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 4, 1, p. 99-118.
- LE PROVOST. — Quelques effets de la force de Coriolis sur les mouvements estuariens. *Oceanis*, 6, 4, p. 433-441.
- LINCOLN J.M. et FITZGERALD D.M. (1988). — Tidal distortions and flood dominance at five small inlets in southern Maine. *Mar. Géol.*, 82, p. 133-148.
- MIGNIOT C. (1980-81). — Dynamique sédimentaire estuarienne; matériaux cohésifs et non cohésifs. *Oceanis*, 6, 4, p. 359-432.
- REGRAIN R. (1985). — Géographie statique de la plaine maritime picarde. in "La plaine maritime picarde". *CNDP, Amiens*, p. 8-14.
- RYBARCZYK H. (1993). — Processus d'eutrophisation et ses conséquences sur les peuplements d'un écosystème estuarien, un exemple en Manche orientale: la Baie de Somme. *Thèse, univ. Paris VI*, 157 p.
- SALOMON J.C. et ALLEN G.P. (1983) -Rôle sédimentologique de la marée dans les estuaires à fort marnage. *Notes et Mémoires C.F.P.*, 18, p. 35-44.
- SERVICE HYDROGRAPHIQUE ET OCEANOGRAPHIQUE DE LA MARINE (1988). — Abords de la Baie de Somme de Cayeux sur mer au phare de Berck. *Carte 1/45 000, n° 7084*.
- WRIGHT L.D., COLEMAN J.M. et THOM B.G. (1973). — Processes of channels development in a high-tide-range environment: Cambridge Gulf-Ord river delta, Western Australia. *J. Géol.*, 81, 1, p. 15-41.

## LA RUGOSITÉ DES GRAINS DE SABLE : APPLICATION DE L'ANALYSE DE FOURIER ET DE LA DIMENSION FRACTALE

### The roughness of sand grains : an application of Fourier analysis and of fractal dimension

par Bernard HOYEZ (\*)

*Résumé.* — Les caractéristiques visuelles des formes d'usure des grains de sables sont bien connues des sédimentologues. Il est cependant difficile de les quantifier numériquement. Le traitement de l'image du contour d'un grain par deux méthodes (analyse de Fourier et dimension fractale) permet d'établir une typologie et une classification des grains indépendantes de l'observateur.

*Abstract.* — The visual characteristics of sand grain shapes due to abrasion are well known in sedimentology. It may be a harder way to quantify them with numbers. Image processing of the grain outline (by the means of Fourier analysis and of fractal dimension) yields a particle typology and a classification beyond the observer's control.

#### I. — INTRODUCTION

La forme des particules sédimentaires offre un intérêt dans différentes disciplines scientifiques. Pour le sédimentologue, elle le renseigne sur l'agent physique qui a façonné le grain. Pour le mécanicien des fluides ou des sols, elle intervient dans les propriétés hydrodynamiques (coefficient de traînée, perméabilité) ou rhéologiques (angle de frottement interne). Cela explique les multiples tentatives de description de cette forme par le biais de différents paramètres numériques.

L'idée de la forme dépend en partie de l'échelle d'observation. Eloigné, l'observateur s'intéressera à la limite entre le grain et son milieu, c'est-à-dire à son contour projeté. Rapproché, son regard se portera sur les aspects de surface, c'est-à-dire la texture. Ce second aspect est du domaine de l'exoscopie et des méthodes visuelles. Il est plus complexe à aborder par le traitement d'image, aussi nous limiterons nous à la suite à l'étude des contours.

La description d'un contour peut se faire de différentes manières: les méthodes visuelles d'une part, les méthodes automatisées d'autre part, qui ne réclament pas d'interprétation humaine.

Parmi les premières, on retient:

- l'approche métaphorique (par exemple, on classera un objet comme sphérique, lamellaire, aciculaire ...),

- l'approche par descripteurs visuels. L'arrondi ou l'allongement sont appréciés par rapport à des chartes (chartes de Wadell ou de Powers).

Les méthodes automatisées extraient de l'image originale un ou plusieurs paramètres numériques, ou descripteurs de forme, censés représenter des propriétés géométriques ou mécaniques. On peut distinguer :

##### 1) des descripteurs élémentaires

Pour s'affranchir de la taille des particules, on utilise des rapports de différentes grandeurs particulières ou des combinaisons linéaires de différentes grandeurs pour produire des nombres sans dimension. Par exemple, on peut faire le rapport du diamètre de Feret maximal sur le diamètre de Feret minimal pour qualifier l'élongation. Un grand nombre de descripteurs non-dimensionnels ont été proposés pour caractériser la circularité, l'anisométrie ou l'éroussé.

##### 2) des descripteurs globaux

Ces descripteurs prennent en compte la totalité des points de mesure du contour digitalisé et intègrent plus de précision dans la description des particules. Trois méthodes peuvent être évoquées: la méthode des moments (calcul du rayon de giration moyen, du moment d'inertie ...), l'analyse harmonique de Fourier et l'évaluation de la dimension fractale. Ce sont ces deux dernières méthodes qui font l'objet de la présente étude.

#### II. — L'ANALYSE HARMONIQUE DE FOURIER

##### 1) Le principe

L'analyse de Fourier peut être appliquée à un contour fermé (Schwartz & Shane, 1969; Ehrlich & Weinberg, 1970) et a

(\*) Faculté des Sciences, Laboratoire G.E.M.H., Université du Havre, B.P. 540, 76058 Le Havre Cedex  
Note présentée le 14 Avril 1993 et acceptée pour publication par le Conseil de la S. G. N. le 5 Janvier 1994

donné lieu à de nombreux développements en sédimentologie des quartz détritiques (Mazzulo & Ehrlich, 1980; Ehrlich & Chin, 1980; Mazzulo *et al.*, 1986; Evangelista *et al.*, 1986) ou en technologie des poudres (Sutton & Bundalli, 1973; Beddow *et al.*, 1977).

Le principe en est le suivant. Le contour digitalisé est déroulé en ses coordonnées polaires autour d'un centroïde  $r = f(\theta)$  avec  $\theta = \{0, 2\pi\}$ . Cette courbe peut être considérée comme un cycle d'une fonction périodique et décomposée par transformée de Fourier. Le spectre de Fourier se présente comme une liste de valeurs d'amplitudes et de phases liées aux différentes harmoniques. Ce spectre comporte toute l'information initiale puisque la transformée inverse restitue le contour.

L'amplitude de l'harmonique de rang 0 ( $A_0$ ) est égale au rayon moyen de la particule. L'amplitude de l'harmonique de rang 1 ( $A_1$ ) doit théoriquement être nulle si le centroïde est correctement choisi (le centre de gravité n'est pas le meilleur choix et différents algorithmes ont été proposés pour optimiser la position). Les amplitudes des harmoniques de rang 2, 3, 4 ... n traduisent la modulation d'un cercle par une sinusoïde, de fréquence de plus en plus élevée, c'est-à-dire une forme ressemblant à une fleur à 2, 3, 4 ... n pétales. De manière générale, un grain allongé ou pincé fait ressortir l'harmonique 2, un grain triangulaire l'harmonique 3, etc... Une bosse assez large à la surface du grain se ressentira dans les harmoniques de faible rang alors qu'une aspérité localisée est sensible dans les harmoniques de rang plus élevé.

S'il n'est pas possible d'attribuer une raison physique au développement particulier d'une harmonique déterminée, on peut en attribuer une au groupement d'harmoniques de rang voisin. On peut par exemple effectuer la sommation de plusieurs amplitudes ou utiliser une moyenne mobile. Cette opération permet de détecter le caractère bosselé d'un grain, aux rangs faibles, ou la rugosité de texture, aux rangs élevés.

L'analyse harmonique n'offre de réel intérêt sédimentologique qu'appliquée à la population de grains que représente un échantillon de sable. Pour rendre comparable les spectres harmoniques, indépendamment de la taille, ces spectres sont normalisés. Généralement, on ramène le rayon moyen à 1 en divisant par  $A_0$  toutes les amplitudes ou encore en divisant par  $\sqrt{Q}$  ( $Q$  : valeur de Parseval).

La caractérisation d'un échantillon sableux est assez complexe du fait de la quantité importante de valeurs numériques qui le décrit. Si  $m$  est le nombre de grains observés et  $n$  le nombre d'harmoniques, l'échantillon est décrit par une matrice  $m \times n$ , pouvant contenir de l'ordre de 5000 valeurs. Différents traitements peuvent être utilisés:

- Les histogrammes de fréquence de forme (Porter *et al.*, 1979; Mazzulo & Ehrlich, 1980) représentent, pour une harmonique donnée (ex:  $H_{17}$ ), la fréquence  $f$  d'apparition dans les différentes classes d'amplitude  $A_k$ . Un échantillon est traduit par  $n$  histogrammes.

- L'analyse factorielle en mode  $Q$  (Full *et al.*, 1981) permet d'extraire des sous-populations de forme et de déterminer leur contribution relative à chaque échantillon.

Ces deux types de traitement ont été préférentiellement utilisés par les chercheurs anglo-saxons.

- Le spectre harmonique moyen est construit à partir de la moyenne des amplitudes de chaque harmonique. Ce spectre

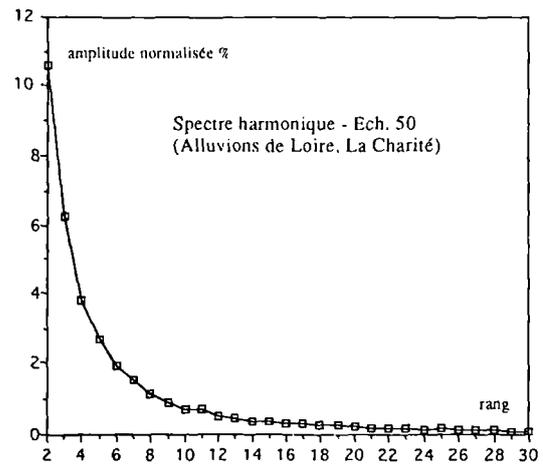


Fig. 1. — Exemple de spectre harmonique moyen en coordonnées arithmétiques

Fig. 1. — Example of mean harmonic spectrum using arithmetic coordinates. Y-axis : normalized amplitude in percent ; X-axis : harmonic number

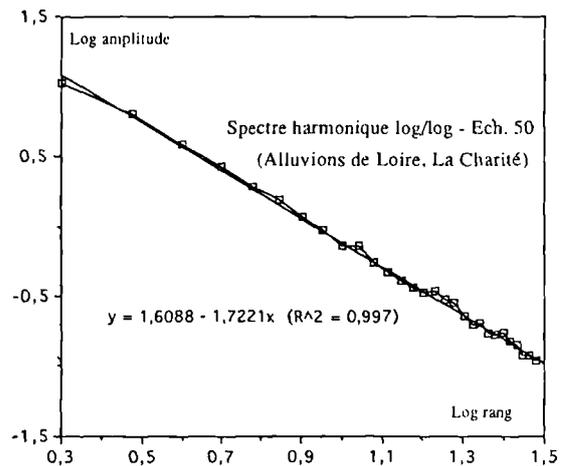


Fig. 2. — Exemple de spectre harmonique moyen en coordonnées bilogarithmiques

Fig. 2. — Example of mean harmonic spectrum using bilogarithmic coordinates. Y-axis : logarithm of amplitude ; X-axis : logarithm of harmonic number

synthétique présente une forme lissée que ne possède pas un spectre individuel. C'est cette approche moyennée que nous avons privilégiée dans cette étude dédiée à la rugosité.

## 2) L'application

Une centaine d'échantillons sableux de provenances diverses ont servi de support à cette analyse de forme. Chaque échantillon est traité à HCl à chaud et la fraction 315  $\mu\text{m}$ -400  $\mu\text{m}$  est retenue par tamisage. 55 grains sont sélectionnés, examinés au microscope à un grossissement de x100 et digitalisés à une résolution de 540x400 pixels. Le contour est ensuite extrait, ce qui conduit à retenir entre 900 et 1200 paires de coordonnées. L'analyse harmonique est effectuée sur ces contours, en utilisant comme centroïde le centre de gravité.

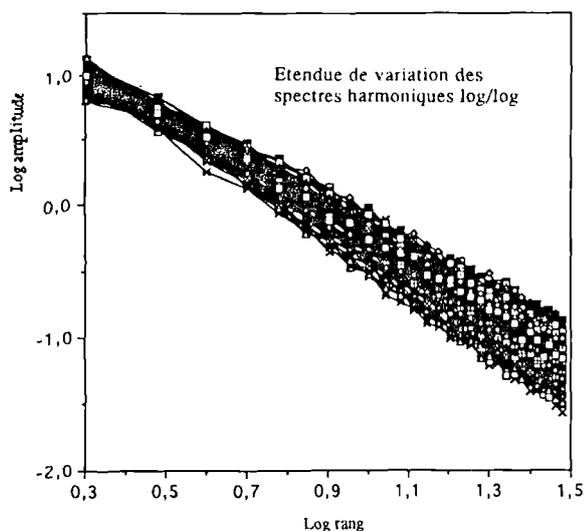


Fig. 3. — Variation des spectres harmoniques moyens (log-log)  
 Fig. 3. — Range of mean harmonic spectra (log-log coordinates)

Pour mettre en évidence la rugosité, non pas d'un grain isolé, mais de l'ensemble des grains contenus dans l'échantillon, le spectre harmonique moyen de 55 grains est calculé. Le choix de 55 grains, imposé par l'appareillage, s'est révélé *a posteriori* représentatif de l'échantillon total.

La représentation graphique du spectre harmonique moyen peut se faire en coordonnées arithmétiques, amplitude vs. rang, (fig. 1) ou amplitudes cumulées vs. rang. Ce graphe permet d'apprécier les valeurs des amplitudes et de voir dans quel domaine fréquentiel elles s'expriment le mieux.

La forme de la courbe inspire un autre type de représentation. En coordonnées bi-logarithmiques, la variation de  $A_k$  en fonction de  $k$  est nettement linéaire (fig. 2), indiquant une relation de la forme :  $A_k \propto bk^{-a}$

( $A_k$  : amplitude de l'harmonique,  $k$  : rang de l'harmonique)

Elle est particulièrement intéressante car elle permet de ramener l'étude d'un spectre à 2 paramètres,  $a$  et  $b$ , respectivement la pente et l'ordonnée à l'origine de la droite de régression en coordonnées bi-logarithmiques. Un rapprochement peut être tenté avec les méthodes de traitement du signal (Max, 1981) : un spectre de puissance, exprimé en coordonnées log-log, montre fréquemment une partie linéaire dont la pente est parfois qualifiée de *coloration*.

Cette relation est vérifiée avec une bonne approximation ( $R^2 > 0,995$ ) sur la totalité des échantillons sableux ne présentant pas de défauts de centrage (fig.3).

La simplification opérée, un échantillon de sable peut être représenté par un point sur un graphique pente - ordonnée à l'origine.

La figure 4 utilise ce mode de représentation graphique et visualise l'ensemble des échantillons sableux étudiés. Chaque point, c'est-à-dire chaque échantillon sableux, est identifié par un numéro.

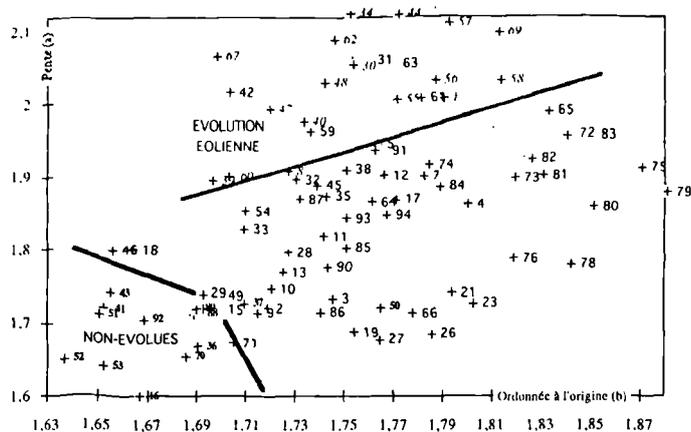


Fig. 4. — Graphe de classification harmonique des échantillons sableux étudiés

Fig. 4. — Graph of harmonic coloration of the studied sand samples.  
 Y-axis : slope (a) ; X-axis : intercept (b)

On constate que le graphique traduit avec fidélité le degré d'évolution des sables:

- en regroupant des sables d'origine diverse mais d'évolution sédimentaire comparable,
- en regroupant des échantillons issus de différents niveaux d'une même formation.

Un symbolisme différent a été employé pour mettre en valeur:

- les sables ayant subi avec certitude une action éolienne (regs, dunes sahariennes, dunes littorales ...) figurés en italiques,
- les sables ayant subi des actions d'entraînement par les eaux continentales (alluvions actuelles et terrasses) ou à proximité du massif nourricier, figurés en gras.

Ceci permet de circonscrire deux champs:

- les sables à évolution éolienne, à pente  $a$  élevée.
- les sables non-évolués, à pente  $a$  et ordonnée à l'origine  $b$  faible.

Entre les deux se situe un domaine représentant des sables à évolution plus complexe ou moins connue, généralement marine.

Lorsque plusieurs échantillons issus d'une même formation ont été analysés (sables aptiens de la Hève 19-27, sables cuisien du Mont-de-Magny 73-80, sables auversiens de Viarmes 81-85..), leurs points représentatifs sont regroupés de manière satisfaisante. La méthode semble donc reproductible et susceptible de caractériser le degré d'évolution d'une formation.

Le graphe pente vs. ordonnée à l'origine peut servir d'outil de classification des sables; nous l'appellerons *graphe de classification harmonique*.

### III. — LA DIMENSION FRACTALE DES GRAINS

#### 1) Le principe

Le concept de fractal a été introduit pour qualifier un objet qui, examiné à différentes échelles, semble présenter des formes identiques (Mandelbrot, 1982). Cette propriété est appelée autosimilarité. Les objets fractals peuvent être des lignes, des surfaces ou des volumes et ils se caractérisent chacun par un nombre non-entier appelé dimension fractale. De même qu'il est possible de créer un objet fractal de dimension donnée (par exemple, la courbe triadique de Koch de dimension 1,26), il est possible de trouver dans la nature des objets ayant des propriétés fractales et pour lesquels une dimension peut être calculée.

La dimension fractale d'un objet peut être mesurée par différentes méthodes, géométriques ou physiques. Le traitement d'image est ici utilisé avec pour principe l' "effet de Richardson". En prenant comme instrument de mesure un compas d'ouverture donnée, Richardson (1922) évalue la longueur des côtes d'un pays, la Grande-Bretagne par exemple. Cette opération revient à réduire un contour réel à un polygone à  $n$  côtés égaux. En faisant varier le pas de mesure  $\eta$ , il constate une relation empirique entre le périmètre  $B_\eta$  et  $\eta$ , telle que  $B_\eta \propto \beta \eta^{-d}$  avec  $d \in [0,1]$  et  $\beta, d$  constantes positives. Cette relation est généralisée par Mandelbrot aux courbes fractales sous la forme  $B_\eta = \beta \eta^{1-D}$  où  $D$  désigne la dimension fractale. En coordonnées bilogarithmiques, le graphe d'une courbe fractale est une droite de pente  $1-D$ .

La dimension fractale permet de quantifier la densité avec laquelle un ensemble fractal remplit l'espace métrique qui le contient. Ainsi, une courbe fractale dessinée dans un plan possède une dimension  $D \in [1,2]$  d'autant plus proche de 2 que la courbe est contournée. Cette autre propriété d'un objet fractal d'être rugueux et irrégulier, propriété mesurable par sa dimension fractale, est ici appliquée à l'analyse de la rugosité des grains de sable.

#### 2) L'application

Un grain de sable bien poli n'évoque guère l'idée de fractale. Par contre, un grain de quartz altéritique est tapissé d'irrégularités observables au M.E.B. jusqu'à très fort grossissement. L'hypothèse est de considérer que :

- la surface du grain originel est fractale,
- l'abrasion agit à toutes les échelles sur cette surface en gardant son caractère fractal.

Dans ces conditions plus l'usure des grains est forte, plus leur dimension fractale est faible.

A partir des contours de grains précédemment digitalisés, nous avons tenté de vérifier cette hypothèse.

La polygonation s'effectue selon l'algorithme suivant. A partir d'un pixel origine  $P_0$ , le contour est parcouru pixel par pixel. On détermine le pixel  $P_1$  dont la distance  $d_1$  au pixel  $P_0$  est la plus proche du pas  $\eta$  imposé.  $P_1$  est alors considéré comme une nouvelle origine pour calculer la distance  $d_2$  du second côté. Cette opération est répétée jusqu'à ce que le contour soit entièrement bouclé. Le dernier côté constitue en fait un bout restant de longueur inférieure aux autres côtés. Le périmètre du polygone est égal à la somme des longueurs calculées des  $n$  côtés.

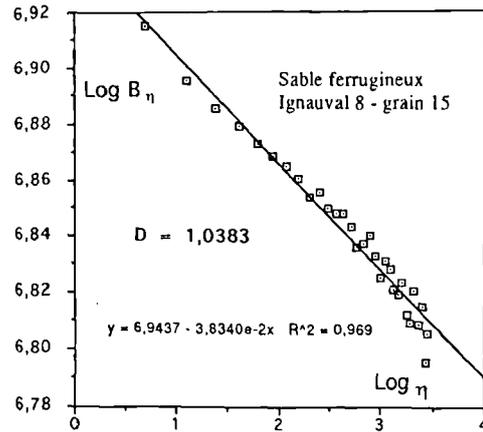


Fig. 5. — Graphe log-log du périmètre du grain en fonction du pas  
Fig. 5. — Bilogarithmic graph of the grain perimeter versus the step length

Chaque grain est polygonisé pour des valeurs de  $\eta$  croissantes de 1 pixel.

Un graphe en coordonnées bilogarithmiques est tracé, représentant la variation du périmètre d'un grain en fonction de la résolution. Généralement, ce graphe est grossièrement linéaire, convexe vers les hautes résolutions, concave vers les faibles résolutions. Il existe donc une tendance à l'auto-similarité, malgré des défauts de linéarité du graphe.

D'autres auteurs, travaillant sur d'autres types d'objets, ont constaté des défauts de linéarité et les ont interprétés de deux manières:

- soit en admettant une dérive fractale, ce qui s'oppose à la théorie.
- soit en décomposant le graphe en deux segments, ou plus, ce qui signifierait une fractalité discontinue. Ces objets sont encore dits fractals multiples.

Cette dernière interprétation est partagée par Kaye (1978), Flook (1979), Orford & Whalley(1983) pour lesquels les particules montrent deux niveaux de fractalité:

- une fractale structurale (à faible résolution) qui rend compte de l'irrégularité globale du grain,
- une fractale texturale (à haute résolution) qui rend compte des micro-aspérités.

Cependant l'idée même d'une discontinuité fractale est critiquée (Rigaut 1987, 1989, 1990).

Aucune de ces deux options ne s'adapte systématiquement et parfaitement aux graphes expérimentaux.

La finalité étant de présenter une procédure simple pour quantifier l'irrégularité des grains de sable, certaines règles ont été suivies:

- une seule dimension fractale est retenue,
- comme c'est aux faibles résolutions que la linéarité du graphe est la plus médiocre, les points correspondants ne sont pas pris en compte. Pour déterminer cette borne du côté des faibles résolutions, l'algorithme de polygonation est arrêté lorsque l'augmentation de  $\eta$  d'un pixel entier ne se traduit pas par la diminution du nombre de côtés du polygone. Compte

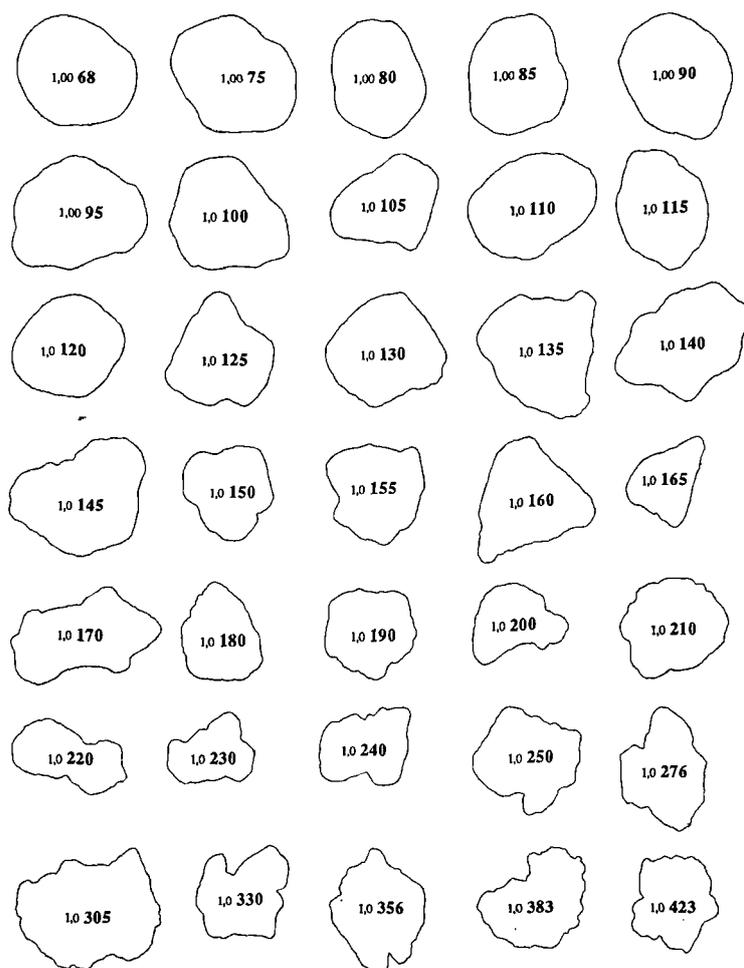


Fig. 6. — Exemples de contours de grains classés par leur dimension fractale  
 Fig. 6. — Examples of grain outlines sorted according to their fractal dimension

tenu du dispositif expérimental, la limite est atteinte vers 25-30 côtés.

La dimension  $D$  retenue se rapproche donc d'une dimension fractale de texture. Elle reflète plus l'existence d'aspérités fines que l'irrégularité globale du grain.

### 3) Les résultats

La morphoscopie fractale présente un intérêt à 3 niveaux: au niveau du grain élémentaire, d'une part, et au niveau statistique de l'échantillon et du type sableux, d'autre part. A chaque niveau correspond un mode de représentation.

#### a) Le grain

Un contour de grain est traduit par son graphe bi-logarithmique (en ordonnées, le logarithme naturel du périmètre et en abscisses celui du pas, en pixels). La droite de régression et la valeur du coefficient de corrélation  $R$  indiquent le degré d'adaptation des résultats à une contour fractal. La dimension fractale est tirée de la pente  $(1-D)$ .

$R^2$  est généralement proche de 0,95, ce qui vérifie, à nos yeux, l'hypothèse de la tendance fractale du contour

granulaire. Comme prévu, la dimension est très proche de 1 et varie, dans la série des échantillons étudiés, de 1,0060 à 1,0500. La variation de  $D$  pour un même grain orienté dans différentes positions reste contenue dans des limites acceptables.

La figure 6 rassemble quelques exemples de contours de grains réels classés par dimension fractale croissante.

#### b) L'échantillon

Un échantillon sableux est composé d'une multitude de grains ayant chacun leur forme particulière. En morphoscopie classique, on évalue par comptage statistique le pourcentage de grains s'apparentant à 3 grands types (ronds-mats, émoussés-luisants, non-usés). La dimension fractale étant une variable continue, il serait théoriquement possible de tracer la courbe de fréquence de dimension fractale. Comme l'effectif compté est faible, on se contente d'un histogramme de fréquence de dimension fractale. Les classes de dimension fractale sont portées en abscisses, en  $10^{-3}$ , et le nombre de grains dans la classe est porté en ordonnées.

La forme des histogrammes de fréquence est un indicateur du degré d'évolution des sables et de leur hétérogénéité.

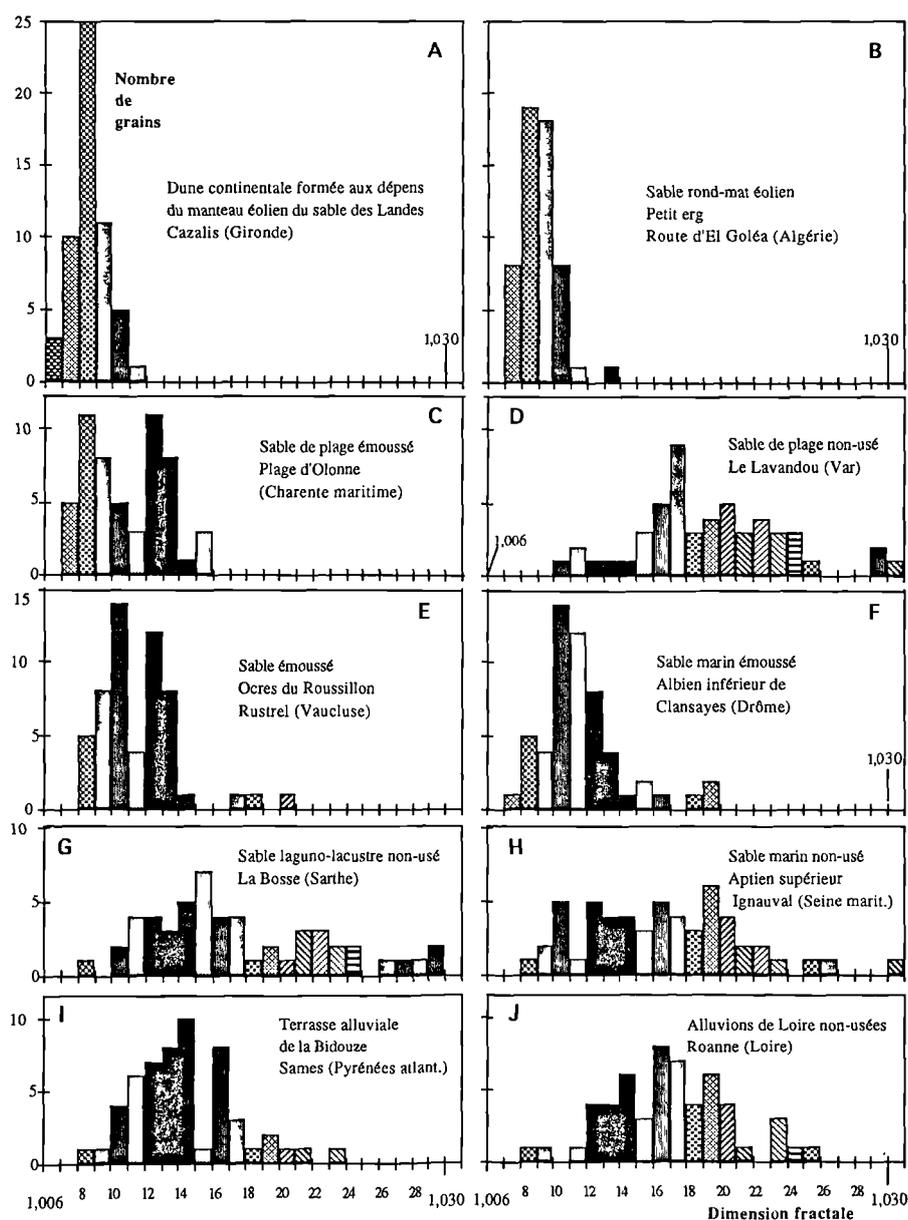


Fig. 7. — Exemples d'histogrammes de dimension fractale pour des sables de différents environnements  
 Fig. 7. — Examples of fractal dimension histograms of sands deriving from different sedimentary environments

Des sables d'origine éolienne, fortement arrondis, présentent un mode marqué avec  $1,008 < D < 1,010$ . Les sables de plage sont un peu plus hétérogènes et leur degré d'émousé est plus ou moins accentué selon l'origine du sable et son évolution antérieure. Les sables marins francs sont en général moyennement triés, avec un mode situé entre 1,010 et 1,014, mais parfois mal triés et anguleux. Les sables fluviatiles ou lacustres sont peu évolués avec un mode supérieur à 1,014.

c) Le type de sable

Une classification génétique des sables basée sur leurs caractères de forme est nécessairement approximative car l'évolution d'un grain (*a fortiori* celle d'une population de grains) est souvent complexe. L'aspect actuel d'un grain de

sable n'est que le résultat des actions les plus récentes effaçant les effets des actions antérieures. Ramener un échantillon à un seul type d'évolution est donc assez caricatural.

Malgré ces limitations, on peut comparer les histogrammes de fréquence de  $D$  pour l'ensemble des échantillons et en déduire une classification uniquement géométrique, basée sur les propriétés de rugosité des grains. La relation entre cette classification et le milieu générateur supposé peut être ensuite envisagée.

Pour discriminer les types de sables, deux méthodes ont été utilisées.

La première est une application de l'analyse factorielle en mode  $Q$ . Ce type d'analyse est normalement adapté à des

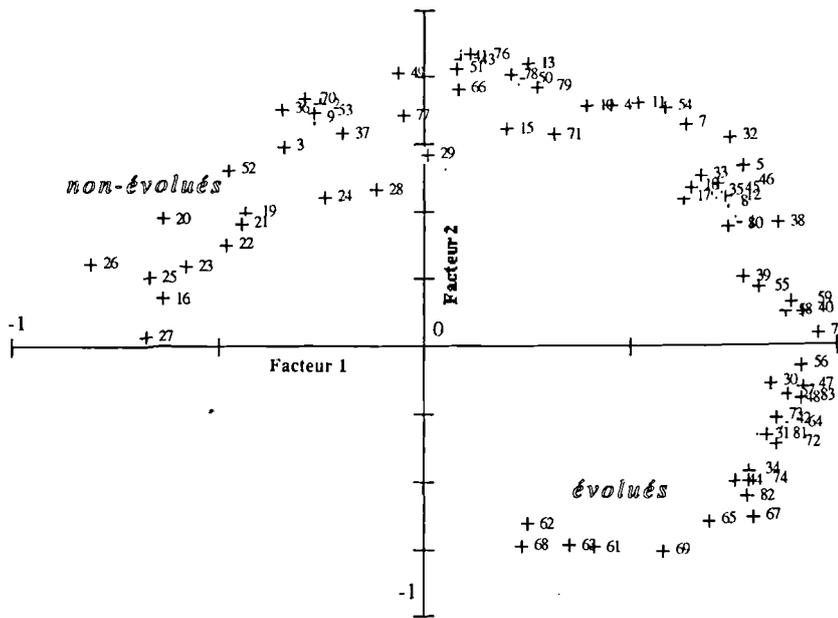


Fig. 8. — Représentation des échantillons sableux en fonction des facteurs 1 et 2

Fig. 8. — Plot of the studied sand samples according to factor I and II

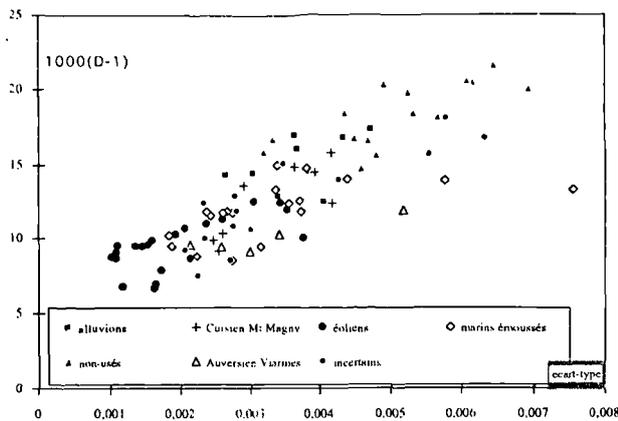


Fig. 9. — Représentation des échantillons sableux en fonction de la moyenne des dimensions fractales et de l'écart-type

Fig. 9. — Plot of the studied sand samples according to their mean fractal dimension and corresponding standard deviation

variables multiples, or dans notre problème il n'y a qu'une seule variable continue, la dimension fractale. Les valeurs de dimensions fractales ont été décomposées en 20 classes et la fréquence d'apparition dans chacune de ces classes a été considérée comme une variable. La figure 8 est le graphe de 80 échantillons représentés en fonction des deux premiers facteurs.

La seconde méthode se limite à ne considérer que 2 variables: la moyenne des dimensions fractales et l'écart-type autour de cette moyenne. Cette réduction est approximative car la distribution de  $D$  dans un échantillon n'est pas nécessairement normale. La figure 9 est le graphe de 93 échantillons ramenés à ces deux variables.

Les deux graphes font apparaître une même évolution générale qui va des grains les plus arrondis et les plus lisses vers les grains les plus irréguliers et les plus rugueux.

Les sables les plus lisses sont ceux qui ont subi une évolution conjointe, marine et dunaire (Pyla, Arcachon, Oléron) avec  $D$  moyen inférieur à 1,009.

#### IV. — CONCLUSION

L'étude de la forme des particules sableuses repose classiquement sur les méthodes morphoscopiques ou exoscopiques. Ces méthodes conduisent à des déductions très fines, mais comme elles sont essentiellement visuelles, elles ne se prêtent guère à des applications numériques. Pour y remédier, nous avons appliqué le traitement d'image vidéographique et tenté de formaliser un des aspects de la forme des grains, celui lié à son contour projeté.

L'analyse de Fourier et le calcul de la dimension fractale du contour constituent deux approches qui permettent de définir la rugosité des grains, c'est-à-dire leurs irrégularités à différentes échelles.

Si l'analyse de Fourier du contour des grains de sable a été éprouvée avec succès depuis une quinzaine d'années dans les analyses sédimentologiques, son exploitation reste assez complexe et nécessite le traitement statistique d'un grand nombre de données. Plutôt que de comparer les spectres harmoniques des grains individuels, nous avons ici privilégié l'étude du spectre moyen de l'échantillon sableux. Une méthode de classification des sables, basée sur le caractère linéaire de la relation log rang vs. log amplitude moyenne des harmoniques, est proposée. Chaque échantillon peut ainsi être ramené à deux paramètres (pente et ordonnée à l'origine) qui reflètent bien l'évolution générale du sable.

A l'expérience, il s'avère que le contour d'un grain de sable possède des propriétés fractales. La détermination de la dimension fractale peut encore être un critère de classification. Chaque grain étant affecté d'une dimension fractale, il est possible :

- de le comparer à un autre grain,
- de comparer les fréquences d'occurrence des dimensions fractales d'un même échantillon (histogramme),
- de comparer les échantillons sableux en visualisant leurs histogrammes,

- de classier les échantillons en les réduisant à leurs traits les plus significatifs (analyse factorielle ou plus simplement moyenne).

Les deux méthodes semblent permettre de caractériser le degré et le type d'usure des sables. Encore au stade expérimental, la technique d'étude devrait gagner en fiabilité et précision par le traitement plus rapide de plus nombreux grains.

### BIBLIOGRAPHIE

BEDDOW J.K. & VETTER A.F. (1977). — A note on the use of classifiers in morphological analysis of particulates. *Journ. Powd. Bulk Sol. Techn.*, 1, p.42-44.

EHRlich R. & CHIN M. (1980). — Fourier grain-shape analysis : a new tool for sourcing and tracking abyssal silts. *Marine Geology*, 38, p.219-231.

EHRlich R. & WEINBERG B. (1970). — An exact method for the characterization of grain shape. *Journ. Sed. Petr.*, 40, p.205-212.

EVANGELISTA S., FULL W.E. & TORTORA P. (1986) Analisi della forma delle particelle sedimentarie : una applicazione ai clasti sabbiosi di ambiente costiero. *Atti 73° Congr. Soc. Geol. Ital.*, 30-9/4-10, p.355-358.

FLOOK A.G. (1979). — *Proc. 2nd Eur. Symp. Particle characterization*, Nuremberg, p.591-599.

FULL W.E., EHRlich R. & KLOVAN J.E. (1981). — Extended QModel- Objective definition of external end members in the analysis of mixtures. *Math. Geol.*, vol. 13, n°4, p.331-344.

KAYE B.H. (1978). — Specification of the ruggedness and/or texture of a fine particle profile by its fractal dimension. *Powder Techn.*, 21, p.207-213.

MANDELBROT B.B. (1982). — *The fractal geometry of nature.*, Freeman, 460 pp.

MAX J. et coll. (1981). — *Méthodes et techniques de traitement du signal et applications aux mesures physiques.*, Masson, t.2, 238 pp.

MAZZULO J., SIMS D. & CUNNINGHAM D. (1986). — The effects of eolian sorting and abrasion upon the shapes of fine quartz sand grains. *Journ. Sed. Petr.*, vol. 56, n°1, p.45-56.

MAZZULO J.M. & EHRlich R. (1980). — A vertical pattern of variation in the St. Peter sandstone- Fourier grain shape analysis. *Journ. Sed. Petr.*, vol. 50, n°1, p.63-70.

ORFORD J.D. & WHALLEY W.B. (1983). — The use of the fractal dimension to quantify the morphology of irregular-shaped particles. *Sedimentology*, 30, p.655-668.

PORTER G.A., EHRlich R., OSBORNE R.H. & COMBELICK R.A. (1979). — Sources and nonsources of beach sand along southern Monterey Bay, California - Fourier shape analysis. *Journ. Sed. Petr.*, 49, p.727-732.

RICHARDSON L.F. (1961). — The problem of contiguity : an  $\delta$  appendix to statistics of deadly quarrels. *Gen. Syst. Yearbook*, 6, p.139-187.

RIGAUT J.P. (1987). — Fractals, semi-fractals et biométrie. in *Fractals. Dimensions non entières et applications*, G. Cherbit éd., Masson, p.231-281.

RIGAUT J.P. (1989). — Fractals in biological image analysis and vision. in *Gli oggetti frattali in Astrofisica, Biologia, Fisica e Matematica*. CERFIM, Locarno, vol. 3, p. 111-145

RIGAUT J.P. (1990). — Fractal models in biological image analysis and vision. *Acta Stereol.*, 9/1, p.37-52.

SCHWARTZ H.P. & SHANE K.C (1969). — Measurement of particle shape by Fourier analysis. *Sedimentology*, 13, p.213-231.

SUTTON H.M. & BUNDALLI N. (1973). — A suggestion for the exact determination of particle size and shape. *Proc. Soc. Anal. Chem.*, p.13-17.

### ANNEXE

#### L'ANALYSE FACTORIELLE

L'analyse factorielle est l'une des nombreuses méthodes statistiques dites multivariées, c'est-à-dire s'appliquant à un ensemble de données décrites par un grand nombre de variables.

C'est le cas par exemple d'un ensemble de roches décrites par leur teneur en différents éléments chimiques ou par des espèces d'ammonites décrites par une série de paramètres dimensionnels. Le terme d'analyse factorielle recouvre une signification différente parmi les statisticiens français et anglo-saxons. En France, l'Analyse Factorielle des Correspondances (AFC) correspond à une extension de la technique d'Analyse en Composantes Principales (ACP). En plus de leur complexité mathématique, les variantes multiples d'analyse factorielle entretiennent une certaine confusion.

#### Notions indispensables de calcul matriciel

Les données peuvent être représentées par une matrice (tableau) sur laquelle sont effectués une suite de traitements mathématiques.

Soit [X], une telle matrice où les lignes (indiquées *i*) représentent les individus et les colonnes (indiquées *j*) les variables. Par exemple, la matrice suivante représente les longueurs, largeurs et épaisseurs mesurées en mm sur 4 valves de lamellibranches. Elle comporte 4 lignes et 3 colonnes, on dit qu'il s'agit d'une matrice 4 x 3 (ou en général *m* x *n*). Chaque élément est symbolisé *x<sub>ij</sub>* et par exemple *x<sub>32</sub>* a pour valeur 33.

$$[X] = \begin{bmatrix} 72 & 34 & 22 \\ 69 & 31 & 21 \\ 75 & 33 & 22 \\ 77 & 35 & 23 \end{bmatrix}$$

A partir d'une matrice [X], on peut définir la matrice *transposée* [X'] en échangeant les lignes et les colonnes.

Deux matrices peuvent être multipliées à condition que le nombre de colonnes de la matrice de gauche soit égal au nombre de lignes de la matrice de droite. Soit une matrice [A] m x n et une matrice [B] n x r, le résultat de leur multiplication est une matrice [C] m x r dont

$$\text{l'équation de chaque élément est : } C_{ij} = \sum_{k=1}^n a_{ik} b_{kj}$$

La multiplication n'est pas commutative et [A].[B] donnera en général une réponse différente de [B].[A]. Dans le premier cas, [B] est prémultipliée par [A] et dans le second cas, elle est postmultipliée.

Si l'on multiplie une matrice m x n par une matrice n x m dans cet ordre, cela donne une matrice m x m dite matrice carrée car possédant le même nombre de lignes et de colonnes.

Le produit d'une matrice par sa transposée est donc une matrice carrée.

La multiplication étant définie, on est conduit à définir une opération dite d'inversion consistant à résoudre l'équation : [A] x [X] = [B] dans laquelle [X] est une matrice inconnue. Il existe différentes procédures d'inversion que nous n'examinerons pas ici. L'inversion de matrice peut être utilisée pour résoudre des équations simultanées, ainsi écrire : 7x<sub>1</sub> + 32x<sub>2</sub> = 29

$$12x_1 + 42x_2 = 98$$

est équivalent sous la forme matricielle [A] · [X] = [B] à :

$$\begin{bmatrix} 7 & 32 \\ 12 & 42 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x_1 \\ x_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 29 \\ 98 \end{bmatrix}$$

où [A] est la matrice des coefficients, [X] un vecteur d'inconnues et [B] le vecteur colonne du membre droit des équations.

Une autre propriétés des matrices est donnée par leur déterminant. Le déterminant est un nombre que l'on extrait d'une matrice carrée par une série d'opérations. Il s'écrit |A| et est défini comme la somme

$$\text{de } n! \text{ termes : } (-1)^k a_{1i_1} a_{2i_2} \dots a_{ni_n}$$

Deux autres grandeurs peuvent encore être extraites d'une matrice, ce sont les valeurs propres et les vecteurs propres.

Il s'agit pour cela de trouver les valeurs λ (valeurs propres) qui vérifient l'équation matricielle : [A] · [X] = λ[X]

On peut montrer qu'il faut que : [A] · [X] = [0]

donc que le déterminant de la matrice [A] doit être égal à 0

Ce calcul relève de manipulations matricielles hors de notre propos. Essayons plutôt de donner une signification géométrique aux valeurs propres. Ceci est possible pour des matrices 2 x 2 ou 3 x 3, au-delà l'extrapolation des méthodes nécessite un effort d'imagination.

Une matrice peut être conçue comme représentant les coordonnées de m points dans un espace à n dimensions. L'exemple le plus simple que nous considérerons est celui de 2 points dans un plan.

$$\text{Soit la matrice : } [A] = \begin{bmatrix} 7 & 12 \\ 12 & 7 \end{bmatrix}$$

Si l'on représente l'ellipse centrée à l'origine et passant par les 2 points. En ce cas, les longueurs des demi-axes de l'ellipse circonscrite sont égales aux valeurs propres de la matrice. Les orientations des axes de l'ellipse représentent les vecteurs propres.

### Principe de l'analyse factorielle

L'analyse factorielle s'effectue sur des matrices carrées. Celles-ci sont produites en multipliant la matrice de données originale par sa transposée. Le résultat est généralement une matrice de variance -

covariance ou matrice de similarité. Les éléments diagonaux (dits de la trace) sont les éléments de variance. Les autres éléments, symétriques deux à deux, sont les éléments de covariance.

La matrice de similarité est dans certains cas normalisée (en soustrayant les moyennes et en divisant par l'écart-type) pour obtenir une matrice de corrélation dans laquelle les éléments de la trace sont égaux à 1.

Si les rangées de la matrice originale [X] correspondent aux objets mesurés et si les colonnes correspondent aux variables, le résultat de la multiplication est différent selon qu'on pré-multiplie ou post-multiplie par la transposée [X]'

Dans le premier cas, on a [R] = [X]' · [X] et dans le second [Q] = [X] · [X]', ce qui conduit à deux types d'analyse factorielle dits en mode R et en mode Q. L'analyse en mode Q est destinée à interpréter les relations entre les objets mesurés, l'analyse en mode R s'intéresse aux relations entre les variables.

En mode Q, la matrice de similarité utilisée est souvent une matrice de coefficients de cosinus θ où :

$$\cos \theta_{ij} = \frac{\sum_{k=1}^m x_{ik} x_{jk}}{\sqrt{\sum_{k=1}^m x_{ik}^2 \cdot \sum_{k=1}^m x_{jk}^2}}$$

Cette matrice (souvent normalisée) est ensuite diagonalisée, c'est-à-dire convertie en une matrice de même taille (n x n), mais dans laquelle tous les éléments sont nuls à l'exception de ceux de la trace.

Ces éléments sont les valeurs propres λ<sub>1</sub>, λ<sub>2</sub>, λ<sub>3</sub>, ..., λ<sub>n</sub>.

Pour s'échapper de l'abstraction mathématique, on peut faire la comparaison entre mathématique et mécanique. En effet, la moyenne se compare au centre de gravité, la variance se compare à l'inertie.

Rappelons qu'en mécanique, on définit l'inertie d'un corps pesant autour d'un axe comme étant proportionnelle à l'énergie nécessaire pour le mettre en rotation. L'inertie élémentaire d'un point M de masse m par rapport à un point O est égale à m.OM<sup>2</sup>.

Supposons maintenant que M appartient à un ensemble de points pesants tournant autour d'un axe passant par G, centre de gravité. M se projette en A sur l'axe de rotation. On peut dire que :

- 1) l'inertie de M autour de l'axe est égale à m.MA<sup>2</sup>
- 2) l'inertie de M expliquée par l'axe est égale à m.GA<sup>2</sup>.
- 3) en généralisant, l'inertie totale d'un corps est égale à l'inertie expliquée par l'axe + l'inertie autour de l'axe.

Par ailleurs, on montre que le comportement d'un corps de forme quelconque peut se ramener à celui d'un corps de la forme d'un ellipsoïde ayant trois axes de symétrie rectangulaire. C'est autour du grand axe que l'inertie est minimale et autour du petit axe que l'inertie est maximale.

En analyse de données, le nuage des points mesurés est identique au nuage des points pesants. On essaye de le ramener à une forme plus simple gardant l'essentiel des propriétés du nuage initial. Cela peut être un ellipsoïde; en ce cas le grand axe correspond à la tendance dominante.

Les axes d'inertie du mécanicien correspondent à des axes factoriels pour le statisticien (facteur I, facteur II, ...). Les valeurs propres λ<sub>1</sub>, λ<sub>2</sub>, λ<sub>3</sub>, ..., λ<sub>n</sub> sont les inerties expliquées par les axes d'inertie, on ramène généralement leur valeur en pourcentage de la variance totale. Généralement, les deux premières valeurs λ<sub>1</sub> + λ<sub>2</sub> rendent compte de plus de 90% de la variance totale.

Comme un nuage de points dans un espace à n-dimensions ne peut être imaginé physiquement, on effectue leur projection (produit scalaire) sur les axes factoriels donnés par les vecteurs propres. Ces valeurs de projection (factor loadings) peuvent être comparées pour un

même facteur, ou plus généralement 2 facteurs à la fois c'est-à-dire dans un plan factoriel.

Le plan des facteurs I et II est le plus parlant, mais une combinaison avec le facteur III peut apporter d'autres informations.

L'analyse factorielle va souvent au-delà. Pour "sentir" un peu mieux la signification des facteurs qui sont des abstractions mathématiques, il existe des techniques permettant d'effectuer une rotation des axes factoriels (varimax, orthotran).

En mode *Q*, certaines méthodes après avoir déterminé les facteurs (ou membres extrêmes, en nombre réduit généralement 2) et déterminé la composition de ces facteurs en terme des variables originales, vont décrire les objets primitifs selon la proportion en chacun des facteurs.

L'étape finale, la plus subjective et souvent la plus ardue, est l'interprétation des facteurs en termes géologiques. Le large éventail des méthodes statistiques montre bien que la panacée n'existe pas et que différents essais sont nécessaires avant de trouver la plus adaptée.





Sont en vente au Siège de la Société :

### MÉMOIRES (\*)

<b>Tome I</b>	n° 1. — Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain crétacé de l'Angleterre et de l'Irlande</i> , 1876, 232 p.....	336,00 F
	n° 2. — P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pennsylvanie</i> , 1882, 178 p.....	252,00 F
	n° 3. — R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p.....	36,00 F
<b>Tome IV</b>	n° 1. — J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spinifer Vermeuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.....	90,00 F
<b>Tome VI</b>	n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutien</i> , B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl.....	85,00 F
	n°2. — J. GOSSELET et al., <i>Faune siluro-dévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. Fasc. 2.....	336,00 F
	n°3. — V.COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909, 68 p., 3 pl.....	156,00 F
<b>Tome VII</b>	n°1. — P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> , Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl.....	102,00 F
<b>Tome VIII</b>	n° 2. — Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria</i> , 1929, 50 p., 5 pl.....	120,00 F
<b>Tome IX</b>	n°1. — G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl.....	432,00 F
	n°2. — G. FOURNIER et al., <i>Poissons élasmobranchés de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.....	96,00 F
<b>Tome X</b>	n°2. — J. LAVERDIERE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.....	180,00 F
<b>Tome XII</b>	— D. LEMAITRE, <i>Faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Anceis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.....	336,00 F
<b>Tome XIII</b>	— P. BRICHE et al., <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl.....	252,00 F
<b>Tome XIV</b>	— G. WATERLOT, <i>Les Gigantostacés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.....	84,00 F
<b>Tome XV</b>	— J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p.....	180,00 F
<b>Tome XVI</b>	— A. BOUROZ et al., <i>Essai de synthèse des données acquises dans la gènèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers</i> , 1983, 118 p., 10 pl.....	250,00 F

### FASCICULES SPÉCIAUX (\*)

« Géologie du Nord de la France » (T. LXXXIX, fasc. 1).....	85,00 F
« Rupture des roches et massifs rocheux » (T. XCV, fasc. 3).....	70,00 F
« Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale » (T. XCVI, fasc. 4 et T. XCVII, fasc. 1).....	200,00 F
« Apports récents à la Géologie du Gondwana » (T. XCVII, fasc. 4).....	150,00 F
« Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens » (T. XCIX, fasc. 1).....	150,00 F
« Géologie appliquée aux problèmes d'énergie et de matières premières » (T. CII, fasc. 2).....	150,00 F
« Tectonique cassante en distension et coulissement » (T. CIII, fasc. 2-3).....	250,00 F
« Aspect de la Géologie de l'Ardenne, hommage au Professeur Beugnies » (T. CV, fasc. 2).....	125,00 F
« Paléozoïque supérieur continental » (T. CVI, fasc. 2).....	300,00 F
« Actualisation de quelques thèmes géologiques » (T. CVI, fasc. 4).....	125,00 F
« Géologie et aménagement régional » (T. CIX, fasc. 2).....	T.T.C. 250,00 F
« Le Nord et son environnement géologique. » (T. 2, 2 <sup>me</sup> série, fasc. 1).....	175,00 F

### PUBLICATIONS (\*)

Publication N° 1. — J. CHOROWICZ, <i>Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac (Yougoslavie)</i> .....	130,00 F
Publication N° 2. — J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Saravejo (Yougoslavie)</i> .....	150,00 F
Publication N° 3. — J. ANGELIER, <i>Néotectonique de l'arc égéen</i> .....	140,00 F
Publication N° 4. — J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin</i> .....	175,00 F
Publication N° 5. — M. COUSIN, <i>Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie</i> .....	175,00 F
Publication N° 6. — F. THIEBAULT, <i>L'évolution géodynamique des Héliénides externes en Péloponnèse méridionale</i> .....	185,00 F
Publication N° 7. — P. DEWEVER, <i>Radiolaires du Trias et du Lias de la Téthys</i> .....	180,00 F
Publication N° 8. — J. FERRIERE, <i>Paléogéographie et tectoniques superposées dans les Héliénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce continentale)</i> .....	185,00 F
Publication N° 9. — H. MAILLOT, <i>Les Paléoenvironnements de l'Atlantique sud : Apport de la géochimie sédimentaire</i> .....	130,00 F
Publication N° 10. — Cl. BROUSMICHE, <i>Les Fougères sphénoptériennes du Bassin Houllier Sarro-Lorrain</i> .....	200,00 F
Publication N° 11. — B. MISTIAEN, <i>Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores</i> .....	200,00 F
Publication N° 12. — T. HOLTZAPFFEL, <i>Les minéraux argileux. Préparation, analyses diffractométriques et détermination</i> .....	T.T.C. 90,00 F
Publication N° 13. — J.L. MANSY, <i>Géologie de la Chaîne d'Ormeuca des Rocheuses aux plateaux intérieurs (Cordillère Canadienne). Evolution depuis le Précambrien</i> .....	200,00 F
Publication N° 14. — C. BECK, <i>Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela)</i> .....	125,00 F
Publication N° 15. — J.M. DEGARDIN, <i>Le Silurien des Pyrénées : Biostratigraphie, Paléogéographie</i> .....	125,00 F
Publication N° 16. — J. SIGAL, <i>Les recherches sur les Foraminifères fossiles en France des environs de 1930 à l'immédiat après-guerre</i> .....	T.T.C. 100,00 F
Publication N° 17. — F. DELAY, <i>Etude et cartographie géologiques du Massif pyrénéen de l'Agly ; traitement informatique des microanalyses chimiques</i> .....	T.T.C. (les 3 fasc.) 360,00 F
Fascicule 1, <i>Le Massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyr. Or.). Evolution tectono-métamorphique</i> .....	T.T.C. 150,00 F
Fascicule 2, <i>Etude d'un système de traitement informatique des microanalyses chimiques</i> .....	T.T.C. 110,00 F
Fascicule 3, <i>Carte géologique en couleurs au 1/25000 du Massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyr. Or.)</i> .....	T.T.C. 150,00 F
Publication N° 18. — A. KHATIR, <i>Structuration et déformation progressive au front de l'allochtone ardennais (Nord de la France)</i> .....	T.T.C. 150,00 F
Publication N° 19. — C. LAMOUREUX, <i>Les mylonites des Pyrénées. Classification. Mode de formation. Evolution</i> .....	150,00 F
Publication N° 20. — G. MAVRIKAS, <i>Evolution Crétacé-Eocène d'une plate-forme carbonatée des Héliénides externes. La plate-forme des Ori Valtou (Massif du Gavrovo), Zone de Gavrovo-Tripolitza (Grèce continentale)</i> .....	150,00 F

Les membres abonnés bénéficient d'une réduction de 20% sur un exemplaire de chacune de ces publications.

Les prix sont augmentés des frais de port et d'emballage quand les volumes ne sont pas pris directement au dépôt.

(\*) Tous les prix sont indiqués hors taxe, sauf indication contraire (T.T.C.).

## SOMMAIRE

Tome 3 (2<sup>me</sup> série), Fascicule 2

parution 1994

---

	pages
Alain BLIECK, Jacky FERRIÈRE et Michel WATERLOT. — Une mise au point sur la géologie des continents issus du Gondwana .....	41
Jacques BEAUCHAMP. — Rôle des facteurs dynamiques dans le colmatage de la Baie de Somme.....	65
Bernard HOYEZ. — La rugosité des grains de sable : application de l'analyse de Fourier et de la dimension fractale .....	73

© 1994 Société Géologique du Nord Editeur, Lille

Toute reproduction, même partielle, de cet ouvrage est interdite. Une copie ou reproduction par quelque procédé que ce soit, photographie, microfilm, bande magnétique, disque ou autre, constitue une contrefaçon passible des peines prévues par la loi du 11 mars 1957 sur la protection des droits d'auteurs.

Imprimé en France (Printed in France)