

Société *Géologique du* *Nord*

Le Nord
et
son environnement géologique

ANNALES

Tome 2 (2^{me} série), Fascicule 1

parution 1993

Volume publié avec le concours de l'A.P.B.G.
et de la Société Obourg - Granulats (Belgique)

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 ⁽¹⁾.

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 10 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 1-1-1993)

	QUALITÉ	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et C.E.E.	Personnes physiques ^{(2) (3)}	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 par tomes entiers aux prix suivants. Exceptionnellement, et jusqu'à épuisement du stock, certains fascicules sont en vente séparément. Leur liste figure en fin de fascicule.

Tomes I à LXXIX (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII)..... 200,00 F H.T.

Tomes LXXX à XCV (manque XCI)..... 270,00 F H.T.

Tomes XCVI à CV 330,00 F H.T.

Tome CVI 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

Le Nord
et
son environnement géologique

ANNALES

Tome 2 (2^{me} série), Fascicule 1

parution 1993

Volume publié avec le concours de l'A.P.B.G.
et de la Société Obourg - Granulats (Belgique)

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. C. CRAMPON
<i>Seconds Vice-Présidents</i>	M ^{me} CI. DELCAMBRE - BROUSMICHE
	M ^{lle} 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 ^{me} Paule CORSIN
<i>Bibliothécaire</i>	M. A. TRENTESAUX

Comité d'organisation scientifique :

M^{me} Paule CORSIN, Directeur de la Publication
M. P. CELET
M. H. CHAMLEY
M. J. FERRIÈRE
M. F. THIÉBAULT

A N N A L E S
DE LA
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, B.P. 36, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex
Tél. 20 43 43 43 (postes 4104 et 4132) - C.C.P. Lille 52-47 Y

Présentation du Colloque à vocation pédagogique

Ce fascicule fait suite au Colloque à Vocation Pédagogique qui s'est déroulé en novembre 1991, sous la présidence de C. Dupuis, Président SGN en 1990 et 1991.

Le contenu de ce fascicule, épais et dense, est à la fois ancré sur la tradition (la Géologie du Nord) et largement ouvert vers l'extérieur, tant au niveau des intervenants scientifiques (une bouffée d'oxygène européenne nous arrive de Bruxelles avec T. Camelbeek), des thèmes abordés (du sable au séisme) que du public visé, en l'occurrence, dans le cas présent, les enseignants de divers horizons (Professeurs de Sciences Naturelles des collèges et lycées, Universitaires...).

Le contenu de ce fascicule n'est hétérogène qu'en apparence. Naturellement sont développés les aspects modernes des sujets traités, notamment dans les articles consacrés aux excursions dans le Massif Ardennais (aspects structuraux) et dans le Boulonnais (eustatisme par exemple). Il m'apparaît cependant qu'une autre tendance sous-tend la quasi-totalité des articles présents : l'intérêt pour les problèmes d'environnement au sens large : sont abordés par exemple des problèmes liés aux séismes (le séisme de Roermond-Maastricht du 13 avril 1992 a d'ailleurs été analysé dans le fascicule 4 du Tome 1 par T. Camelbeek), des problèmes liés à l'évolution du trait de côte (conférence H. Chamley, développée dans l'article J. Ferrière, A. Trentesaux et H. Chamley), des problèmes liés à l'eustatisme par le biais de l'analyse des séries anciennes (du Crétacé) telles que celles du Boulonnais (article F. Robaszynski *et al.*), ou même encore des problèmes d'environnement culturel (article de J.P. Colbeaux et J.P. Geib, sur la Maison du Marbre et de la Géologie). Je tiens naturellement à remercier tous ceux qui ont permis la réussite de cette entreprise qu'il s'agisse des organisateurs, des participants mais aussi des organismes qui nous ont accordé leur soutien financier et plus particulièrement l'APBG (Association des Professeurs de Biologie-Géologie) et les Ciments d'Obourg en Belgique.

Evolution de la Société Géologique du Nord

Mon espoir est que l'ouverture évoquée précédemment ne soit pas sans lendemain et que les liens nouveaux qui se tissent entre notre Société et de nouveaux lecteurs perdurent. A cet effet, je rappelle que, en plus des articles de fond habituels, de nouvelles rubriques figurent dans les fascicules "ordinaires", à savoir des informations immédiates et des articles synthétiques. N'hésitez donc pas à nous contacter pour tout renseignement, y compris pour nous demander des précisions voire le développement de thèmes particuliers dans nos colonnes.

Comme chaque année, notre Société a procédé au renouvellement d'une partie de l'équipe qui préside aux destinées de celle-ci : deux vice-présidents, deux conseillers et en outre le secrétaire et le secrétaire adjoint. Je tiens à remercier vivement les partants pour la tâche accomplie : MM. A. Blicq, F. Thiébault et surtout D. Vachard qui assurait depuis 3 ans la lourde charge de secrétaire, et à saluer et remercier d'avance les entrants ou les mutants : M. J.F. Deconinck et Mlle B. Beauvière au secrétariat, ainsi que Mme C. Brousmiche-Delcambre, Mlle B. Tessier et M. D. Vachard.

Par ailleurs, pour répondre au désir d'ouverture signalé plus haut et dans le souci de satisfaire nos membres actuels et futurs, l'équipe a été renforcée et des secteurs nouveaux d'intervention définis : organisation des réunions (B. Tessier), centralisation des informations (E. Carlier), relation avec le monde extérieur et publicité (J.N. Proust).

Enfin, afin d'accélérer la parution des articles, ceux-ci seront publiés dans l'ordre correspondant à leur mise en conformité définitive (après acceptation par les "reviewers" et corrections éventuelles) et non plus dans l'ordre de leur présentation lors des réunions ordinaires de la SGN. De ce fait, le phénomène de blocage observé de par l'existence d'articles déposés et acceptés mais corrigés tardivement ne se produira plus.

Rappelons que les modifications de numérotation mises en oeuvre avec l'apparition de la "Série bleue" correspond à cette volonté d'efficacité. Alors qu'antérieurement le contenu d'un Tome correspondait à un ensemble de publications déposées durant une année (de ce fait, deux années étaient portées sur la couverture du fascicule : celle du dépôt des articles et celle de parution), la nouvelle formule, plus souple, ne portera sur la couverture que la date de parution du fascicule. Les informations chronologiques (dépôt, acceptation...) concernant les articles figurent naturellement sur les différents articles (en bas de la première page de l'article).

Le tissu social évolue, il nous faut évoluer... Notre seul souci est de vous donner, encore plus que par le passé et sans sacrifier la qualité de l'information scientifique, envie de lire chaque fascicule, et si cela n'est déjà fait, de venir rejoindre nos rangs pour continuer l'effort entrepris.

Bonne lecture...

Le Président en exercice,

J. FERRIERE.

INTRODUCTION À L'ÉTUDE DES TREMBLEMENTS DE TERRE. LA SÉISMICITÉ EN BELGIQUE ET DANS LE NORD DE LA FRANCE.

Introduction to the study of earthquakes. Seismicity in Belgium and the north of France.

T. CAMELBEECK (*)

I. — AVANT PROPOS

Il existe peu de publications introduisant et illustrant les méthodes du séismologue pour étudier les tremblements de terre. L'objectif de ce travail, présenté à Lille lors du colloque à vocation pédagogique organisé le 9 octobre 1991 par la Société Géologique du Nord, est de combler en partie cette lacune et de donner un bref aperçu de nos connaissances actuelles sur les tremblements de terre.

Les tremblements de terre se produisent le long de zones de faiblesses préexistantes, les failles, dont le comportement mécanique est contrôlé par la friction. Ces notions ainsi que celle de cycle séismique sont introduites dans le premier paragraphe.

Le but du deuxième paragraphe est la description de la source séismique: sa géométrie et ses dimensions. L'attention du lecteur est attirée sur la relation fondamentale entre la longueur de faille sur laquelle la rupture s'est propagée et le moment séismique qui est la mesure la plus appropriée de la grandeur des tremblements de terre.

Dans le troisième paragraphe, les tremblements de terre sont décrits en tant que sources d'ondes séismiques. Les méthodes classiques de localisation du foyer et de détermination de la grandeur et de la géométrie de la source des tremblements de terre sont illustrées par des exemples en Belgique et dans le Nord de la France.

Le dernier paragraphe est consacré à une brève analyse de l'activité séismique dans nos régions.

Le sujet est vaste et ne peut être résumé en quelques pages. Je conseille vivement au lecteur désireux d'avoir plus d'informations de consulter la bibliographie et particulièrement les ouvrages et articles de Bolt (1988), Boore (1977), Cox et Hart (1986) et Madariaga et Perrier (1991).

II. — TREMBLEMENT DE TERRE FRICTION LE LONG DES ZONES FAILLEES.

Dans les zones continentales, les roches de la partie superficielle de la croûte terrestre possèdent un comportement cassant. Sous l'effet des contraintes tectoniques, les déformations se produisent le long de zones de faiblesses préexistantes, les failles, et sont contrôlées par la friction.

La friction est la résistance au mouvement se produisant lorsqu'un objet glisse tangentiellement sur la surface d'un autre objet avec lequel il est en contact.

A cause de l'augmentation de la température et de la pression avec la profondeur, le comportement du matériau crustal devient progressivement plastique. La profondeur à laquelle cette transition se produit varie généralement entre 10 et 20 km.

(*) Centre de Géophysique Interne, Observatoire Royal de Belgique, Avenue Circulaire, 3, 1180 Bruxelles.
Note déposée en Décembre 1991.

La partie supérieure de la croûte terrestre jusqu'à cette profondeur est appelée zone sismogène parce que, sous certaines conditions mécaniques, le glissement le long des zones faillées s'y produit sous la forme de tremblements de terre.

L'expérience décrite en a figure 1 modélise simplement le comportement mécanique des failles dans la zone sismogène.

Un bloc rocheux pressé par une force F sur une surface est relié au point P par l'intermédiaire d'un ressort de constante K . On force le point P à se déplacer à une vitesse constante v . Il transmet au bloc une force T parallèle à la surface. Au début de l'expérience, la friction entre le bloc et la surface empêche le déplacement de celui-ci. La force transmise par le ressort augmente progressivement avec le temps.

Le glissement apparaîtra lorsque T atteint une certaine valeur T_A suffisante pour vaincre la friction statique.

La force horizontale nécessaire pour déplacer le bloc est:

$$T = T_A = f_s F$$

où f_s est le coefficient de friction statique.

De nombreuses expériences de laboratoire sur des échantillons rocheux ont montré que f_s était compris entre 0.6 et 1.0 pour des contraintes normales maximales de 100 MPa. Cette valeur étant relativement insensible au type de roches et à la température.

Rappel concernant les unités de contrainte.

$$\begin{aligned} 1Pa &= 1N.m^{-2} \\ 1bar &= 10^6 \text{ dyne.cm}^{-2} = 10^5 N.m^{-2} \\ 1MPa &= 10^6 Pa \end{aligned}$$

Lorsque le glissement est initié, la friction diminue. Suivant la variation de la friction dans le temps, l'évolution du glissement peut prendre deux aspects totalement différents (b, fig. 1).

Si la variation de friction n'est pas trop importante (cas A), les blocs glisseront de manière continue en fonction de la contrainte appliquée. La faille est aismique et exempte de tremblements de terre. La déformation est continue même dans la partie cassante de la croûte (c, fig. 1).

Si la friction se réduit brutalement (cas B), une instabilité dynamique se produit, résultant en un glissement instantané et une chute de contrainte associée. Une rupture s'ensuit après laquelle les deux blocs déplacés l'un par rapport à l'autre seront immobiles comme au début de l'expérience. La faille est sismiquement active. Le déplacement relatif entre les deux blocs se fait par saccades correspondant chaque fois à un tremblement de terre. Une fois la rupture amorcée, la contrainte augmente dans les portions de la faille n'ayant pas encore glissé. D'autres points de la faille sont ainsi amenés de proche en proche au-dessus du seuil de rupture impliquant le glissement.

La rupture se propagera sur une portion de faille plus ou moins longue suivant l'importance du tremblement de terre. Elle s'arrêtera à cause d'hétérogénéités ou de variations de géométrie le long de la faille.

La vitesse de propagation de la rupture est inférieure à la vitesse des ondes de cisaillement (paragraphe IV) dans la région focale. Elle est généralement de l'ordre de 2 à 3 km/s.

ANALOGUE MECANIQUE FAILLE

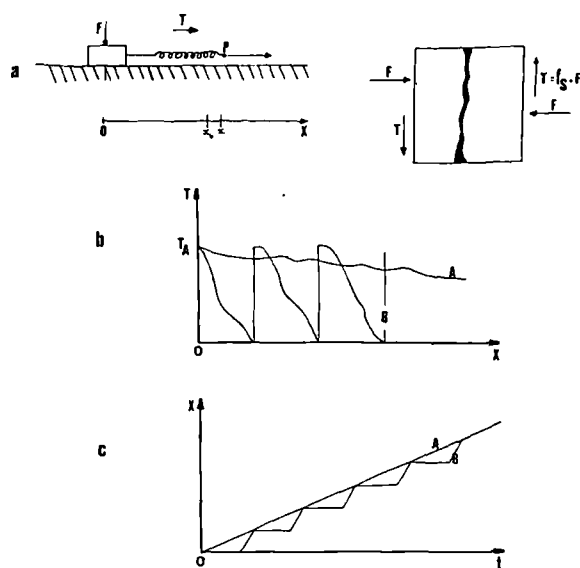


Fig. 1. — Modélisation simple de la friction le long des zones faillées.

a) *Analogie mécanique.* Un bloc rocheux pressé par une force F sur une surface est relié au point P de coordonnées x par l'intermédiaire d'un ressort de constante K . On force le point P à se déplacer à une vitesse constante v : $x = x_0 + v.t$. Il transmet au bloc une force $T = K(x - x_0)$ parallèle à la surface. Au début de l'expérience, la friction entre le bloc et la surface empêche le déplacement de celui-ci. La force transmise par le ressort augmente progressivement avec le temps. Le glissement apparaîtra lorsque T atteint une certaine valeur T_A suffisante pour vaincre la friction statique. La force horizontale nécessaire pour déplacer le bloc est: $T = T_A = f_s F$ où f_s est le coefficient de friction statique.

FAILLE. F est la contrainte (force par unité de surface) normale à la faille, T est la contrainte tangentielle le long de la faille et f_s est le coefficient de friction statique.

b) *Variation de la force tangentielle en fonction du déplacement du bloc rocheux.* Lorsque le glissement est initié, la friction diminue. Suivant la variation de la friction, l'évolution du glissement peut prendre deux aspects totalement différents: cas A, le glissement est continu ou cas B, le glissement est saccadé.

c) *Variation de la position du bloc rocheux en fonction du temps.* Les deux cas d'évolution du glissement décrits en (b) sont indiqués.

Le processus d'accumulation progressive des contraintes se produit par exemple dans une zone très étroite à la limite entre deux plaques lithosphériques. Les dimensions de cette zone de part et d'autre de la faille sont de l'ordre de 10 à 20 km dans le cas des zones décrochantes continentales importantes (la faille de San-Andréas en Californie, la faille Nord-anatolienne en Turquie,...) qui est l'exemple présenté sur la figure 2.

Le mouvement lent des plaques (quelques cm par an) produit un glissement aismique dans la partie ductile de la croûte. Le matériau de la partie cassante de la croûte dans le voisinage immédiat de la faille est déformé élastiquement jusqu'au moment où les contraintes provoquées par cette déformation deviennent supérieures à la friction en un point de la faille. Le tremblement de terre se produira à cet instant et les deux blocs de la partie cassante de la croûte rattrapperont instantanément le retard de déformation accumulé par rapport à la partie inférieure plastique de la croûte.

III. — LA GEOMETRIE ET LES DIMENSIONS DES SOURCES SEISMIQUES.

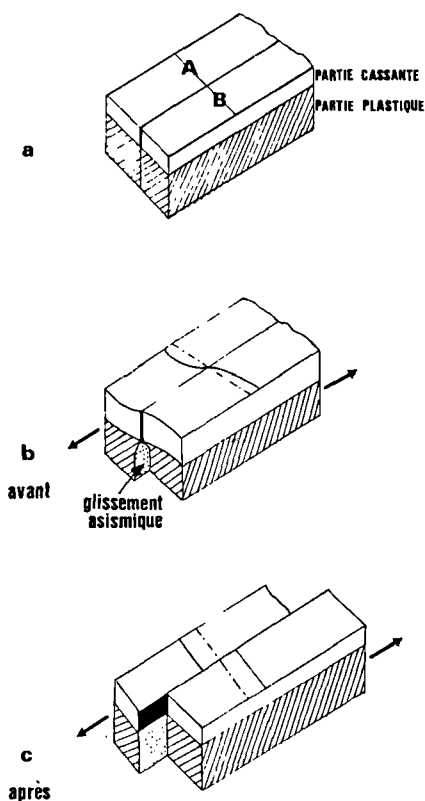


Fig. 2. — Le cycle séismique.

(a) *Initialisation du processus d'accumulation des contraintes.*

(b) *Avant le tremblement de terre.*

Le mouvement lent en sens opposé des plaques lithosphériques A et B produit un glissement aisésmique continu dans la partie plastique de la croûte terrestre. Le matériau de la partie supérieure cassante de la croûte est déformé élastiquement.

(c) *Après le tremblement de terre.*

Les contraintes provoquées par cette déformation élastique deviennent supérieures à la friction en un point de la faille. Un glissement instantané se produit dans la partie cassante de la croûte: c'est le tremblement de terre. Après le tremblement de terre, les deux blocs se sont déplacés l'un par rapport à l'autre et un nouveau cycle commence.

Le foyer ou hypocentre du tremblement de terre est le point d'initiation de la rupture.

Le processus d'accumulation des contraintes est ainsi réinitialisé et un cycle identique au précédent commence. La succession de périodes d'accumulation et de relaxation de contraintes est appelée cycle séismique.

L'activité séismique est cependant rarement caractérisée par un cycle aussi simple durant lequel la plus grande partie de l'énergie de déformation est relaxée lors d'un tremblement de terre caractéristique dont le temps de récurrence est bien défini.

Dans les régions intraplaques, l'accumulation des contraintes n'est pas expliquée par le déplacement relatif continu entre deux plaques lithosphériques. Les séismes à l'intérieur des plaques se produisent dans des zones où les contraintes peuvent s'accumuler localement, par exemple à l'intersection de structures géologiques préexistantes pouvant être régionales ou locales.

Une faille est définie par trois paramètres géométriques (fig. 3):

— l'azimut de sa trace horizontale.

— le pendage.

— le vecteur glissement représentant le déplacement relatif des deux blocs crustaux.

Suivant l'orientation du vecteur glissement, une faille peut être normale, inverse ou décrochante. Le résultat du glissement sur une faille inverse est un raccourcissement horizontal. Les failles normales caractérisent les régimes tectoniques d'extension horizontale. Les décrochements se produisent lorsque les deux blocs se déplacent l'un par rapport à l'autre parallèlement à la surface du sol. Le décrochement sera dextre (senestre) si le mouvement du bloc situé sur le bord opposé à celui où se trouve un observateur est dirigé vers la droite (gauche).

Dans les zones continentales, les tremblements de terre de magnitude supérieure à $M_S=5.5$ provoquent la rupture de toute la partie cassante de la croûte (zone sismogène). Dans certains cas, une déformation permanente apparaît en surface le long de la zone faillée. Cependant, les couches sédimentaires superficielles sont peu résistantes et se déforment souvent sans fracturation rendant invisibles les failles qui ont glissé. La figure 4 indique les relations observées entre la magnitude des grands séismes continentaux, la longueur de faille observée en surface et la grandeur maximale du glissement.

En moyenne, un tremblement de terre de magnitude 6.0 provoquera une rupture en surface d'environ 5 km avec un glissement de l'ordre de 10 cm tandis qu'un séisme de magnitude 8.0 résultera d'une déformation maximale pouvant atteindre 10 m sur une longueur de plusieurs centaines de km. Les séismes de magnitude inférieure sont provoqués par une relaxation locale dans la croûte. La rupture reste limitée à une portion réduite de la zone sismogène et ne parvient généralement pas en surface.

Même s'il n'est pas possible de mesurer en surface les dimensions de la faille responsable d'un tremblement de terre, l'analyse des ondes séismiques rayonnées peut en fournir une estimation.

En effet, au fur et à mesure que la rupture se propage le long de la faille, chaque point atteint par le front de rupture rayonne de l'énergie sous forme d'ondes séismiques. Le champ élastique rayonné à une certaine distance de la source est le résultat de l'interférence des ondes émises par les différentes portions de faille après qu'elles aient été atteintes par le front de rupture. Plus la fréquence des ondes est élevée, plus l'interférence sera destructive. La fréquence à partir de laquelle l'interférence devient appréciable peut être utilisée pour déterminer les dimensions de la faille, en supposant connue la vitesse de propagation de la rupture. Cette fréquence est 2 à 3 Hz pour une faille longue de 1 km et environ 0.016 Hz (période de 60 s) pour une faille de 100 km.

Si la source séismique est analysée à partir des ondes de fréquence inférieure à cette fréquence critique, le glissement le long de la faille paraît instantané et la source peut être supposée ponctuelle et équivalente au modèle consistant en deux couples de force à moment résultant nul. La figure 5 définit l'orientation des couples de force en fonction de la géométrie de la source séismique. Une des propriétés

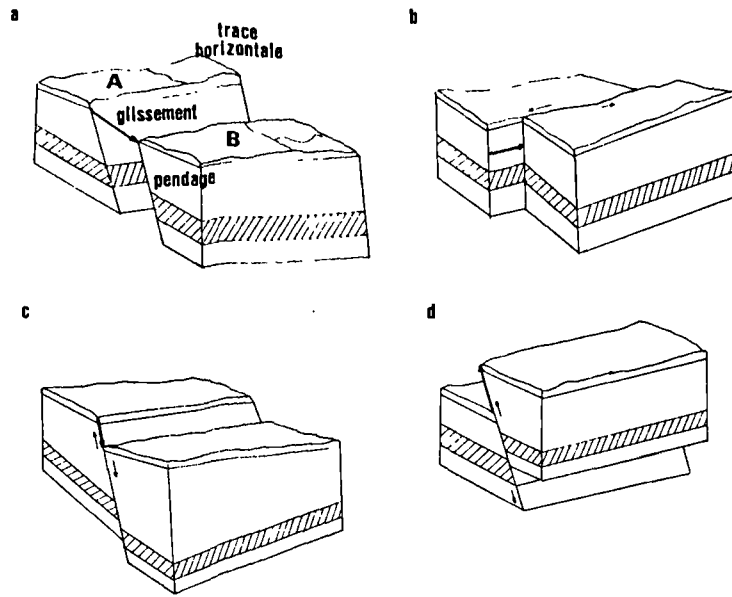


Fig. 3. — Les différents types de failles.

(a) Une faille est définie par : l'azimut de sa trace horizontale, son pendage et la direction du glissement. Les différents types de faille sont caractérisés par la direction du vecteur glissement. Dans les 3 cas présentés, le glissement du bloc B sur le bloc A est indiqué. — (b) décrochement — (c) faille normale — (d) faille inverse

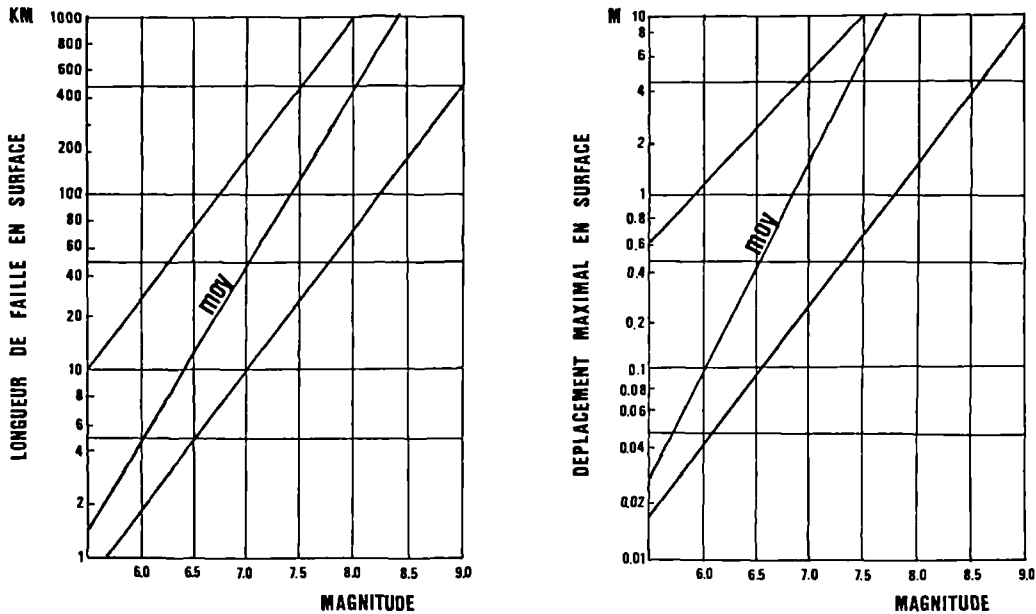


Fig. 4. — Relations entre la magnitude, la longueur de la rupture et le déplacement maximal observé en surface pour les tremblements de terre continentaux.

La droite moyenne "moy" est celle obtenue par moindre carré à partir des observations collectées sur le terrain. Les deux autres droites indiquent les valeurs extrêmes observées.

essentielles de ce système de forces est sa symétrie par rapport au plan de faille et au plan orthogonal au vecteur glissement passant par le foyer (plan auxiliaire).

La grandeur de la source sismique peut être spécifiée par la valeur d'un des deux couples: le moment sismique M_0 qui s'écrit en fonction des dimensions de la faille et du glissement par la relation:

$$M_0 = \mu (\xi_0) L W g$$

- M_0 s'exprime en N.m
- $\mu (\xi_0)$ est la rigidité dans la région focale ξ_0 (environ $3 \cdot 10^{11} \text{ N.m}^{-2}$ dans la croûte).
- L est la longueur de faille en m.
- W est la largeur de faille en m.
- g est le glissement moyen en m.

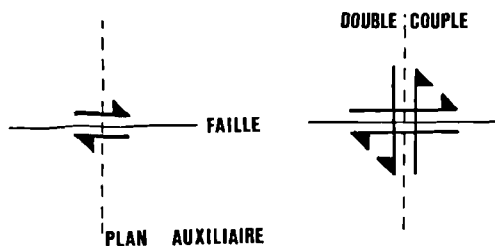


Fig. 5. — Modèle du double couple de forces.
A gauche, section à travers la faille. Les flèches indiquent le sens de glissement de chacun des blocs. ; A droite, géométrie du double couple de forces correspondant.

Les séismes les plus forts connus pour lesquels on dispose d'informations fiables, ceux du 23 mai 1960 au Chili et du 28 mars 1964 en Alaska ont respectivement un moment séismique de $2.0 \cdot 10^{23}$ N.m et $7.9 \cdot 10^{22}$ N.m. Celui du séisme de Liège du 8 novembre 1983 ($M_L = 5.0$) est de 10^{16} N.m .

L'échelle des dimensions des failles sismiques couvre donc un large éventail. La propriété fondamentale est que sur plus de dix ordres de grandeur, il existe une relation entre le moment séismique et la dimension L de la faille (fig. 6):

$$M_0 = \Delta\sigma L^3$$

$\Delta\sigma$ est compris entre 10^5 et 10^7 Pa et peut être interprété comme la chute de contrainte moyenne dans la zone de rupture du tremblement de terre.

La dimension de la faille est donc le paramètre fondamental déterminant les propriétés physiques des tremblements de terre.

La relation entre le moment séismique et les dimensions de la source séismique n'a cependant pas la même signification dans l'entière du spectre séismique. Dans le cas des petits séismes, la rupture se propage plus ou moins circulairement le long de la zone faillée. La dimension L correspond au rayon de la source séismique supposée circulaire. Lorsque les dimensions de la source augmentent, la rupture finit par se propager sur toute la largeur de la zone sismogène. La largeur W de la faille reste constante, et seule la longueur L de la faille peut encore croître. Pour ces tremblements de terre plus importants, la variation de M_0 est proportionnelle à L^2

Dans la partie inférieure du spectre séismique, les sismologues sont divisés à cause de l'observation suivante: en dessous d'une certaine valeur, le moment séismique semble décroître beaucoup plus vite que prédit lorsque la dimension de la source diminue. Deux explications différentes peuvent être données à cette observation. Cette limite inférieure est fictive et est due au fait que la Terre joue le rôle de filtre passe-bas pour les ondes séismiques et qu'il existe donc une fréquence maximale à partir de laquelle les ondes séismiques ne peuvent être détectées en surface. L'autre point de vue est que ce phénomène est un effet réel de la source séismique et qu'il existe une dimension minimale pour les sources séismiques. Dans ce cas, les variations du moment séismique sont dues aux variations de la chute de contrainte.

Une faille réelle est une structure tridimensionnelle beaucoup plus complexe que la représentation géométrique simple présentée qui modélise la source des tremblements de

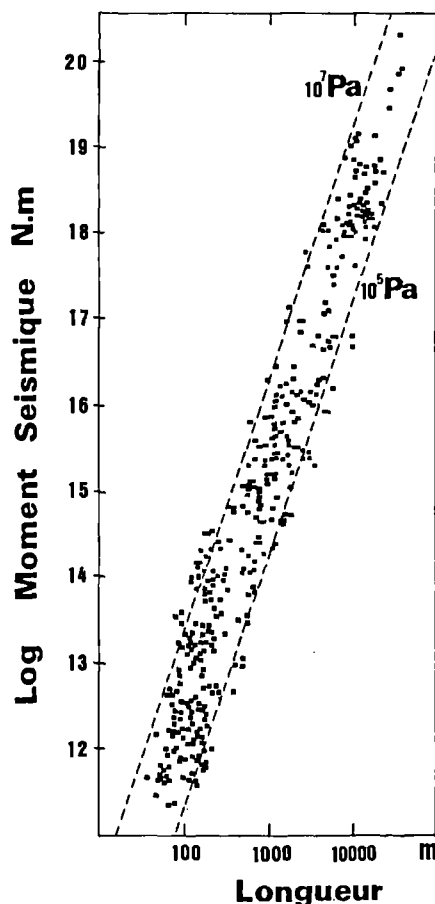


Fig. 6. — Relation entre les dimensions de la faille et le moment séismique déterminé à partir des enregistrements sismiques.
Adapté de T. Hanks (1977)

terre observée par les ondes séismiques de basses fréquences (inférieures à la fréquence critique définie précédemment). Les zones faillées sont en effet organisées en réseaux de failles de toutes les dimensions interagissant entre elles. Cette complexité se manifeste dans celle des séismogrammes des séismes importants et par la gamme des magnitudes des séismes se produisant le long d'une même zone faillée.

Une illustration en est fournie par l'analyse de l'essai séismique qui s'est produit le long de la zone faillée de Hockay dans les Hautes-Fagnes d'octobre 1989 à avril 1990. La figure 7(a) indique la localisation de ces tremblements de terre. Les épicentres sont alignés suivant une structure longue de 12 km reconnue par la géomorphologie et visible en télédétection. L'activité séismique ne s'est pas répartie de manière uniforme dans l'espace et le temps. Les premiers séismes sont localisés principalement à l'extrémité Nord de la zone mais la grande majorité des tremblements de terre s'est produite plus au Sud. La portion intermédiaire longue de 4 à 5 km est restée inactive. La zone Sud plus active est détaillée en b figure 7. Elle a une longueur de 1.7 km et les foyers sont compris entre 7.0 et 8.5 km. Les coupes transversales et longitudinales en fonction de la profondeur montrent clairement la géométrie de cette portion de faille dont le pendage est proche de 70° . La localisation des hypocentres montre ainsi les hétérogénéités de la zone faillée de Hockay pour les dimensions variant de 1 à 10 km.

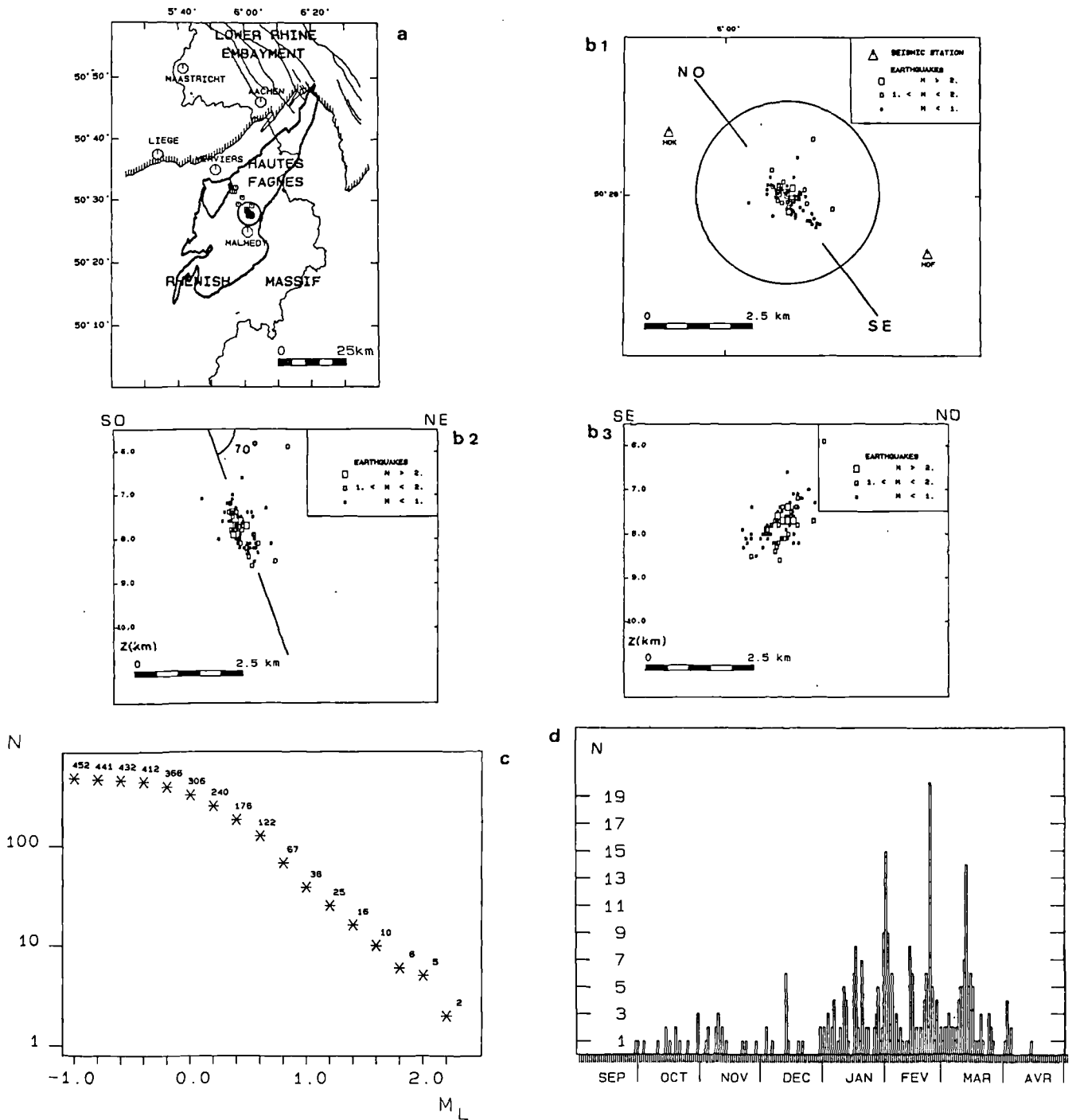


Fig. 7. — La zone faillée de Hockay

(a) Localisation des tremblements de terre de la séquence sismique des Hautes-Fagnes (octobre 1989 - avril 1990). Les épices sont alignés suivant une direction Nord-Ouest Sud-Est. La portion de faille active est longue de 12 km et est située entre les villes de Verviers et Malméd. L'activité sismique s'y est localisée en deux zones (une à l'extrémité Nord, l'autre à l'extrémité Sud) séparées par une portion de faille asismique longue de 4 à 5 km. Un agrandissement de la portion Sud de la faille (entourée par un cercle) est donné en (b).

(b1) Epices des tremblements de terre localisés dans la partie Sud de la zone faillée. La précision de la localisation de ces événements est de l'ordre de 0.5 km.

(b2) Coupe transversale en fonction de la profondeur reprenant la localisation des tremblements de terre définis en (b1). La répartition des hypocenters donne une idée précise du pendage de la zone faillée (70°).

(b3) Coupe longitudinale en fonction de la profondeur pour les mêmes tremblements de terre.

(c) Fréquence cumulée de tous les tremblements de terre de la séquence des Hautes-Fagnes en fonction de la magnitude M_L . Le nombre N de tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à M_L est indiquée.

(d) Histogramme du nombre journalier N de séismes pour la période septembre 1989 - avril 1990.

Le long d'une zone faillée, le nombre $N(M_L)$ de tremblements de terre de magnitude supérieure ou égale à M_L durant une période bien déterminée suit la loi de Gutenberg-Richter:

$$\log N = a - bM_L$$

dans laquelle a exprime le niveau d'activité sismique pour la période analysée et b le fait que les séismes faibles se produisent plus souvent que les séismes importants.

La valeur du paramètre b est souvent interprétée en fonction du degré d'hétérogénéité de la zone faillée. Sa valeur décroît lorsque l'hétérogénéité croît. Par exemple, b varie de 0.5 à 0.7 dans le cas de zones très hétérogènes comme dans le Hainaut.

La figure 7(c) indique la fréquence cumulée des événements N en fonction de la magnitude pour la séquence des Hautes-Fagnes. La loi de Gutenberg-Richter est valable pour les magnitudes supérieures à 0.0. Pour les séismes de magnitude inférieure, la loi n'est pas valable à cause du niveau de détection des stations sismiques qui est insuffisant pour les enregistrer. La valeur du paramètre b est 0.99 indiquant un degré d'hétérogénéité inférieur à celui observé dans le Hainaut.

Si la zone faillée était homogène, le cycle sismique se réduirait au modèle du premier paragraphe. L'occurrence de séismes dont la magnitude varie de -1.0 à 2.4 est la preuve de la présence d'hétérogénéités dont les dimensions correspondent à celles de ces tremblements de terre, soit de l'ordre de dix à plusieurs centaines de mètres.

IV. — TREMBLEMENT DE TERRE = SOURCE D'ONDES SEISMQUES.

La propagation de la rupture le long d'une zone faillée engendre les ondes sismiques responsables des mouvements ressentis et mesurés lors des tremblements de terre.

Dans les solides élastiques, deux types d'ondes peuvent se propager: les ondes de compression ou ondes P et les ondes de cisaillement ou ondes S.

La figure 8 montre la déformation d'un bloc de matériau traversé par une onde de compression. Elle correspond à la propagation dans le milieu d'une succession de compressions et de dilatations. Les particules du milieu subissent un changement de volume.

Dans le cas de l'onde S, les particules du matériau vibrent perpendiculairement à la direction de propagation de l'onde et se déforment sans changement de volume mais en changeant de forme.

Pour un solide élastique parfait la vitesse de propagation des ondes P vaut environ 1.7 fois la vitesse des ondes de cisaillement. Les liquides parfaits n'ayant pas de viscosité et n'offrant donc aucune résistance au cisaillement, les ondes S ne s'y propagent pas.

En plus des ondes P et S, il existe une troisième catégorie d'ondes, les ondes de surface qui sont guidées entre la surface et les couches intérieures de la Terre.

L'enregistrement du mouvement vertical du sol par quatre stations du réseau sismique belge d'un séisme de magnitude

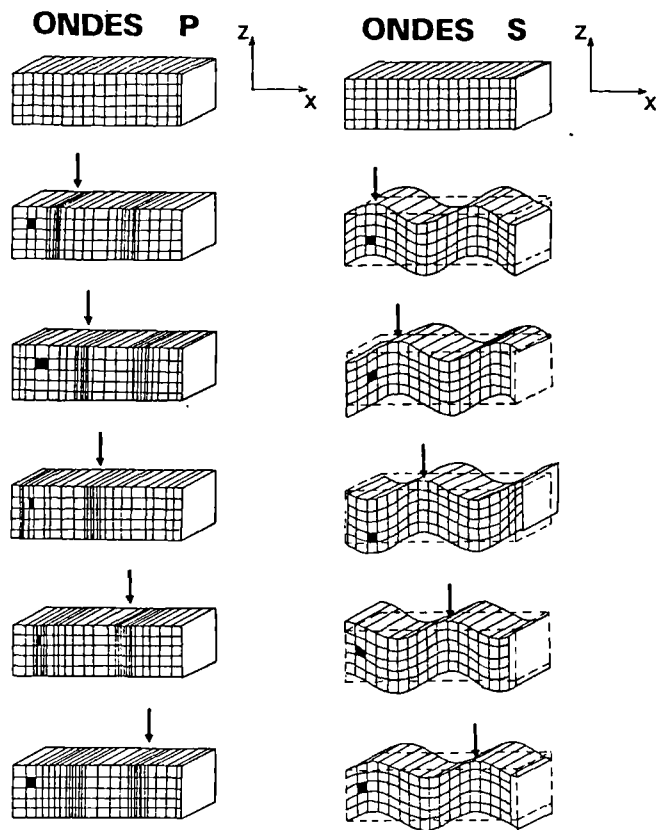


Fig. 8. — Propagation des ondes de volume dans un solide élastique. Les différents schémas montrent la propagation dans la direction de l'axe x d'une perturbation élastique (ondes P ou S). Une flèche indique la progression à des intervalles de temps équidistants d'un front d'onde associé à la perturbation. L'évolution dans le temps d'un petit élément du solide représenté en noir est également présentée. ONDES P : Les particules du milieu se déplacent suivant la direction de propagation de la perturbation. Elles subissent une variation de volume.

ONDES S : Les particules du milieu se déforment suivant la direction z orthogonale à la direction de propagation de l'onde. Elles conservent leur volume, mais subissent une variation de forme.

3.5 localisé à Sprimont 15 km au Sud-Est de Liège est repris sur la figure 9. L'emplacement des stations est indiqué sur la figure 11.

Cet exemple va nous permettre d'illustrer les informations simples déduites des séismogrammes permettant d'analyser la source du tremblement de terre.

Les informations données dans le tableau I sont les temps d'arrivée des ondes P et S ainsi que le sens du premier mouvement de l'onde P. Par convention, les signaux des séismomètres sont enregistrés de manière telle qu'un mouvement du sol vers le haut (compression) correspond à un mouvement positif sur le séismogramme de la composante verticale. Si le sol s'abaisse (dilatation), le mouvement sera négatif sur le séismogramme.

1) Localisation

La localisation de l'hypocentre (x,y,z) et la détermination de l'heure origine H_0 d'un tremblement de terre est basée sur la mesure des temps d'arrivée H_P et H_S des ondes P et S en différentes stations sismiques.

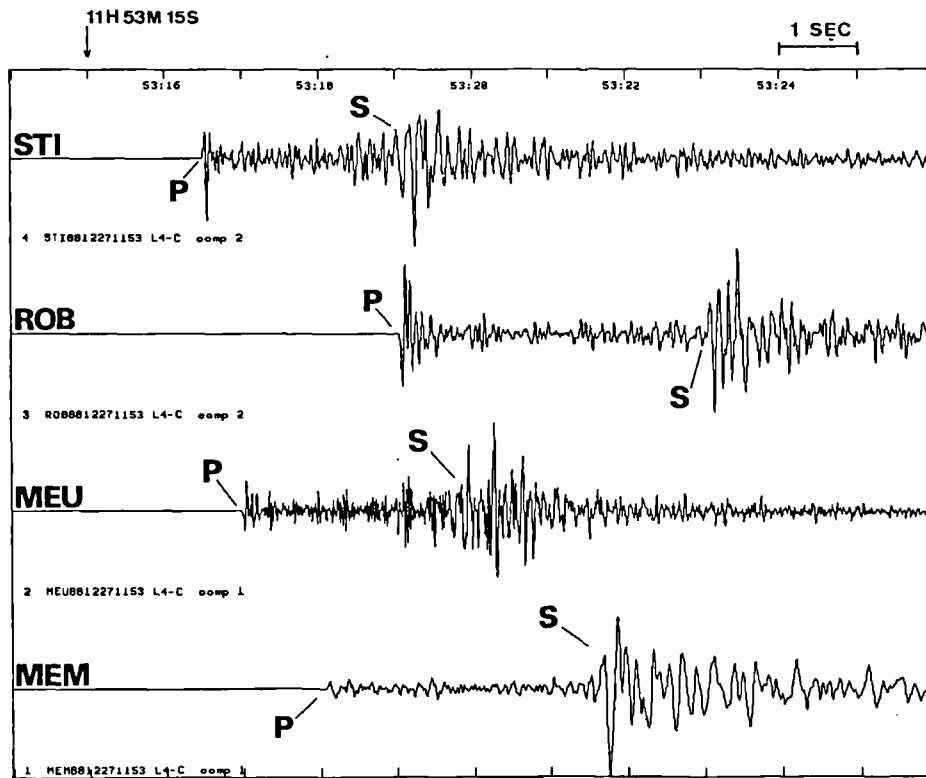


Fig. 9. — Analyses des enregistrements sismiques.
Séismogrammes de la composante verticale du mouvement du sol aux stations STI, ROB, MEU et MEM pour le tremblement de terre de Sprimont du 27.12.1988 à 11h53m. Le temps d'arrivée des ondes P et S sont indiqués sur chacun des enregistrements. Le sens du premier mouvement de l'onde P est aisément lisible. Sur chacun des séismogrammes, un soulèvement du sol (compression) correspond à un mouvement positif sur le papier.

station	onde P	onde S	sens du mvt
STI	11h53m16.49s	11h53m19.00s	compression
ROB	11h53m19.05s	11h53m23.08s	dilatation
MEU	11h53m17.00s	11h53m19.87s	dilatation
MEM	11h53m18.07s	11h53m21.69s	compression

Tableau I. — Temps d'arrivées des ondes P et S et sens du premier mouvement des ondes P pour les séismogrammes du séisme de Sprimont du 27.12.1988 repris sur la figure 9.

Examinons le modèle simple suivant dans lequel la vitesse V_p des ondes P est 6.0 km/s et celle V_s des ondes S 3.46 km/s.

La figure 10 (a) reprenant le profil des ondes P déterminé par sismique réfraction dans le Massif du Brabant et le Massif de Stavelot montre dans quelle mesure une telle approximation est valable dans la partie superficielle de la croûte terrestre dans nos régions. La géométrie du problème est illustrée sur la figure 10 (b). Soient le foyer $F(0,z)$ d'un tremblement de terre et la position $S(x,0)$ de la station sismique à la surface du sol dans un système de coordonnées (x,z) . Soit le temps de propagation t_p de l'onde P et t_s de l'onde S du foyer à la station. On a :

$$H_p = H_0 + t_p = H_0 + \frac{\sqrt{x^2 + z^2}}{V_p} = H_0 + \frac{R_{STA}}{V_p}$$

$$H_s = H_0 + t_s = H_0 + \frac{\sqrt{x^2 + z^2}}{V_s} = H_0 + \frac{R_{STA}}{V_s}$$

En considérant la différence des temps d'arrivées H_s et H_p , H_0 n'apparaît plus dans les équations. La distance R_{STA} de la station considérée au foyer du tremblement de terre est déterminée par la relation :

$$R_{STA} = \frac{V_p V_s (H_s - H_p)}{V_p - V_s} = 8.18 (H_s - H_p)$$

Disposant des données de n stations, le foyer sera défini comme le point d'intersection moyen des n demi-sphères de rayon R_{STA} centrées sur chaque station. Dans notre exemple $R_{STI} = 20.5$ km, $R_{MEU} = 23.5$ km, $R_{MEM} = 29.6$ km and $R_{ROB} = 33.0$ km.

La figure 11 montre les cercles de rayon

$$X = \sqrt{R_{STA}^2 - Z^2}$$

centrés sur les quatre stations STI, MEU, MEM et ROB pour $z=0$ et 18 km. Le foyer sera déterminé lorsque pour une valeur de z donnée, tous ces cercles se croiseront à l'intérieur d'une surface de petite dimension. Pour $z=0$ km, cette surface a un rayon supérieur à 15 km. On constate que pour $z=18$ km, les cercles se recoupent tous dans une zone d'environ 2 km de rayon qui est la dimension la plus petite obtenue en faisant varier z . L'épicentre (projection en surface de l'hypocentre) du tremblement de terre y est donc localisé et la profondeur du foyer est proche de 18 km.

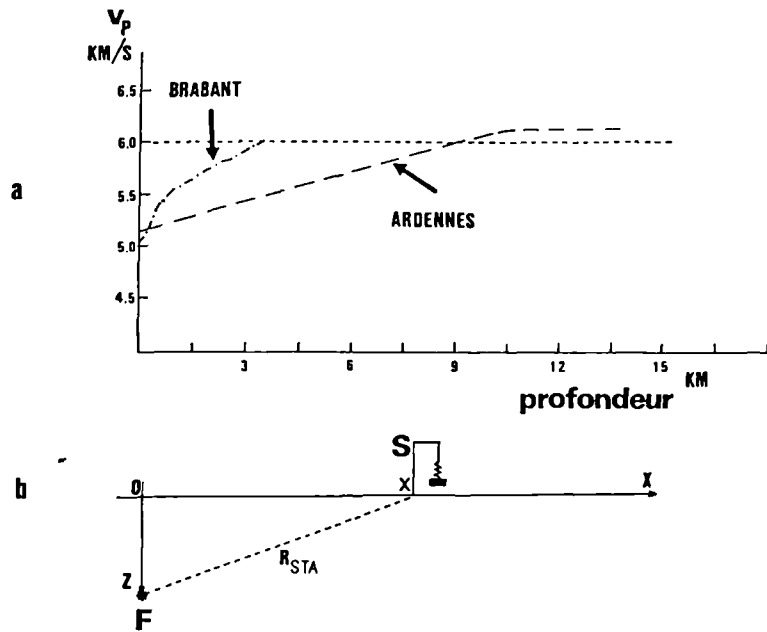


Fig. 10. — Localisation des tremblements de terre locaux.
 (a) Modèle de vitesse des ondes P. Comparaison avec les profils de vitesse obtenus par sismique réfraction dans le Massif du Brabant et les Ardennes. ; (b) Géométrie du problème.

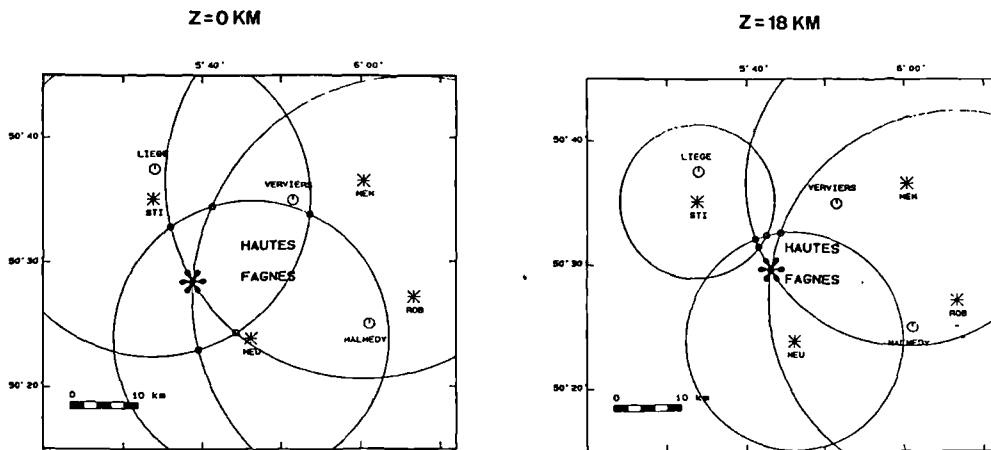


Fig. 11. — Illustration du calcul de la localisation d'un tremblement de terre.
 Localisation du séisme de Sprimont du 27.12.1988 à partir des données de 4 stations: STI, ROB, MEU et MEM.

L'épicentre est obtenu en recherchant la valeur de z pour laquelle les cercles de rayon $X = \sqrt{R_{STA}^2 - Z^2}$ centrés sur chacune des stations ont leur intersection répartie sur l'aire la plus petite possible.
 R_{STA} est obtenu par la relation: $R_{STA} = 8.18 (H_s - H_p)$ où H_s et H_p sont les temps d'arrivée des ondes S et P.
 Le tracé des cercles est montré pour deux valeurs de la profondeur: (a) $z=0$ km et (b) $z=18$ km.

LEGENDE :

- * position des stations ;
- o intersection des cercles associés à deux stations ;
- * intersection des cercles associés aux stations MEM et ROB

Le calcul de localisation présenté est évidemment une simplification des algorithmes utilisés par le sismologue. Il met en évidence deux caractéristiques de toute procédure de détermination du foyer des tremblements de terre par un réseau sismique local.

— Le foyer ne peut être déterminé avec une précision infinie à cause de la méconnaissance de la structure de la

croûte. Dans le cas favorable présenté, 4 stations à moins de 25 km entourant l'épicentre, la précision est de l'ordre de 2 km.

— Quelle que soit la profondeur supposée du foyer, l'intersection des cercles liés aux deux stations les plus éloignées MEM et ROB change peu. Les stations éloignées suffisent donc pour déterminer l'épicentre. Ceci signifie

également que les données de stations proches de l'épicentre sont nécessaire pour avoir une bonne détermination de la profondeur du foyer. On admet généralement que pour en avoir une estimation fiable, la station la plus proche doit être à une distance de l'épicentre inférieure à la profondeur du foyer.

2) Mesurer les tremblements de terre

Avant la mise en service des premiers sismographes à la fin du siècle dernier, les seules informations disponibles concernant les tremblements de terre étaient la manière dont les vibrations du sol avaient été ressenties par les témoins ainsi que les éventuels dégâts provoqués.

Depuis le siècle dernier, la nécessité de classifier les tremblements de terre en fonction de leur importance a conduit à la notion d'intensité c'est-à-dire, la mesure, en un endroit donné, des effets d'un tremblement de terre sur l'homme et son environnement naturel ainsi que sur les ouvrages qu'il a construits.

On définit ainsi différents degrés en fonction de la manière dont le séisme a été ressenti ou des dégâts qu'il a provoqué.

Différentes échelles d'intensité ont ainsi vu le jour, celle de MERCALLI étant la plus connue. Les différents degrés dans cette échelle d'intensité sont définis brièvement ci-dessous:

— degré I : pas ressenti.

- degré II : ressenti par les gens au repos dans un endroit favorable.
- degré III : ressenti à l'intérieur des habitations.
- degré IV : les objets suspendus se balancent.
- degré V : les horloges à balancier s'arrêtent.
- degré VI : les maçonneries de mauvaise qualité se fissurent, des vitres et de la vaisselle sont cassées, etc.
- degré VII : chute de cheminées et de corniches. Quelques fissures dans de bonnes constructions, ...
- degré VIII : apparition de dégâts structurels aux constructions...
- degré IX : panique générale. Dégâts à toutes les fondations. De nettes fissures visibles à la surface du sol.
- degré X : la plupart des maçonneries et des charpentes sont détruites avec leur fondation. Grands glissements de terrain...
- degré XI : les rails sont complètement tordus.
- degré XII : ruine à peu près totale. Topographie bouleversée.

La notion de degré d'intensité est locale et attribuée à un endroit déterminé pour un tremblement de terre considéré. Les zones d'intensité égale sont limitées par des courbes "isoséistes". La carte des isoséistes établie après un tremblement de terre fournit une information subjective mais utile sur la répartition des vibrations engendrées par un séisme (fig. 12).

Ces cartes sont très importantes pour le génie parasismique parce qu'elles reprennent les endroits les plus vulnérables lors d'un séisme futur du même type. Les tremblements de terre importants dans les régions désertiques ou les océans ainsi que les séismes faibles non ressentis

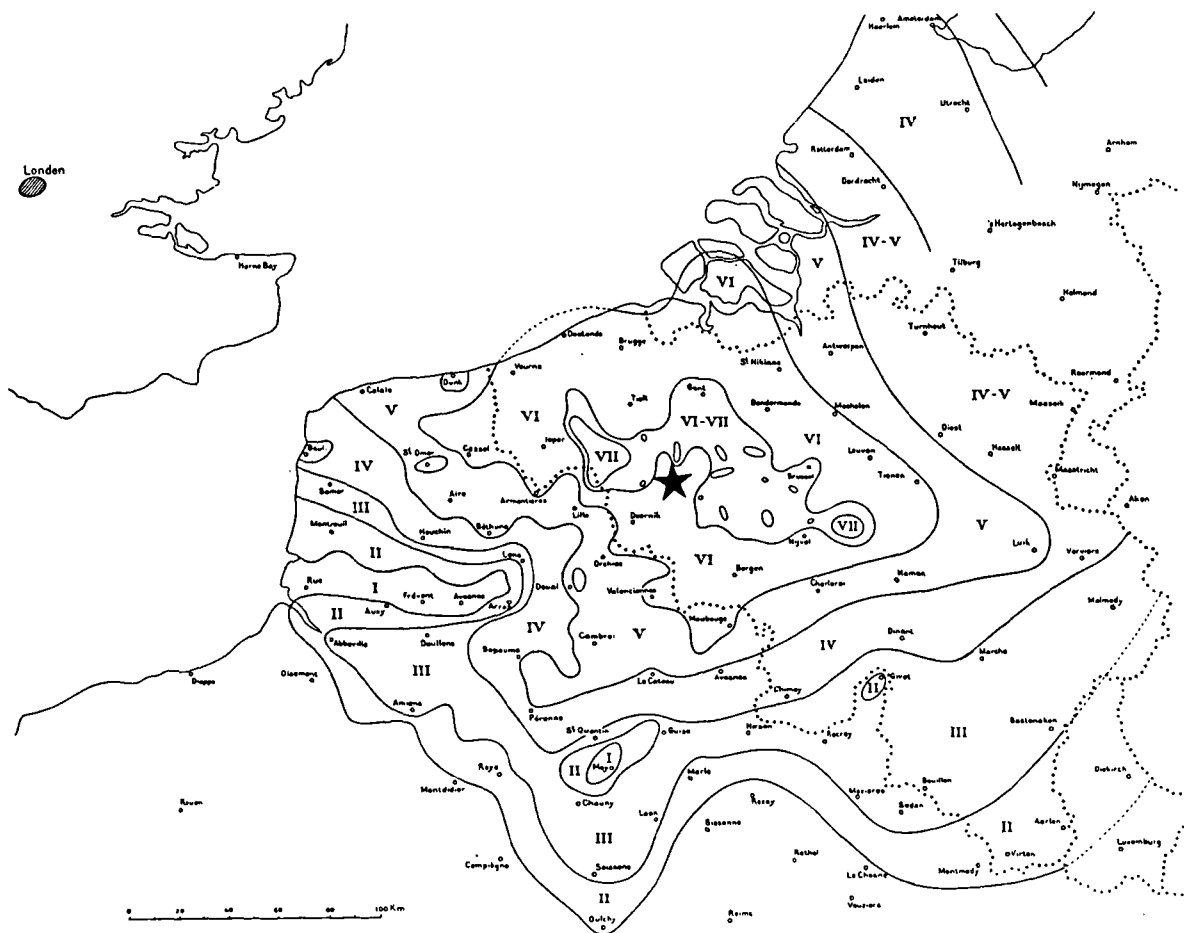


Fig. 12. — Données macroséismiques.
 Courbes isoséistes publiées par Somville (1939) pour le tremblement de terre belge du 11 juin 1938 de magnitude 5.6.
 Les intensités sont indiquées dans une version ancienne de l'échelle de Mercalli.
 L'épicentre représenté par ★ est situé près de la ville d'Audenaerde. La profondeur du foyer est 25 km.

n'interviennent malheureusement pas dans une classification basée sur l'intensité. De plus, le degré maximal d'intensité n'est pas nécessairement représentatif des dimensions réelles de la source sismique et de l'énergie rayonnée.

C'est pour cette raison que dans les années 1920-1930, RICHTER a introduit le concept de **magnitude**. Il est basé sur la mesure du déplacement maximal du sol mesuré sur les sismogrammes des différentes stations ayant enregistré un tremblement de terre, l'atténuation de cette amplitude en fonction de la distance étant prise en compte.

La magnitude locale est déterminée par la relation:

$$M_L = \log_{10} A(\Delta) - \log_{10} A_0(\Delta)$$

— où $A(\Delta)$ est l'amplitude du déplacement maximal du sol en une station situé à une distance Δ du foyer sismique.

— $A_0(\Delta)$ est l'amplitude prédéterminée pour un séisme de magnitude nulle. Cette fonction dépend de la région considérée.

La figure 13 indique les déplacements maximaux du sol mesurés pour deux séismes belges importants, ceux du 11 juin 1938 et du 3 avril 1949.

Les courbes d'atténuation de cette amplitude maximale pour le Nord-Ouest de l'Europe et correspondant à des séismes de magnitude 4.0, 4.5, 5.5 et 6.0 sont représentées. La

dispersion des données mesurées montre l'indétermination de ± 0.3 habituelle dans le calcul de la magnitude.

La magnitude locale est utilisée pour déterminer la grandeur des séismes peu profonds localisés à moins de 1000 km de la station et n'est valable que pour les fréquences supérieures à 1 Hz.

Le concept a été étendu pour permettre la classification correcte de tous les tremblements de terre. Aux distances supérieures à 1000 km, deux échelles de magnitude sont utilisées:

— m_b qui est déterminée à partir des ondes de volume à 1 seconde de période.

— M_s qui est déterminée à partir des ondes de surface à 20 secondes de période.

Chaque échelle de magnitude a ses limitations. La principale est que pour des tremblements de terre dont la longueur de faille est supérieure à la longueur d'onde des ondes sismiques utilisées pour sa détermination, la valeur de la magnitude n'augmente plus significativement et tend asymptotiquement vers une valeur limite quelle que soit la dimension de la faille.

Pour cette raison, Kanamori a défini en 1977 une magnitude M_w basée sur la valeur du moment sismique.

Si le moment sismique (en $N.m$) est déterminé, on a:

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_o - 6.06$$

3) Mécanisme au foyer

En analysant le premier mouvement du sol enregistré par des stations réparties de manière uniforme autour du foyer d'un tremblement de terre, le sismologue peut décrire la géométrie de la faille responsable et déterminer la direction du glissement.

Le résultat de cette mesure simple sur la composante verticale du mouvement du sol est soit une compression - soit une dilatation - le mouvement vient du foyer et le sol se soulève à la station - soit une dilatation - le mouvement se dirige vers le foyer et le sol s'abaisse à la station -. Dans l'exemple de la figure 9, le premier mouvement est une compression aux stations STI et MEM et une dilatation à MEU et ROB.

Examinons d'abord la répartition du premier mouvement dans le cas d'une explosion souterraine (fig. 14). Le premier mouvement de l'onde P sera un mouvement issu du foyer. Le mouvement du sol en tout point de la surface sera donc une compression. L'exemple d'un tir dans une carrière près de Malmédy illustre ce cas (fig. 15).

Dans le cas du tremblement de terre, le modèle théorique du double couple de forces implique une répartition du sens du premier mouvement des ondes P en quadrants de polarités alternées. Les quadrants sont séparés par le plan de faille PF et le plan auxiliaire PA (fig. 16). En pratique, connaissant le sens du mouvement en un certain nombre de stations, on peut déterminer les deux plans séparant les données en quadrants opposés de compression et de dilatation. A priori, il est cependant impossible de spécifier lequel est le plan de faille qui a réellement joué lors du tremblement de terre. Des informations indépendantes complémentaires sont nécessaires pour faire un choix: répartition des répliques, géologie locale, télé-détection,....

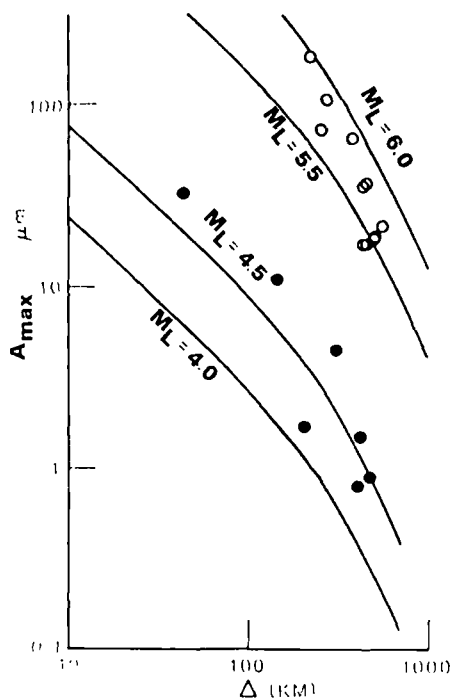


Fig. 13. — Magnitude des tremblements de terre. L'atténuation du mouvement maximal du sol en fonction de la distance est présentée en parallèle avec les données récoltées lors des tremblements de terre belges du 11 juin 1938 et du 3 avril 1949. Les courbes correspondant à des séismes de magnitude 4.0, 4.5, 5.5 et 6.0 sont indiquées.

- 11 juin 1938 ($M_L = 5.6$) (Zulzich-Nukerke)
- 3 avril 1949 ($M_L = 4.5$) (Havré)

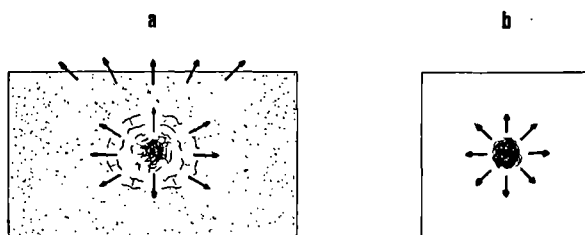


Fig. 14. — Répartition du signe du premier mouvement du sol pour une explosion souterraine.

Dans ce cas, le mouvement du sol est dirigé radialement du point d'explosion vers l'extérieur et est donc une compression partout à la surface du sol.

(a) vue en coupe ; (b) vue en plan.

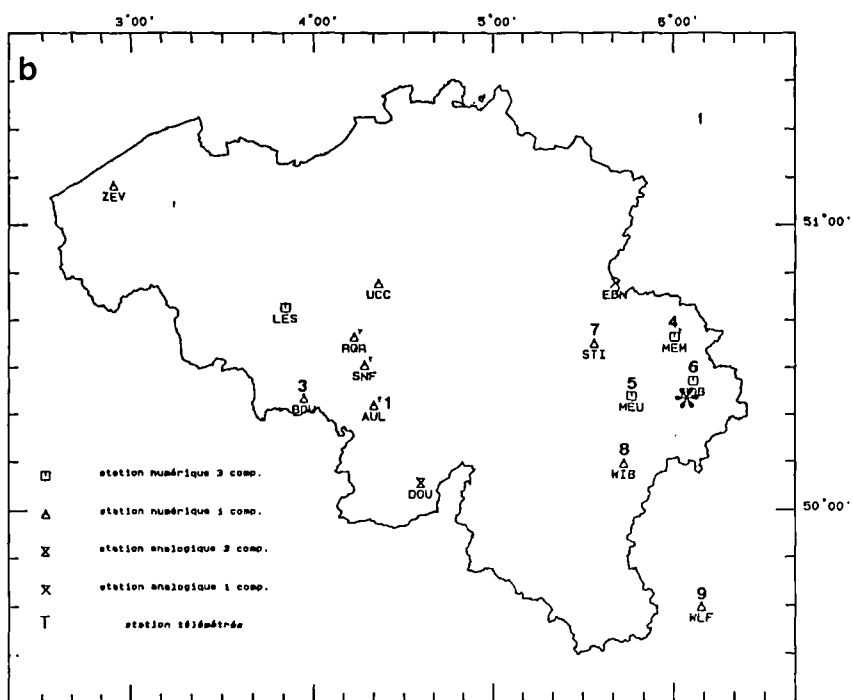
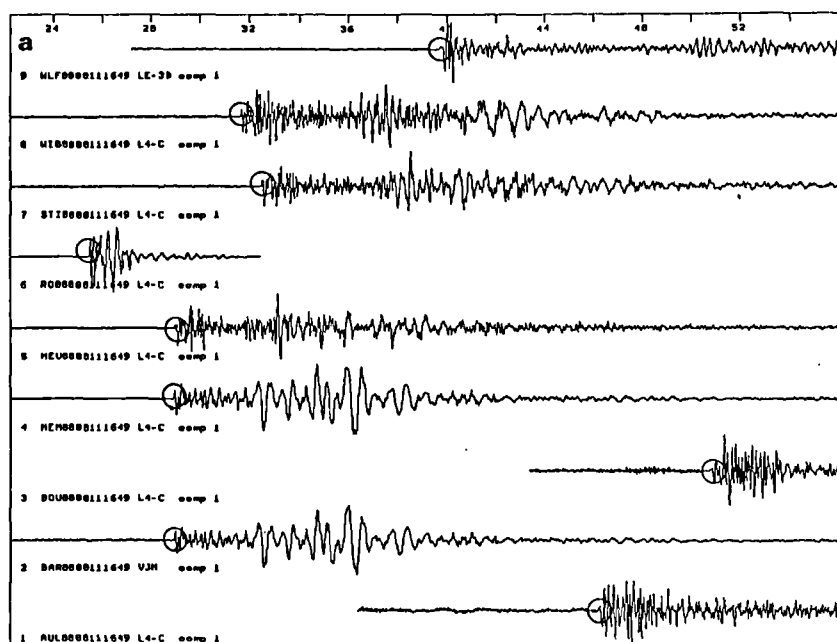


Fig. 15. — Premier mouvement des ondes P. Exemple d'un tir en carrière.

Enregistrement par les stations du réseau sismique belge d'un tir dans une carrière près de Malmedy le 11.8.1988.

(a) Séismogrammes de la composante verticale du mouvement du sol dans 9 stations sismiques. Elles renseignent toutes une compression pour le premier mouvement du sol.

(b) Localisation des stations et du point de tir *

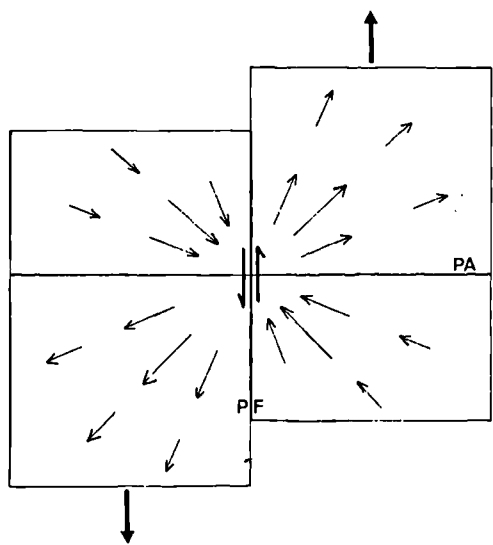


Fig. 16. — Répartition du premier mouvement des ondes P. pour un tremblement de terre.

- PF : plan de faille ; PA : plan auxiliaire
- ↓ : sens de déplacement des deux blocs crustaux
- ↖ ↗ : direction du premier mouvement des ondes P
- ↕ : glissement des deux blocs crustaux

L'interprétation des données ne peut se faire que si l'information (compression ou dilatation) est correctement reportée en fonction de l'orientation de la station par rapport au foyer du tremblement de terre. On définit pour cela une sphère de rayon arbitrairement petit centrée sur l'hypocentre: la sphère focale (fig. 17). A cause de la structure interne de la Terre, les rais (courbes normales au front de propagation de l'onde) joignant le foyer à chaque station sont courbes. La position de chaque station sur la sphère sera déterminée par son intersection avec la tangente (définie par l'angle i_{ξ} et l'azimut ϕ_s) au foyer du rai issu de celui-ci vers la station.

La sphère focale est souvent représentée par une projection azimutale à aire égale de l'hémisphère inférieure. La figure 18 schématise les différents types de faille ainsi que leur représentation sur la demi-sphère focale inférieure.

A titre d'exemple, le mécanisme au foyer du tremblement de terre du 27.12.1988 est repris sur la figure 19. Il correspond à un décrochement dextre le long d'une faille quasi verticale d'azimut Est-Ouest ou à un décrochement senestre le long d'une faille Nord-Sud dont le pendage est proche de 60° .

V. — LA SEISMICITE EN BELGIQUE ET DANS LE NORD DE LA FRANCE.

Depuis 1910, l'activité sismique est concentrée dans deux régions:

— L'Est de la Belgique et les régions voisines en Allemagne et aux Pays-Bas.

L'étude des tremblements de terre récents a montré que les séismes se produisant dans le graben du Rhin Inférieur (GRI)

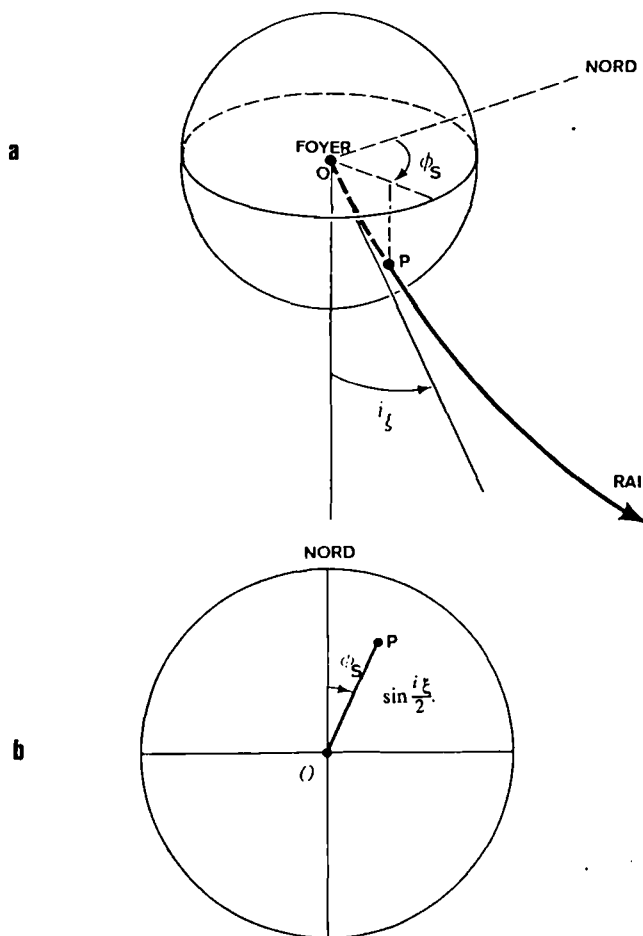


Fig. 17. — La sphère focale.

- (a) La sphère focale pour une source sismique ponctuelle est une sphère centrée sur la source (le foyer) et ayant un rayon arbitrairement petit. Les informations enregistrées (signe du premier mouvement,...) par une station sismique doivent y être transférées. Ceci implique de reconstruire le rai (courbe normale au front de propagation de l'onde) de la station au foyer du tremblement de terre et d'indiquer son intersection avec la sphère focale. Ce point P est spécifié par ses coordonnées angulaires (i_{ξ} , ϕ_s).
- (b) Représentation azimutale à aire égale de la demi-sphère focale inférieure. La position du point P est définie par l'azimut ϕ_s inchangé et la distance OP qui vaut $\sin \frac{i_{\xi}}{2}$.

sont directement liés aux failles telles le Feldbiss qui totalisent un rejet d'une dizaine de mètres durant le Quaternaire. Les mécanismes au foyer sont des failles normales NW-SE caractérisées par une extension NE-SW (Ahorner, 1975 - Ahorner et Pelzing, 1983).

L'activité sismique dans la partie Ouest du Massif Schisteux Rhénan est beaucoup plus complexe. Cette région joue en effet le rôle de zone d'accommodation entre la zone rhénane en extension et la zone de cisaillement dextre Nord-Artois (ZCNA) qui traverse la Belgique et le Nord de la France d'Est en Ouest.

— Le Hainaut.

Depuis le début du siècle, neuf tremblements de terre ont dépassé la magnitude 4.0 dans la zone incluant le Borinage, le Centre et la région de Charleroi. L'activité sismique y est caractérisée par un mode d'occurrence sous forme d'essaims et

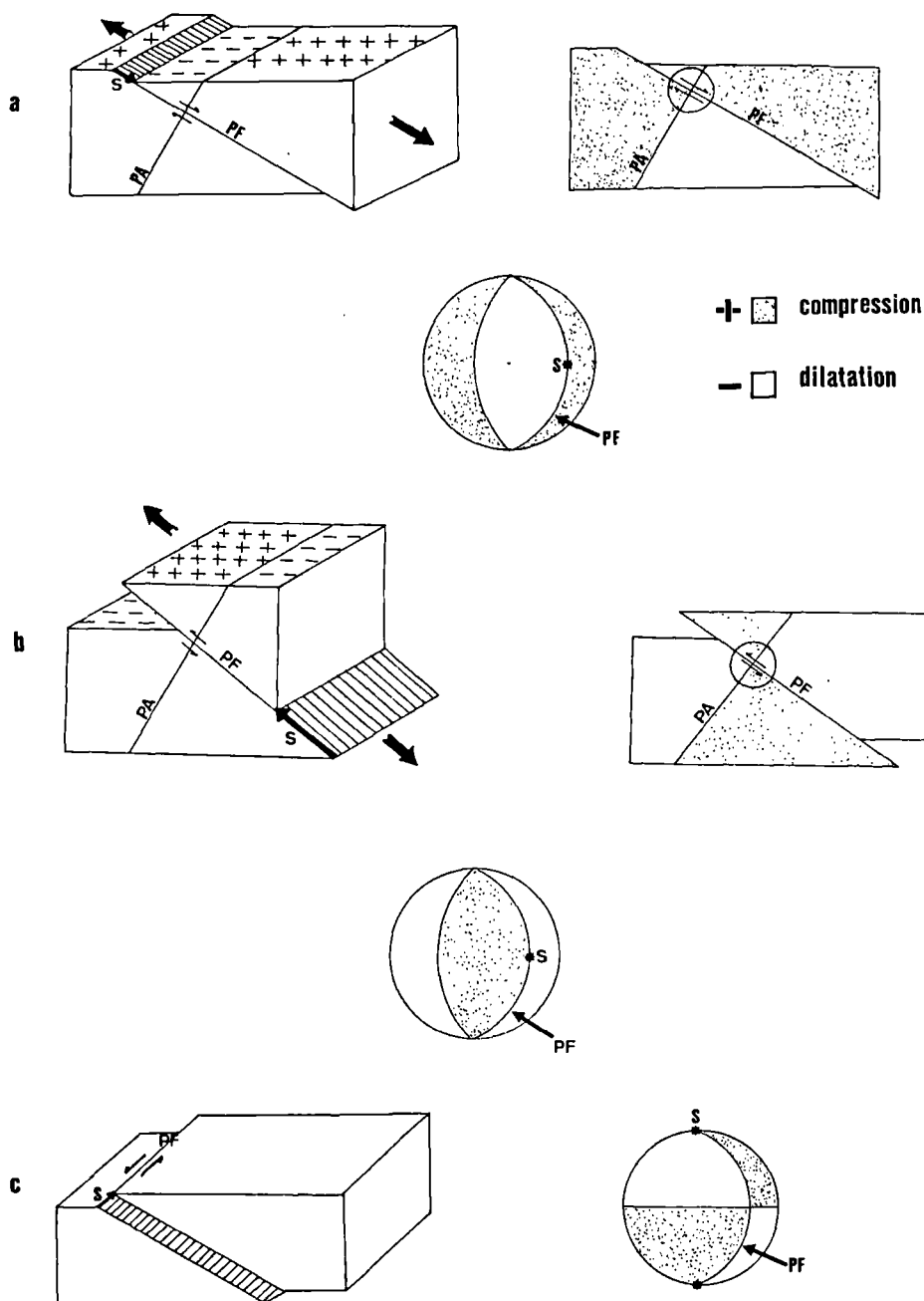


Fig. 18. — Mécanisme au foyer.

Représentation des différents types de failles avec la répartition des sens du premier mouvement de l'onde P, la position du plan auxiliaire ainsi que la projection à aire égale de l'hémisphère focal inférieur du mécanisme au foyer correspondant.

(a) faille normale ; (b) faille inverse ; (c) décrochement

de séquences (avec des précurseurs et répliques) et par la faible épaisseur de la zone sismogène qui ne dépasse pas 8 km.

Les mécanismes focaux sont généralement en accord avec le fonctionnement connu de la ZCNA (Colbeaux, 1974 - Colbeaux *et al.*, 1980 - Camelbeeck, 1990).

L'activité est relativement sporadique et diffuse dans le Nord de la France et le Massif du Brabant. Le tremblement de terre le plus important depuis 200 ans s'est cependant produit le 11 juin 1938 au Sud d'Audenaerde ($M_L = 5.6$) le long de la

zone faillée Sud-Brabant (ZFSB) mise en évidence par les données magnétiques, gravimétriques et géologiques.

La liste des tremblements de terre ayant dépassé la magnitude 4.0 depuis 1910 est donnée dans le tableau II.

La figure 21 montre la relation entre la fréquence cumulée des tremblements de terre et la magnitude M_L . Cette relation déjà présentée dans le cas de la zone faillée de Hockay est particulièrement utilisée en sismologie parce qu'elle fournit des informations générales sur le niveau d'activité sismique dans une région. Elle permet en particulier une estimation des

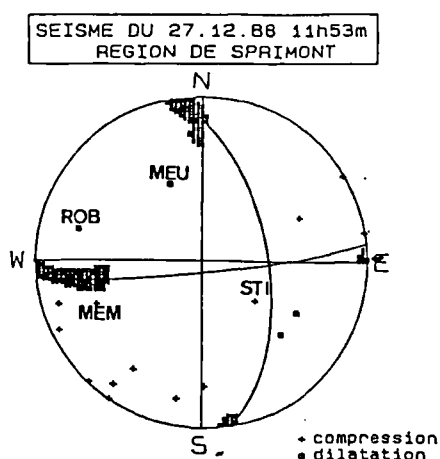


Fig. 19. — Mécanisme au foyer du séisme de Sprimont du 27.12.1988 A 11h53m. Aucune information ne permet de décider lequel des deux plans est le plan de faille sur lequel s'est produit le tremblement de terre. Celui-ci correspond donc soit à un décrochement dextre le long d'une faille presque verticale orientée Ouest-Est, soit à un décrochement senestre le long d'une faille Nord-Sud avec un pendage proche de 60°. Le sens du premier mouvement des ondes P aux stations STI, MEU, MEM et ROB est reporté sur le diagramme.

magnitudes maximales les plus probables et apporte des données sur le seuil de détection des réseaux sismiques.

Dans le cas de la Belgique, trois périodes ont été considérées, chacune correspondant à un seuil différent de détection des événements. Avant 1960, seuls les séismes de magnitude supérieure à 4.0 étaient enregistrés quelque soit leur localisation. Ce niveau est abaissé à 3.5 pour la période 1960-1985. Depuis qu'un nouveau réseau sismique a été installé en Belgique en 1985, la détection est totale pour les séismes de magnitude supérieure à 1.8.

Durant les 90 dernières années, 23 tremblements de terre ont dépassé la magnitude 4.0 et 3 la magnitude 5.0.

Deux des tremblements de terre de magnitude supérieure à 5.0 sont localisés en Belgique: ceux du 11 juin 1938 dans le Massif du Brabant et du 8 novembre 1983 à Liège (Melchior éditeur, 1985). L'intensité maximale observée lors de ces événements correspond au degré 7 sur l'échelle de Mercalli.

La documentation historique semble indiquer que l'intensité maximale ressentie dans nos régions correspond au degré 8, tandis que des études statistiques basées sur les données de sismicité depuis 1800 indiquent que les temps de récurrence des intensités 8, 7, 6 et 5 sont respectivement 180 ans, 14 ans, 5 ans et 2, 5 ans.

date	heure	Latitude	Longitude	magnitude	lieu
1911/05/30	19h43m	50° 39'	6° 14'	4.2	EIFEL
1911/05/31	2h 8m	50° 39'	6° 14'	4.0	EIFEL
1911/06/01	22h52m	50° 27'	4° 30'	4.3	GOSELIES
1911/06/03	14h35m	50° 27'	4° 30'	4.2	GOSELIES
1911/09/06	13h54m	50° 42'	6° 19'	4.1	EIFEL
1921/05/19	2h41m	50° 46'	3° 57'	4.0	GERAARDSBERGEN
1925/02/23	21h32m	50° 51'	5° 33'	4.1	BILZEN
1932/11/20	23h36m	51° 40'	5° 35'	4.7	UDEN
1938/06/11	10h57m	50° 47'	3° 35'	5.6	NUKERKE
1938/06/11	13h 8m	50° 47'	3° 35'	4.0	NUKERKE
1938/06/12	13h25m	50° 47'	3° 35'	4.5	NUKERKE
1949/04/03	12h33m	50° 27'	4° 01'	4.5	HAVRE
1951/03/14	9h46m	50° 32'	5° 48'	4.1	THEUX
1951/09/07	23h 6m	50° 38'	6° 43'	5.8	EUSKIRCHEN
1960/06/25	14h29m	51° 11'	5° 41'	4.0	MAASEIK
1965/12/15	12h 7m	50° 28'	4° 04'	4.4	STREPY
1965/12/21	10h 0m	50° 40'	5° 35'	4.3	LIEGE
1966/01/16	12h32m	50° 27'	4° 14'	4.4	CHAPELLE
1967/03/28	15h49m	50° 29'	4° 14'	4.5	CARNIERES
1968/08/13	16h57m	50° 29'	4° 13'	4.1	HAIN ST P
1971/02/18	23h41m	51° 02'	5° 38'	4.5	ROERMOND
1976/10/24	20h33m	50° 23'	3° 55'	4.2	QUEVY
1983/11/08	0h49m	50° 38'	5° 30'	5.0	LIEGE

Tableau II. — Tremblements de terre de magnitude supérieure à 4.0 localisés ou ressentis en Belgique depuis 1910.

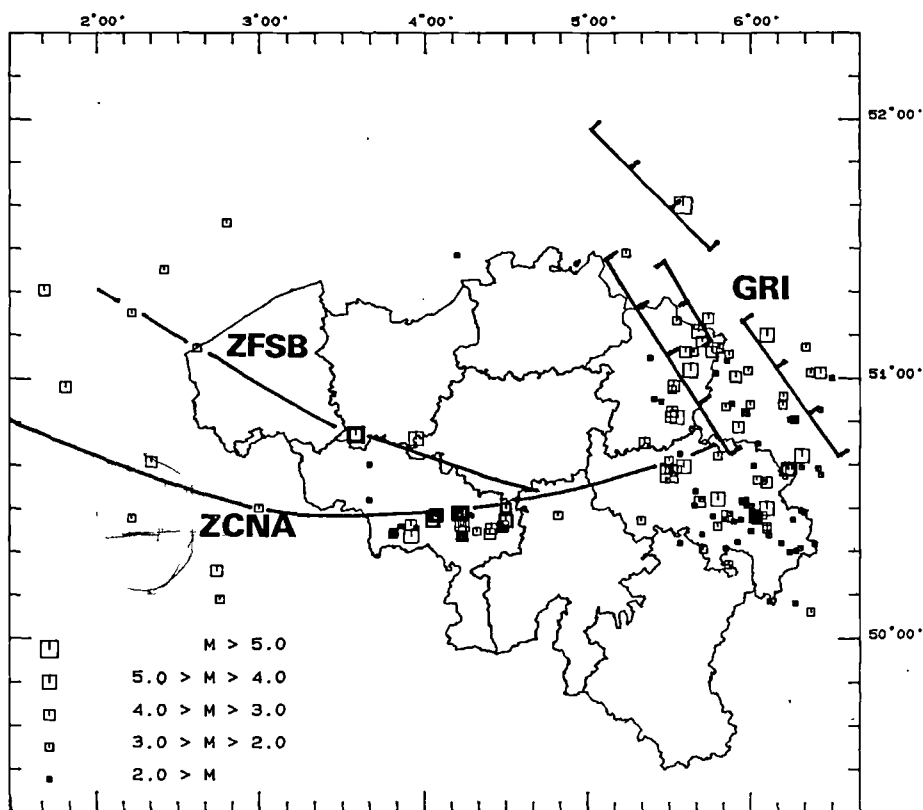


Fig. 20. — Activité sismique depuis 1910 et principaux éléments de la tectonique cassante récente en Belgique et dans le Nord de la France.
 M : Magnitude; GRI : Graben du Rhin inférieur
 ZFSB : Zone faillée du Brabant; ZCNA : Zone de cisaillement Nord-Artois

Ces intervalles de temps montrent l'importance d'une analyse de la sismicité à long terme pour définir l'aléa sismique dans nos régions. De plus, le caractère sporadique de l'activité entraîne plus de risque pour une société qui a la mémoire courte et qui n'a pas pris toutes les mesures adaptées à sa vulnérabilité croissante.

C'est particulièrement vrai dans le cas d'ouvrages dont la stabilité à long terme doit être assurée (ascenseur de Strépy, tunnel Transmanche, industries chimiques et nucléaires, sites souterrains de stockage, canalisations,...).

L'intérêt des études de sismicité historique (Alexandre - 1986) prend ici tout son sens. Examinons par exemple la carte (fig. 22) publiée par Alexandre (1990) pour le séisme du 6 avril 1580 dont l'épicentre est localisé dans le Pas de Calais. Ce tremblement de terre est connu pour être le plus violent ayant son épicentre dans le Nord de la France. La chute de cheminées et l'effondrement de maisons ont provoqué la mort de nombreux habitants. La ville de Calais a été inondée. Le séisme a été ressenti jusque Duisbourg et Cologne en Allemagne, York en Angleterre et au Sud de Paris en France. La surface de perceptibilité permet une estimation de la magnitude proche de 6.0. Ce type de tremblements de terre est peu fréquent mais possède un large potentiel de destruction.

L'étude des séismes intraplaques (Talwani, 1989) suggère qu'ils se produisent par réactivation de zones de faiblesses préexistantes en réponse au champ de contrainte tectonique. L'identification de ces zones est primordial pour la

compréhension de la tectonique actuelle et pour une évaluation correcte des risques liés aux tremblements de terre.

Ces zones faillées sont généralement recouvertes de dépôts sédimentaires masquant leur présence. Leur mise en

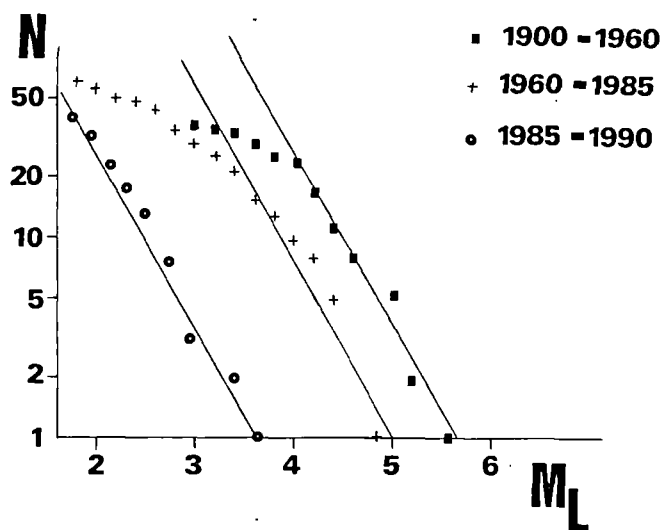


Fig. 21. — Fréquence cumulée des tremblements de terre en Belgique en fonction de la magnitude pour les périodes 1900-1960, 1960-1985 et 1985-1990.

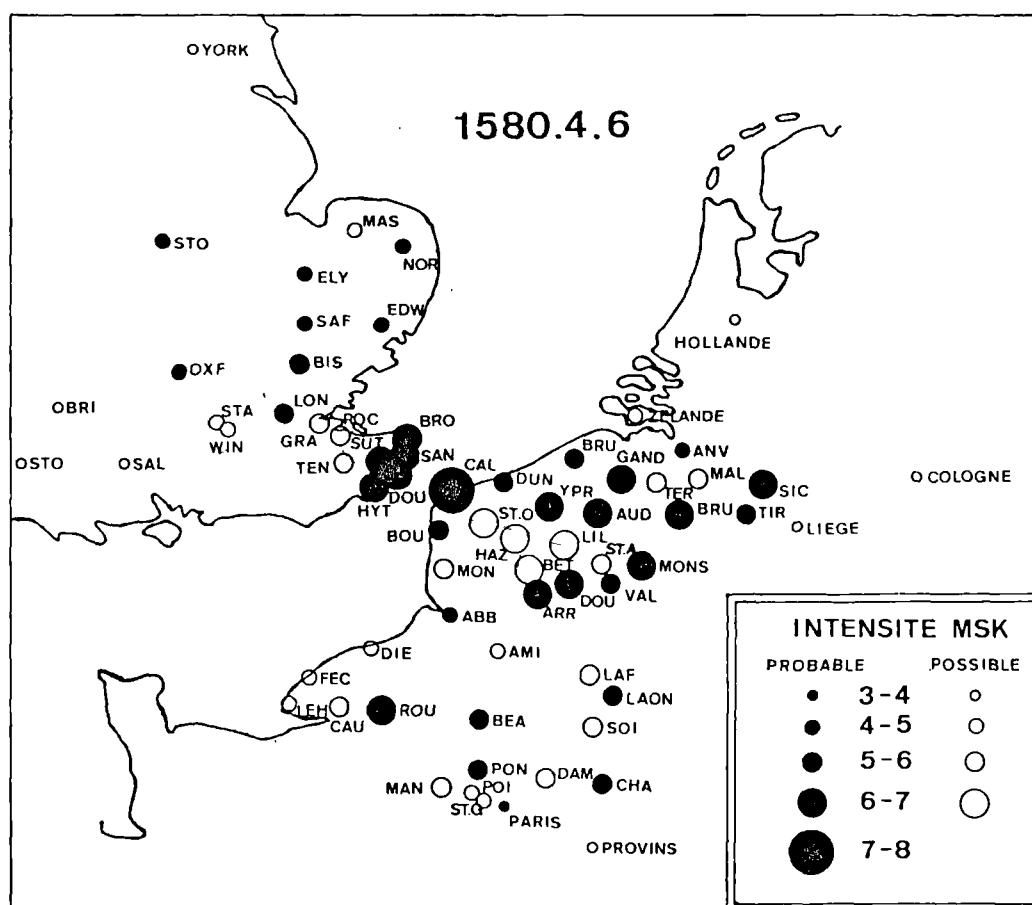


Fig. 22. — Le tremblement de terre du 6 Avril 1580.

Informations fiables publiées par Alexandre (1990) pour ce tremblement de terre qui est le plus important localisé et ressenti dans le Nord de la France. Les intensités sont exprimées dans l'échelle M.S.K. habituellement utilisée en Europe. Cette échelle est similaire à celle de Mercalli.

évidence requiert la plupart du temps l'utilisation de techniques indirectes: présence d'anomalies géophysiques, linéaments sur photo-satellite, observations géologiques,...

Les travaux concernant cette recherche des zones actives ainsi que ceux concernant la tectonique récente et actuelle en

Belgique et dans le Nord de la France se sont multipliés ces dernières années. Les différentes méthodes et les résultats de ces études ont été présentés lors d'un colloque organisé en février 1989 à Mons et publiés dans les Annales de la Société Géologique de Belgique (Dupuis et Camelbeeck éditeurs, 1990).

BIBLIOGRAPHIE

- AHORNER L. (1975). — Present day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe. *Tectonophysics*, 29, p. 233-249.
- AHORNER L. et PELZING R. (1983). — Seismotektonische Herdparameter von digital registrierten erdbeben der Jahre 1981 und 1982 in der Westlichen Niederrheinischen Bucht. *Geol. Jb E26*, p. 35-63, Hannover.
- ALEXANDRE P. (1986). — Les tremblements de terre dans l'Histoire. *Cahiers de Cléo*, N° 85, p. 5-20.
- ALEXANDRE P. (1990). — La sismicité historique du Hainaut, de la Flandre et de l'Artois. Colloque 'Tectonique actuelle et récente en Belgique'. *Soc. Géol. Belg.* Tome 112 (fasc.2), p. 329-344.
- BOLT B. (1988). — Earthquakes. Freeman, 282 pages.
- BOORE D. (1977). — The Motion of the Ground in Earthquakes. *Scientific American*, vol237, N° 6, p. 68-87.
- CAMELBEECK TH. (1990). — L'activité sismique actuelle (1985-1988) en Belgique. Comparaison avec les données de sismicité historique et instrumentale. Analyse seismotectonique. Colloque 'Tectonique actuelle et récente en Belgique'. *Ann. Soc. Géol. Belg.* 112-1989, Fasc 2, p. 347-366.
- COLBEAUX J.P. (1974). — Mise en évidence d'une zone de cisaillement Nord-Artois. *C.R.Ac.Sc.*, 278, p. 1159-1161.
- COLBEAUX J.P., DUPUIS C., ROBASZINSKI F., AUFFRET J.P., HAESAERTS P. and SOMMÉ J. (1980). — Le détroit du Pas de Calais: un élément dans la tectonique de l'Europe Nord-Occidentale. *Bull. Info. Geol. Bassin de Paris*, 17, 4, p. 41-54

- COX A. and HART R. B. (1986). — Plate Tectonics. How it works. Blackwell Scientific Publications, 389 pages.
- DUPUIS C. et CAMELBEECK T. éditeurs (1990). — Colloque: Tectonique actuelle et récente en Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, T 112, fasc 2.
- HANKS T. (1977). — Earthquake stress drop, ambient tectonic stresses and stresses that drive plate motions. *Pageoph*, vol 115, p. 441-458.
- KANAMORI H. (1977). — The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 82, 1981-1987.
- MADARIAGA R. et PERRIER G. (1991). — Les tremblements de terre. Presses du CNRS, 210 pages.
- MELCHIOR P. éditeur (1985). — Workshop: "Seismic activity in Western Europe". *NATO ASI Serie, Series C*, vol 144. Reidel Publishing Company.
- SOMVILLE O. (1939). — Le tremblement de terre belge du 11 juin 1938. *Publ. Obs. Royal Belg.*
- TALWANI P. (1989). — Characteristic features of intraplate earthquakes and the models proposed to explain them in "Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins", S. Gregersen and P.W. Basham (éditeurs) by Kluwer Academic Publishers, 563-579.

LE DOMAINE MARIN DU NORD - PAS-DE-CALAIS : Nature des fonds et dynamique sédimentaire (*)

I. — LES FONDS MARINS

A) CARACTERISTIQUES D'ENSEMBLE

Le détroit du Pas-de-Calais, dont la largeur minimale est de 32 km entre le Cap Gris-Nez et le port de Douvres, met en communication la Manche et la Mer du Nord (fig. 1).

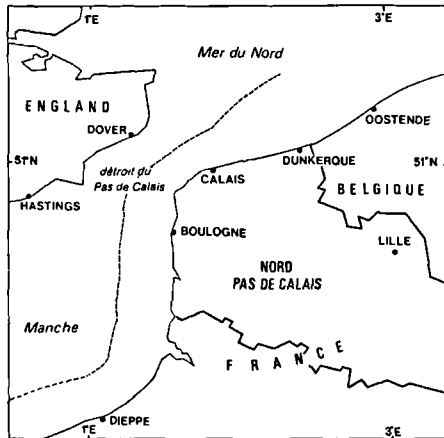


Fig. 1.— Cadre géographique

L'orientation du littoral permet de distinguer deux façades quasi-rectilignes :

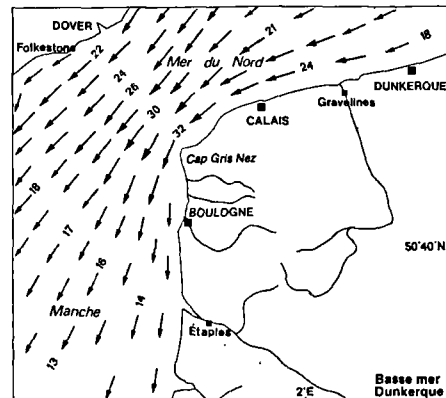
- la façade Ouest, orientée N-S, bordée par la Manche orientale ;
- la façade Nord, orientée SW-NE, bordée par la Mer du Nord méridionale.

Le domaine marin correspondant au détroit se caractérise par :

- une profondeur faible (50 m maximum) ;
- une morphologie des fonds dominée par la présence de grands bancs sableux allongés dans la direction des courants de marée (Cartes I et II hors texte) ;
- un hydrodynamisme fort : le marnage atteint 7,7 m en marée de vive-eau moyenne (coefficient 95), et les houles

sont fortes, particulièrement en régime de tempête. La vitesse des courants de marée associés, importante, atteint 4 noeuds (2 m/s environ) près du Cap Gris-Nez, là où la largeur du détroit est minimale.

Le flot (courant associé à la marée montante) porte vers la Mer du Nord (fig. 2b), le jusant (marée descendante) vers la Manche (fig. 2a). L'énergie du flot est en général prépondérante sur celle du jusant, ce qui détermine un transit résultant des matières dissoutes et particulières vers le NE.



→ sens du courant
13: vitesse en dixième de noeuds

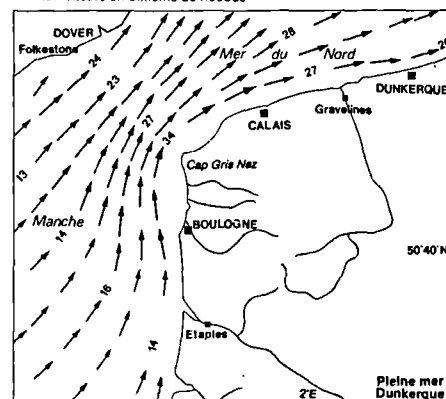


Fig. 2a (en haut) et 2b (en bas). — Cartes des courants de surface dans le détroit du Pas de Calais

(*)Ce thème a été développé sous forme de conférence par H. Chamley, lors du Colloque.

Texte réalisé par J. Ferrière, A. Trentesaux et H. Chamley (Université de Lille I) à partir de l'ouvrage "Le domaine marin du Nord - Pas-de-Calais" publié par IFREMER et la Région Nord - Pas-de-Calais (C. Augris, P. Clabaut et O. Vicaire, 1990, 96 p., 6 pl. h.t.). L'ensemble des figures est emprunté à cet ouvrage.

Note déposée en Décembre 1992.

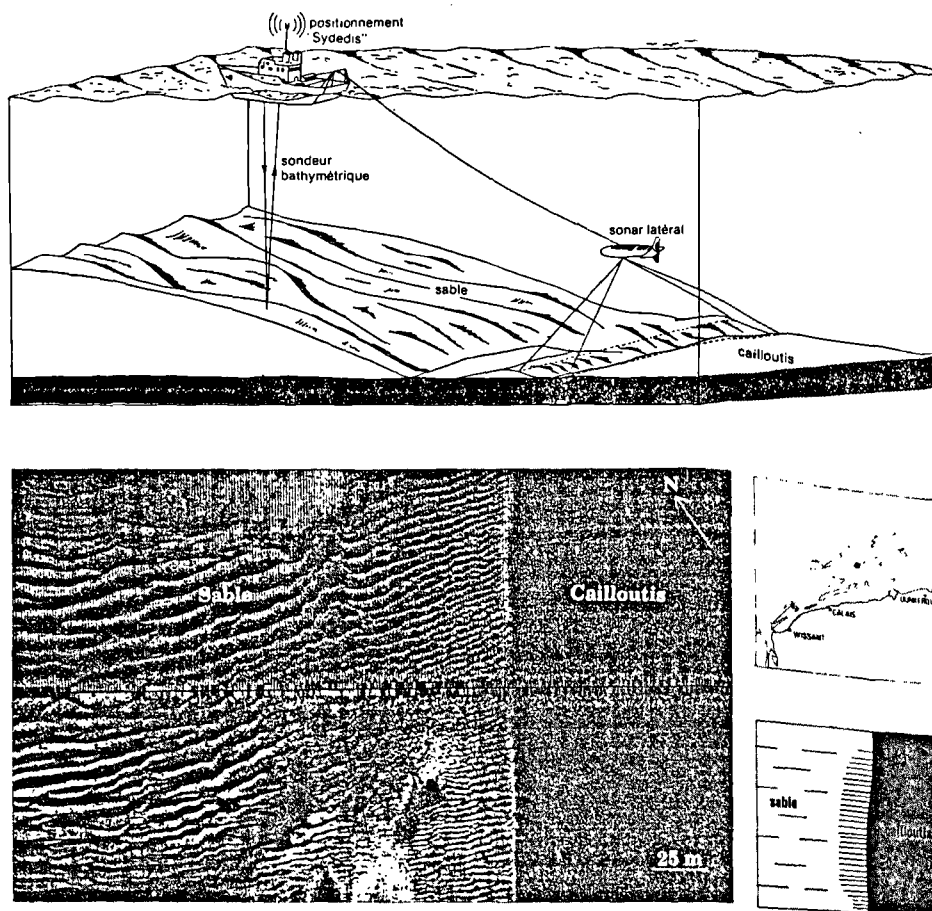


Fig. 3a. — Schéma de fonctionnement du sonar latéral et exemple d'enregistrement (sonogramme).

B) CARTOGRAPHIE DES FONDS MARINS

1) Méthodes d'étude

a) Méthode fondamentale : le Sonar à balayage latéral

Le Sonar latéral, qui fournit une image "acoustique" (sonogramme), permet de réaliser en continu la cartographie détaillée des fonds marins. Les enregistrements obtenus, au 1/1 000e (environ 100 m de part et d'autre du "sonar-poisson"), renseignent à la fois sur le relief et sur la nature du fond. Ainsi à relief identique, un sédiment grossier apparaît plus sombre qu'un sable fin (fig. 3a).

b) Méthode complémentaire du Sonar : les prélèvements d'échantillons

Ils sont indispensables car ils permettent de "calibrer" les images ; les nuances de teintes sur le sonogramme correspondent à des sédiments de granulométrie différente (fig. 3b).

c) Quelques observations en plongée et par méthode vidéo permettent de compléter les informations à faible profondeur notamment.

TYPE DE FOND	COMPOSANTS	TEINTE SUR LES SONOGRAMMES
Cailloutis	Blocs sup. à 20 cm	sombre et homogène
	Galets 2 à 20 cm	
	Graviers 2 mm à 2 cm	
Sables	Sables grossiers 0,5 à 2 mm	claire et homogène
	Sables moyens 0,2 à 0,5 mm	
	Sables fins 0,063 à 0,2 mm	
Sédiments fins	Silts 0,002 à 0,063 mm	variable
	Vases inf. à 0,002 mm	

Fig. 3b. — Granularité des composants de la couverture sédimentaire meuble et teinte sur les sonogrammes.

2) Résultats : Nature et morphologie des fonds marins

Les fonds sont principalement constitués d'un substratum rocheux recouvert d'une couverture meuble (cailloutis de base et surtout édifices sableux). La figure 4 montre un exemple de coupe obtenue à partir d'un profil sismique.

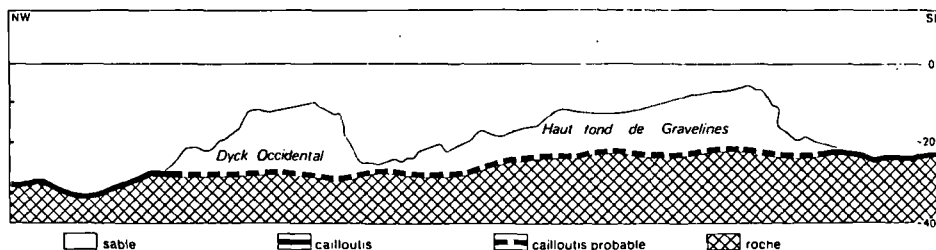


Fig. 4. — Répartition verticale des formations superficielles (au large du port ouest de Dunkerque).

a) *Le substratum rocheux* (5 % de la superficie étudiée) correspond aux formations d'âge secondaire et tertiaire bien connues à terre. Il affleure uniquement au large des falaises du Boulonnais entre Equihen et Sangatte (fig. 12b).

b) *La couverture sédimentaire meuble.*

- *Les cailloutis de base* (40 % de la superficie) formés de débris de silex, de grès, de calcaires et de 10 à 40 % de coquilles, sont épais de quelques dizaines de cm à 1 m.

- *L'unité supérieure sableuse* est constituée, au large surtout, de bancs sableux et de corps variés (rubans,

trainées...) bien différenciés. Ces corps sableux sont modelés en surface par des ondulations d'échelle variable (fig. 5), depuis les vagues de sables (grandes et très grandes dunes) d'amplitude plurimétrique aux rides centimétriques, en passant par les mégarides métriques (petites et moyennes dunes). Les rides centimétriques, semblables à celles observables sur les plages, ne sont pas visibles au Sonar latéral et ne peuvent être observées qu'en plongée ou par photographie ou cinématographie.

Les bancs sableux sont les édifices majeurs de ce domaine marin : longueur 3 à 70 km, largeur jusqu'à plusieurs kilomètres, hauteur 10 à 30 m (fig. 6a et 6b).

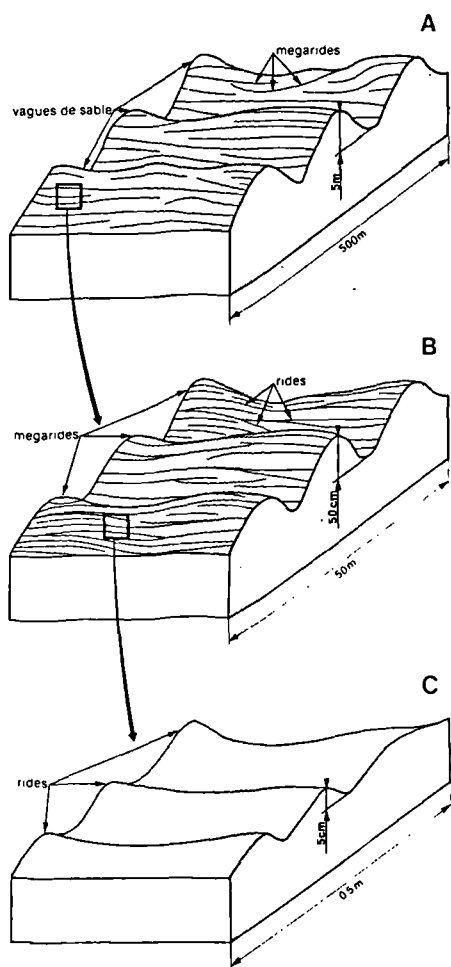


Fig. 5. — Echelle et organisation des figures sédimentaires transversales et exemple de rides (plage de Wissant).

NOM DU BANC	LONGUEUR	LARGEUR	ORIENTATION*	HAUTEUR D'EAU SUR LE SOMMET DU BANC **
Bassure de Baas	75 km	1,5 à 6 km	10 à 60	5 à 15 m
Battur	25 km	2,5 km	30	10 à 15 m
Vergoyer	35 km	4 km	45	5 à 15 m
Banc à la Ligne	3,5 km	2 km	60	1 m
Dut Ruytingen	35 km	1 à 5 km	30 à 80	5 à 10 m
Dyck	60 km	1 à 3,5 km	30 à 80	1 m
Ridens de Calais	11 km	1,3 km	50	10 à 15 m
Ridens de la Rade	9 km	1,5 à 2 km	65 à 80	1 m
In Ratef	22 km	2,5 km	60	0 à 1 m
Buren Ratef	22 km	3 km	40	2 à 3 m
Ht Fond de Gravelines et Breedt	32 km	3 km	45 à 75	0 à 1 m
Smal	28 km	3 km	40 à 60	0 m
Snoeuw	10 km	1,5 km	80	2 à 3 m
Braek	8 km	1,5 km	80	0 à 1 m
Hir's	9,5 km	2,7 km	65	émergé de 1 m

* l'orientation se lit à partir du Nord vers l'Est
 ** les cotes indiquées sont rapportées au zéro hydrographique

Fig. 6 a. — Caractéristiques géométriques des bancs de la zone d'étude.

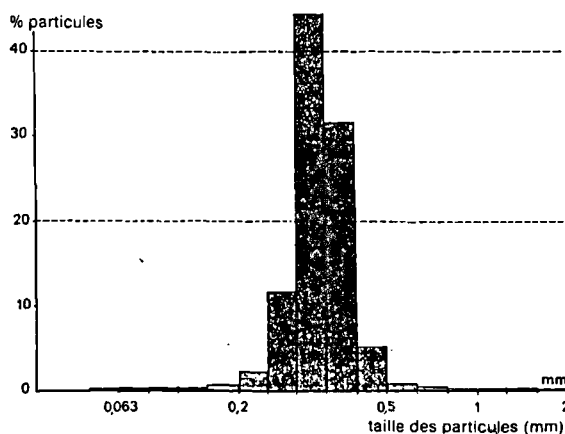


Fig. 6 b. — Granularité moyenne des sables des bancs.

L'ensemble des bancs sableux reconnus est reporté sur la carte (Cartes I et II, hors texte). Les fonds sableux du large se raccordent à la côte (plages et dunes littorales) par l'intermédiaire d'un talus littoral, dont la partie inférieure est composée de sables moyens (0,25 - 0,50 mm) modelés par des mégarides et vagues de sable, et la partie supérieure de sables fins (0,063 - 0,2 mm) localement envasés.

II. — EVOLUTION DANS LE TEMPS DES CORPS SEDIMENTAIRES

A) LES TRANSITS SEDIMENTAIRES

1) Méthodes d'étude

Les principaux renseignements sur la direction et le sens des transits sableux sont fournis par divers indicateurs.

a) Indicateurs morphologiques

La direction du transit résultant est exprimée par les formes longitudinales (bancs, rubans sableux, trainées...) qui sont parallèles, ou légèrement obliques, à la direction des courants.

L'asymétrie des structures transversales, vagues de sable notamment, permet de donner le sens du transit sédimentaire résultant (fig. 7). La polarité des rides centimétriques pouvant s'inverser au cours d'un cycle de marée, elle n'indique que la direction du courant et le sens du transit instantané.

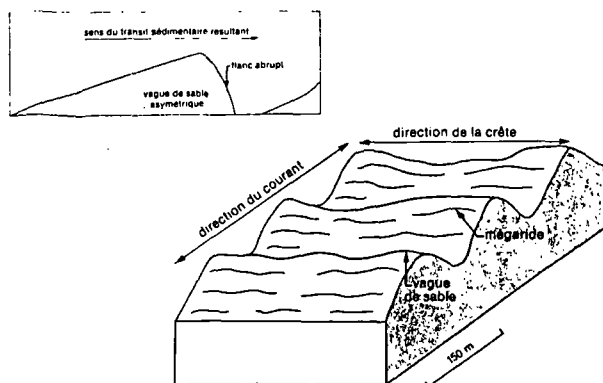


Fig. 7. — Orientation des crêtes de vagues de sable et de mégarides par rapport au courant.

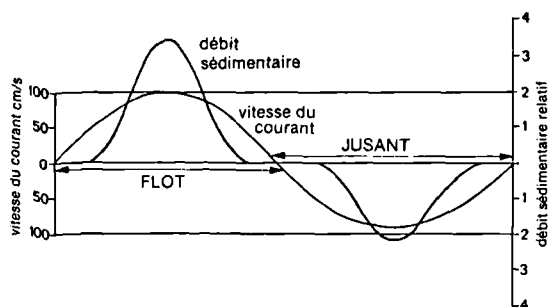


Fig. 8. — Variation relative du débit sédimentaire en fonction de la vitesse des courants

b) Indicateurs courantologiques

Les études ont montré que le sens du transit sédimentaire correspondait généralement au sens du courant le plus intense (flot ou jusant) mesuré en marée de vive-eau moyenne (fig. 8).

La taille des grains qui sont mis en mouvement dépend principalement de la vitesse des mouvements d'eau en un point donné (fig. 9).

TAILLE DU GRAIN	VITESSE CRITIQUE D'ENTRAÎNEMENT (à 1 m au-dessus du fond)
10 mm	220 cm/s
5 mm	160 cm/s
1 mm	80 cm/s
0,5 mm	50 cm/s
0,2 mm	30 cm/s

Fig. 9. — Vitesse critique d'entraînement des sables.

L'action des courants de marée et des houles varie en moyenne selon le lieu. Les zones au large, où les fonds sont relativement importants, sont dominés par les courants de marée, cependant que la zone côtière, où s'exerce un freinage dû aux petits fonds, est dominée par les houles (fig. 10).

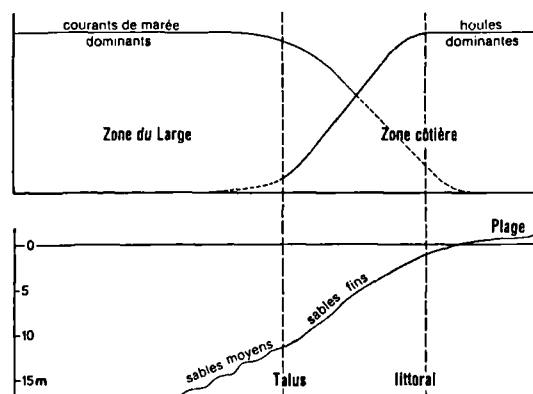


Fig. 10. — Variation relative de l'énergie des courants de marée et de la houle, du large vers la côte.

c) Indicateurs sédimentologiques

La comparaison dans l'espace et dans le temps des paramètres granulométriques et de la composition des échantillons (ex. : sable quartzeux, coquilles entières ou brisées) renseigne sur la localisation des sources et sur les variations de l'intensité des courants dans la direction du transit sédimentaire. Ces indicateurs sont d'autant plus précis que l'on dispose de séries d'échantillons prélevés de manière dense, répétée dans le temps.

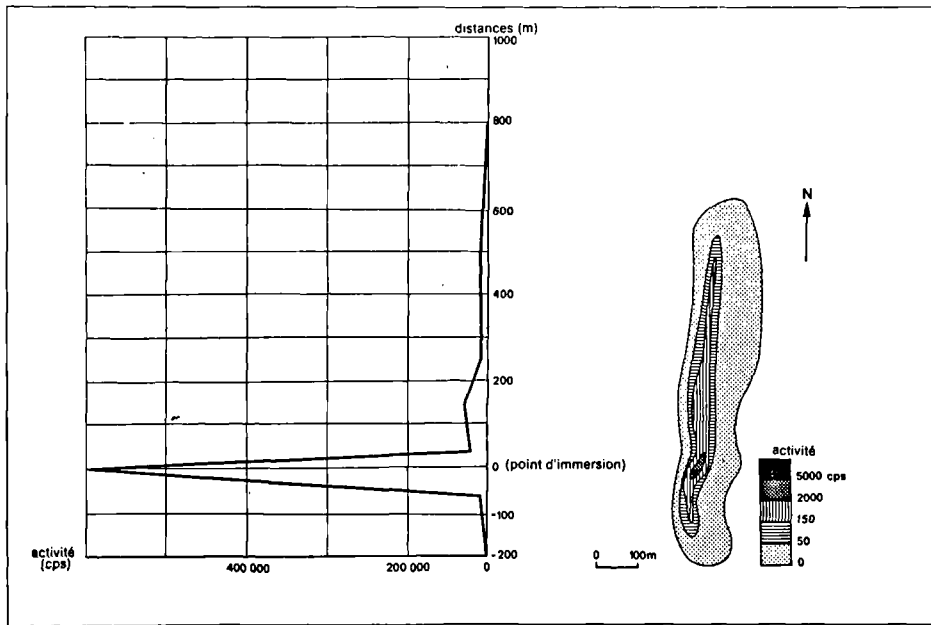


Fig. 11. — Répartition du traceur radioactif sur la Bassure de Baas - auréoles et diagramme de transport.

d) Indicateurs artificiels : les marqueurs radioactifs

La technique consiste à introduire dans le milieu des sables de même densité et granularité que les sables naturels, et imprégnés d'éléments radiogéniques facilement détectables (ex. : Iridium 192, période 74 jours). Les variations et la distribution de la radioactivité sont mesurées pendant une période donnée, de l'ordre de quelques semaines (fig. 11).

Après son immersion, le traceur est affecté par les différents courants. Il se répartit alors en auréoles de densité décroissantes étirées sur plusieurs centaines de mètres et centrées sur le point d'immersion (fig. 11). Cet étirement s'accroît lors des marées de vive-eau, il indique l'orientation du transit sédimentaire ainsi que les particularités de la dispersion particulaire. La prédominance du courant de flot orienté vers le Nord est net dans l'exemple étudié (fig. 12a et fig. 12b).

L'ordre de grandeur de la vitesse du transit des sables par charriage sur le fond est de l'ordre du mètre/jour ; celle d'une particule en suspension dans l'eau est de l'ordre du kilomètre/jour.

2) Synthèse des données : cartes des transits sédimentaires

L'ensemble des données acquises par les méthodes précédentes est synthétisé sous forme de cartes (fig. 12a et 12b).

B) EVOLUTION DES CORPS SEDIMENTAIRES

L'évolution des caractéristiques des transits sédimentaires détermine celle de la morphologie des corps sédimentaires résultants.

La réalité de l'évolution des corps sédimentaires au cours du temps apparaît lorsque l'on compare des cartes

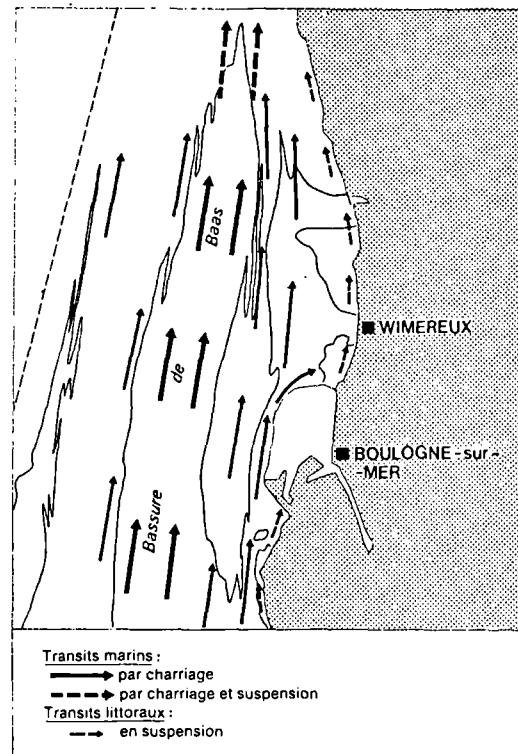


Fig. 12a. — Transits sédimentaires aux abords de la Bassure de Baas, au Nord de Boulogne-sur-mer.

bathymétriques réalisées à des périodes différentes. Cela permet de comprendre par exemple l'impact de certains aménagements passés tels que les digues (fig. 13a). L'extrapolation de ces cartes et la connaissance des caractéristiques des transits sédimentaires actifs sont des

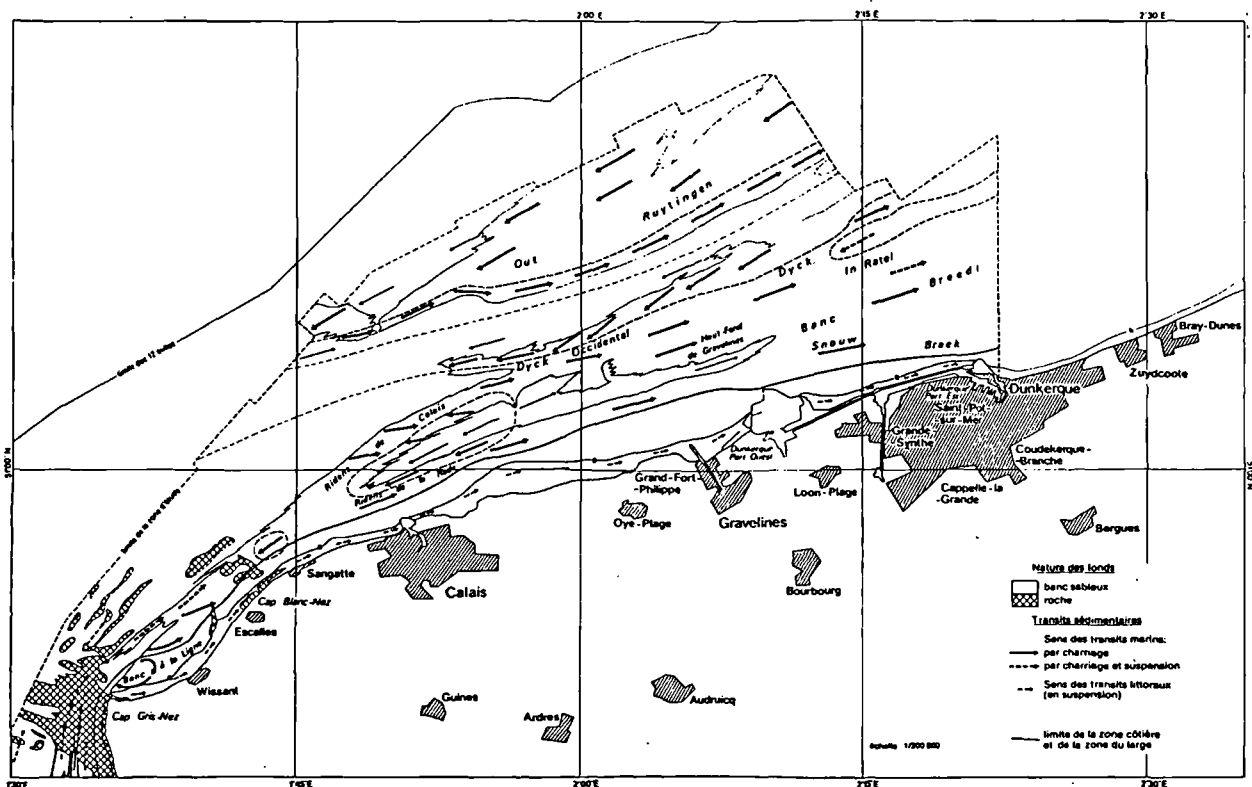
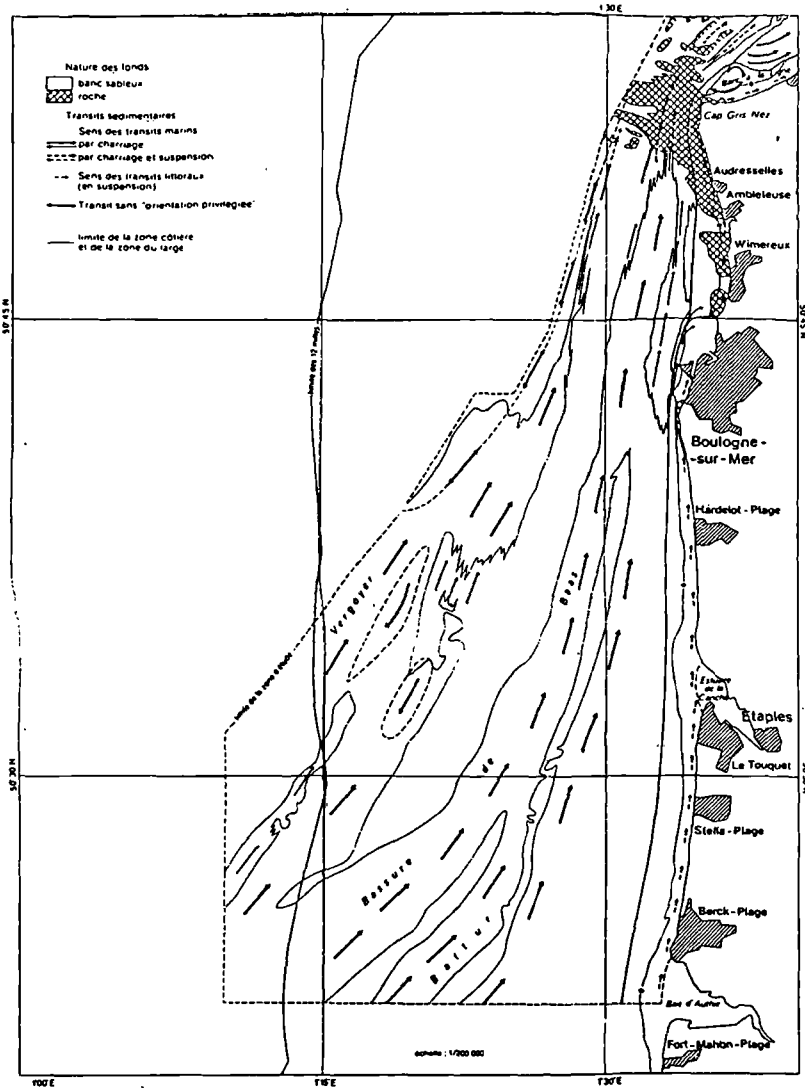


Fig. 12b. — Le domaine marin du Nord - Pas-de-Calais : La dynamique sédimentaire

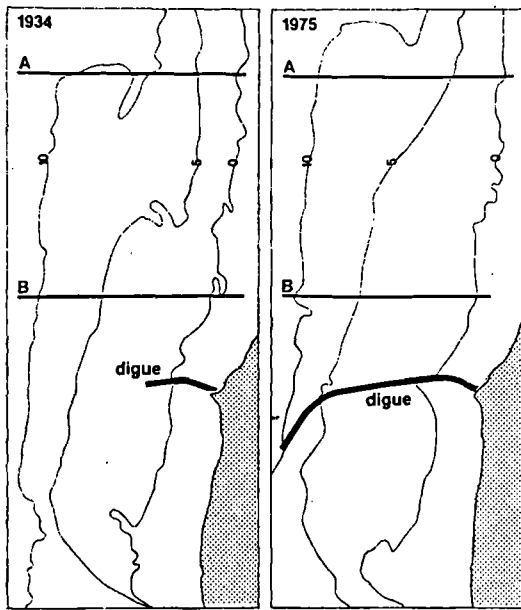


Fig. 13 a. — Evolution des fonds marins au Nord des digues de Boulogne-sur-mer (extraits de cartes bathymétriques de 1934 et 1975).

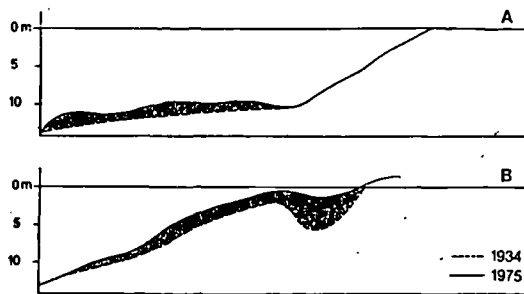


Fig. 13 b. — Evolution des fonds marins au Nord des digues de Boulogne-sur-mer (Comparaison de profils bathymétriques transversaux).

éléments essentiels dans l'appréciation de l'impact des aménagements futurs.

Les bilans réalisés permettent ainsi de mettre en évidence des engraissements (fig. 13 a et b) ou des érosions notables (fig. 14), qui peuvent être visualisés sous forme de cartes ou de coupes transversales.

L'exemple de Boulogne montre un cas d'engraissement local.

L'étude du secteur de Wissant montre au contraire un cas d'érosion visible sur plusieurs dizaines d'années (fig. 14), mais aussi à l'échelle d'une période ayant compris plusieurs tempêtes (fig. 15).

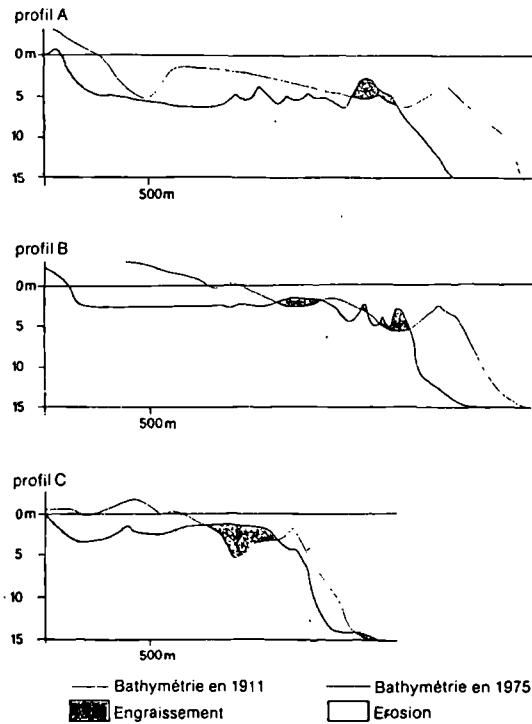


Fig. 14. — Evolution du Banc à la Ligne - comparaison des profils bathymétriques transversaux.

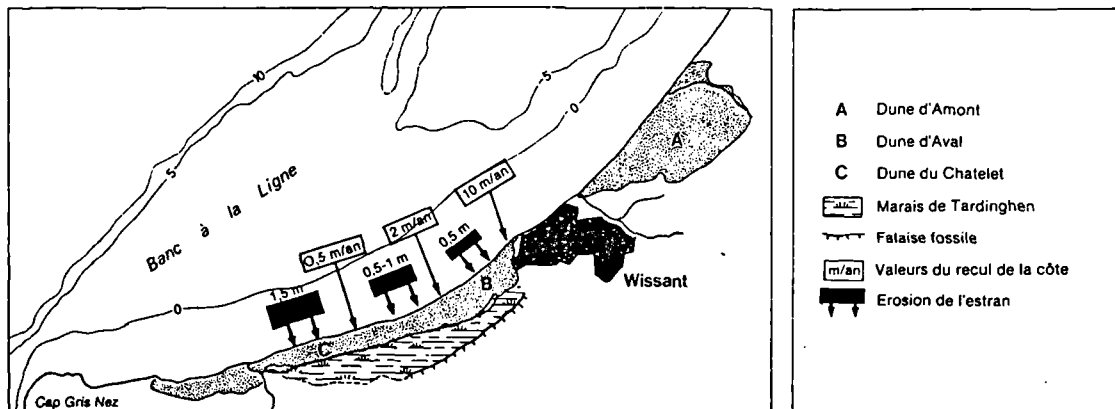


Fig. 15. — Evolution du littoral de Wissant au cours de l'hiver 1983-1984.

Les phénomènes sont parfois réversibles. Ainsi les estrans ou plages s'amaigrissent généralement sous l'action des houles hivernales ; ce départ de sédiment peut être compensé pour partie par le sable des dunes qui jouent le rôle de réservoir. En hiver, lorsque les plages s'amaigrissent, la dune s'amaigrit donc en même temps ; en fait, elle se déplace plutôt vers l'intérieur (et non pas vers la plage) car les vents de mer sont dominants. En période estivale, on note souvent le phénomène inverse : les estrans tendent à être engraisés (profil convexe) par les houles de beau temps, et le sable peut être transporté sur la dune par action éolienne. Dans la réalité, les phénomènes sont souvent plus complexes et déterminent des déséquilibres dans les flux sédimentaires, comme le montrent les cartes de détail (fig. 13 et 15) ainsi que la carte d'ensemble de l'évolution du littoral de 1947 à 1977 (fig. 16).

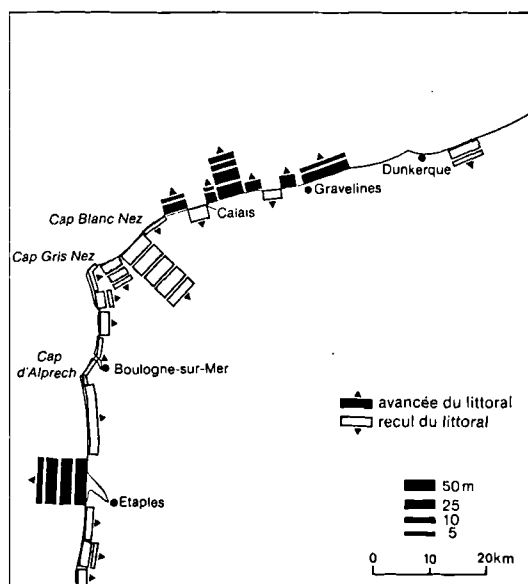


Fig. 16. — Evolution du littoral régional de 1947 à 1977.

III. — CONCLUSIONS

Alors que des intérêts économiques considérables sont souvent en jeu, les recherches en géologie marine sont comparativement moins nombreuses sur le plateau continental, et sur le littoral, qu'en haute mer.

Ainsi, dans le domaine marin étudié ici (profondeur inférieure à 50 m), les informations concernant les sédiments et leur dynamique sont susceptibles d'être utilisées pour l'exploitation des ressources minérales (ex. : caractéristiques des gisements, impact de leur extraction sur le milieu) ou des ressources vivantes, la pose de câbles, la protection de l'environnement, etc...

En domaine plus littoral, ces études débouchent principalement sur l'aménagement et la protection (ex. : travaux d'extension portuaires, urbanisation, tourisme, stabilisation du trait de côte, etc...).

Les résultats obtenus peuvent également servir dans d'autres domaines. S'agissant de la qualité de l'eau, on sait par exemple que le sédiment superficiel est une source potentielle de polluants lors de la mise en suspension de particules fines.

D'un point de vue théorique, et contrairement à ce que l'on pourrait penser étant donnée la multiplicité des paramètres en présence dans de tels milieux à la limite terre-mer, les études relatives aux domaines côtiers fournissent une référence d'intérêt plus général. Le domaine régional constitue en effet un cas remarquable de domaine macrotidal et instable avec de rapides variations latérales de faciès. Des comparaisons essentielles s'effectuent avec des domaines équivalents caractéristiques d'anciens environnements sédimentaires.

Notre analyse met en évidence un nouvel exemple de champ scientifique où les études fondamentales et appliquées sont intimement imbriquées.

LES FALAISES CRETACEES DU BOULONNAIS

La coupe de référence du Cap Blanc-Nez dans un contexte sédimentaire global

The Cretaceous cliffs of the Boulonnais

par Francis ROBASYNSKI (*) et Francis AMÉDRO (**)

Introduction à l'excursion de la Société Géologique du Nord de Wissant à Sangatte le dimanche 29 septembre 1991

Grâce aux falaises qui bordent la Côte d'Opale, les empilements des cortèges sédimentaires du Jurassique et du Crétacé sont particulièrement bien exposés et souvent bien accessibles le long des plages entre Boulogne et Sangatte. Près de Sangatte, le Cap Blanc-Nez a été depuis plus d'un siècle le lieu de rendez-vous et d'excursion d'innombrables géologues, tant amateurs que professionnels, originaires de tous pays. C'est que, sur les quelques kilomètres qui séparent Wissant de Sangatte, on peut toucher, voir, décrire et étudier dans les meilleures conditions les trois étages qui forment la partie moyenne du Crétacé : l'Albien, le Cénomaniens et le Turonien.

De plus, outre l'avantage de disposer d'affleurements quasi continus, les falaises du Cap Blanc-Nez constituent un jalon unique entre les formations exposées de l'autre côté du Déroit, dans le Kent, et celles connues en Europe du Nord : au Danemark, en Pologne et en Allemagne. Des travaux stratigraphiques et paléontologiques détaillés ont été engagés sur ce Crétacé moyen dès les années 1975, suivant en cela des voies largement ouvertes par d'illustres prédécesseurs tels Gosselet, Chellonneix, Barrois, Dutertre, J.-P. et P. Destombes, etc, tous membres et souvent anciens présidents de la Société Géologique du Nord. Les résultats de cette première étude détaillée ont été présentés en 1980 (Robaszynski & Amédro *et al.*).

Toutefois, pour les besoins du Tunnel sous la Manche, une révision du Cénomaniens inférieur et moyen a dû être entreprise afin de préciser mieux encore la lithologie des formations percées par les tunneliers (Amédro & Robaszynski, 1990; Amédro, sous presse).

De nombreux problèmes géologiques ne peuvent trouver de solution dans le seul contexte local ou régional. Pour les comprendre, il est nécessaire de faire appel à des concepts plus vastes qui tiennent compte d'un grand nombre de paramètres et d'observations et qui, dans le domaine de la géologie sédimentaire, ont acquis plus de consistance et de pertinence dans les récentes décennies.

Ainsi, dans une première partie, on rappellera les *fondements* de quelques-uns de ces concepts. La deuxième partie donnera des informations générales sur la *succession lithologique* du Crétacé des falaises du Cap Blanc-Nez. Dans la troisième partie, des figures commentées focaliseront l'attention sur des questions où la géologie régionale est une sorte de fenêtre sur quelques-uns des problèmes posés à l'échelle de la *géologie globale*.

(*) Faculté Polytechnique, 9, rue de Houdain, 7000 MONS, Belgique.

(**) 26, rue de Nottingham, 62100 CALAIS, France.

Note déposée en Octobre 1992.

I. — QUELQUES CONCEPTS OPERATEURS EN GEOLOGIE SEDIMENTAIRE (F.R.).

A) EXPANSION OCÉANIQUE ET HAUSSE DU NIVEAU MARIN.

Cause géodynamique globale vérifiée à de maintes occasions depuis les années 1960, l'expansion des fonds océaniques constitue le moteur de la tectonique des plaques et fonde la géologie des bassins de marges active et passive. Outre une explication au déplacement des continents, on réalisa rapidement qu'une surélévation de plusieurs kilomètres d'une ride médio-océanique pouvait avoir un effet considérable sur la hauteur du niveau des mers du globe. En effet, si dans un bassin océanique, une ride médio-océanique s'élève à cause, par exemple, d'un taux d'expansion plus fort dû à des mouvements de convection plus rapides dans l'asthénosphère visqueuse du manteau supérieur, alors, le niveau général des mers s'élèvera également. Ceci à condition que le volume des eaux océaniques soit constant, c'est-à-dire en dehors des périodes de glaciation. Ce mécanisme est souvent invoqué pour expliquer les mouvements de transgression-régression ayant une incidence globale (références in Robaszynski, 1981).

Au Crétacé, une nette accélération de l'expansion océanique conduit à une dispersion des continents rassemblés au Permien en une vaste Pangée. L'ouverture de l'Atlantique Nord s'intensifie à l'Aptien et dès l'Albien, l'ouverture de l'Atlantique Sud repousse vers le Nord le continent africain qui, se rapprochant de l'Europe, anorce la fermeture de l'océan téthysien. Ainsi, est-on en droit de penser qu'au Crétacé moyen la surélévation de plusieurs dizaines de milliers de kilomètres de dorsales océaniques a provoqué une élévation globale du niveau des océans de plusieurs centaines de mètres. Ce phénomène s'est traduit par une transgression généralisée des mers sur les continents : c'est la grande "transgression albo-cénomaniennne".

B) EUSTATISME ET CORTÈGES DE PRISMES SÉDIMENTAIRES. (EUSTATISME = VARIATION GLOBALE DU NIVEAU DES MERS).

Modulée en partie par les variations d'activité des dorsales, l'élévation eustatique du niveau des mers crétaées se fait par étapes successives avec de grandes inondations suivies de régressions plus ou moins importantes. Ces inondations-retraits sont à la base de la définition des séquences eustatiques de la stratigraphie séquentielle.

Le modèle de dépôt de corps sédimentaires organisés en séquences eustatiques est fondé sur le concept de la *variation de l'espace disponible* nécessaire pour qu'il y ait des dépôts dans le bassin ou sur la plate-forme. Le volume de l'espace disponible dépend de trois facteurs essentiels :

- la vitesse de subsidence du bassin et de ses marges - liée au refroidissement et, par là, à l'augmentation de densité du plancher océanique;
- la valeur de la variation du niveau marin, positive ou négative;
- la géométrie des apports sédimentaires, qu'ils viennent du continent ou du plateau continental exondé (fig. 1).

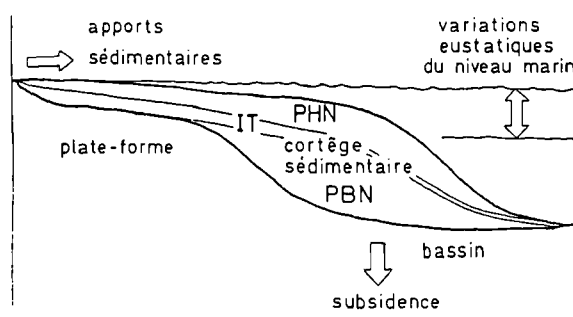


Fig. 1. — Les trois facteurs (flèches) contrôlant l'espace disponible pour la sédimentation d'une séquence formée de trois prismes successifs: PBN (Prisme de Bas Niveau), IT (Intervalle Transgressif) et PHN (Prisme de Haut Niveau) (selon VAIL *et al.*, 1987).

Fig. 1. — The three main variables controlling sediment accommodation for a succession formed of a threefold depositional sequence: LSW (Lowstand Wedge) = PBN, TST (Transgressive Systems tract) = IT, HS (Highstand System tract) = PHN. After VAIL *et al.*, 1987.

1) Le dépôt d'un cortège sédimentaire complet.

Ce dépôt ou séquence eustatique est illustré par la figure 2 (selon Vail *et al.*, 1987) avec les étapes suivantes.

a) Bas niveau marin : période de régression.

Le niveau marin s'est abaissé au delà de la plate-forme (A, fig. 2). Le continent et la plate-forme sont soumis à l'érosion et fournissent un matériel abondant permettant le dépôt sur le talus et dans le bassin de langues successives de sédiments progradant vers le large et dont l'ensemble réalise un Prisme de Bas Niveau. La base de ce prisme est une surface considérée comme Limite de Séquence. Près de la plate-forme, il s'agit souvent d'éléments détritiques : sables, argiles, marnes et de nombreux débris de fossiles issus de cette plate-forme. Plus loin vers le large, les sédiments s'enrichissent en carbonates mais restent toujours marqués par un certain détritisme.

Des tempestites d'épaisseur pluricentimétrique, finement quartzueuses, sont souvent présentes. En outre, plus la subsidence est importante, plus le Prisme de Bas Niveau est épais.

b) Hausse du niveau marin : période de transgression.

Dès que le niveau marin s'élève (B, fig. 2), l'arrivée des détritiques dans le bassin est gênée puis cesse. La limite supérieure du Prisme de Bas Niveau devient une Surface de Transgression. Les inondations successives envahissent la plate-forme puis le continent et empêchent de fortes accumulations sédimentaires d'autant que la période de transgression est relativement moins longue que la période de bas niveau. Souvent la Surface de Transgression est marquée par la présence de grains ou de nodules de phosphate et de grains de glauconie, deux éléments demandant l'intervention de courants de fond (upwellings) apportant des ions P, K, Fe, ... De plus, la sédimentation réduite et un vannage actif dû aux courants aboutissent souvent à la réalisation de surfaces d'omission, de surfaces perforées et de hardgrounds dans le prisme transgressif ou Intervalle Transgressif. Les différentes couches successives de ce prisme sont aggradantes vers le continent.

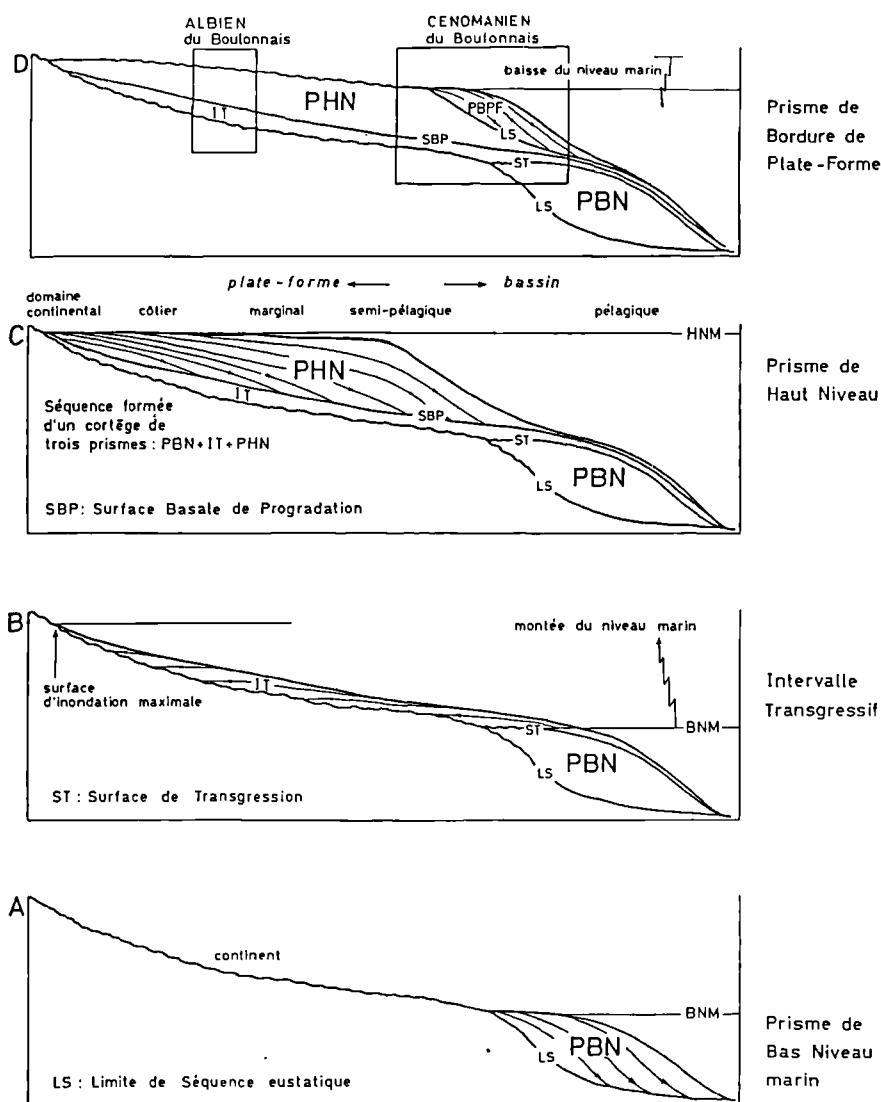


Fig. 2. — La succession des prismes sédimentaires lors d'un cycle complet de variation de niveau marin (selon VAIL *et al.*, 1987, modifié). Une séquence complète comprend un PBN (ou un PBPF) + un IT + un PHN.

Fig. 2. — The succession of systems tracts during a complete cycle of sea-level variation (after Vail *et al.*, 1987, modified). A complete depositional sequence is composed of LSW (or SMW) = PBN (or PBPF), TST = IT, HS = PHN.

c) *Haut niveau marin.*

Quand le niveau de la mer se stabilise vers le haut (C, fig.2), un espace disponible important existe sur la plate-forme et se remplit par progradation de sédiments du continent vers la plate-forme distale et le bassin sur la surface supérieure du prisme transgressif qui est la Surface Basale de Progradation. La sédimentation est généralement très carbonatée quand on s'éloigne de la côte avec intervention sporadique de tempestites ou autres corps détritiques. L'ensemble constitue un Prisme de Haut Niveau.

d) *Baisse du niveau marin.*

Si la baisse du niveau marin est relativement faible, le Prisme de Bas Niveau qui devrait résulter de ce mouvement sera, en fait, un prolongement du Prisme de Haut Niveau et deviendra un simple Prisme de Bordure de Plate-Forme (D, fig. 2) dont les caractéristiques ne sont pas très éloignées de

celles d'un Prisme de Haut Niveau. Sa base constitue la limite supérieure de la séquence formant le cortège antérieur.

En résumé, chaque cycle de variation eustatique du niveau marin induit le dépôt d'un cortège sédimentaire ou séquence eustatique de dépôt formée de PBN (ou PBPF) + IT + PHN, limitée par trois surfaces : LS (entre PHN et PHN et PBN ou PBPF), ST (entre PBN et IT ou, sur la plate-forme, entre PHN et IT) et SBP (entre IT et PHN).

Prismes et temps.

La figure 3 visualise la position des prismes sédimentaires par rapport au dispositif continent / plate-forme / bassin sur une échelle des temps. On remarque immédiatement que sur la plate-forme, la longue période de sédimentation du Prisme de Bas Niveau correspond à une lacune importante et que, vers le bassin, un hiatus sédimentaire sépare également l'Intervalle Transgressif du

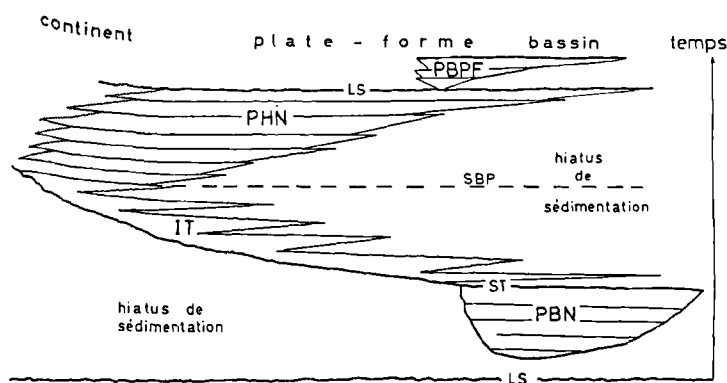


Fig. 3. — Diagramme prismes sédimentaires - temps. Mise en évidence des périodes de hiatus sédimentaire selon la position de l'aire de sédimentation dans le dispositif continent - plate-forme - bassin. Les surfaces LS (Limite de Séquence), ST (Surface de Transgression), SBP (Surface Basale de Progradation) sont sensiblement des isochrones. Quand la mer transgresse sur la plate-forme, LS se confond avec ST et devient une surface diachrone par le fait de l'existence d'un hiatus de sédimentation.

Fig. 3. — Systems tracts and time. Existence of sedimentary gaps, more or less long according to the situation between the continent and the basin. The surfaces SB (Sequence Boundary) = LS and DLS (Downlap Surface) = SBP are isochronous. When the sea is transgressive on the platform, the SB (= LS) is confused with the TS (= ST) and becomes a diachronous surface because of the sedimentary gap.

Prisme de Haut Niveau; ce hiatus est d'autant plus important que l'on se dirige vers le bassin.

Ces remarques impliquent que sur toute plate-forme ou marge continentale, existent d'importantes lacunes de sédimentation bien que, sur le terrain, elles puissent passer presque inaperçues si aucune discordance angulaire n'affecte sensiblement la succession ou si les faciès des différents prismes sont peu différenciés.

2) Situation du Boulonnais dans le modèle.

A l'Albien, le Boulonnais est marqué par une sédimentation argileuse détritique peu épaisse (PHN) succédant à des niveaux phosphatés surmontés de petites surfaces perforées (IT). On doit donc se trouver sur une marge de plate-forme continentale, assez près de la côte à l'Albien inférieur (sables), nettement plus éloigné de la côte à l'Albien moyen-supérieur (très peu ou absence de détritiques sableux).

Le Cénomaniens inférieur repose sur un niveau d'argile albiennaise (PHN). Il commence par plusieurs bancs de craie à grains de glauconie et de phosphate : le "Tourtia" (IT). Il y a donc entre les dernières argiles albiennes et le Tourtia un hiatus sédimentaire correspondant à un PBN qui devait se déposer beaucoup plus loin vers le large. Au dessus du "Tourtia", le caractère nettement plus carbonaté de la sédimentation cénomaniennaise suggère que le Boulonnais se trouvait à cette période dans une position nettement éloignée de la côte, plus proche du bassin (fig. 2).

3) Conséquences des variations eustatiques de niveau marin sur les biotas et les étages.

Lors de régressions importantes, pendant que se déposent les PBN, de nombreuses niches écologiques marines sont détruites sur la plate-forme et le talus, ce qui entraîne la disparition progressive d'espèces spécialisées. Au contraire, pendant les transgressions, de nouvelles niches étant offertes, de nouvelles espèces vont se différencier et se développeront progressivement.

Dans un enregistrement sédimentaire situé de façon intermédiaire entre la plate-forme et le bassin, là où tous les prismes sédimentaires sont présents, on peut suivre ces disparitions et apparitions progressives. A l'opposé, sur la plate-forme, là où il n'y a ni le PBN ni les premières couches de l'IT, les disparitions d'espèces semblent brutales comme aussi les apparitions, ceci étant le simple reflet de hiatus sédimentaire représentant une tranche de temps importante.

On comprend ainsi comment les paléontologistes du 19^{ème} siècle ont pu créer des coupures si franches entre les étages géologiques. En effet, la plupart des étages sont fondés sur des changements de faunes qui correspondent aux "révolutions du globe" en vogue à la pleine époque du "catastrophisme" de Cuvier (d'Orbigny, 1850). Comme la plupart des stratotypes des étages se trouvent en domaine de plate-forme (successions peu épaisses, faunes souvent abondantes), seules des parties des IT et PHN sont conservées alors que les PBN sont absents ou représentés seulement par des PBPF incomplets de même que les premiers dépôts des IT.

Les cycles de Wilson.

A plus grande échelle, lors de la formation des Pangées successives suivies de leur dispersion par le fonctionnement de nouvelles rides médio-océaniques, les mêmes processus de transgressions majeures et régressions se produisent et entraînent des changements profonds dans la constitution des biotas. Les cycles de Wilson liés à la formation des Pangées sont à mettre en parallèle avec les grands cycles de variations de niveau marin puisqu'ils sont issus de la même cause (Cotillon, 1990).

C) CYCLICITÉ ET DÉPÔTS ALTERNANTS.

Vers le bassin, de nombreux dépôts apparaissent sous forme d'alternances calcaire/marne. On y voit surtout l'effet d'actions climatiques : les périodes chaudes engendrent une plus grande fertilité des eaux marines et, par là, une plus grande productivité des micro-organismes à paroi calcaire

(nannoplancton, foraminifères). Les oscillations climatiques seraient induites selon Gilbert puis Milankovitch par des cycles astronomiques de différentes durées (in Cotillon, 1988) :

- cycles de 10-23 000 ans : précession des équinoxes;
- cycles de 41 000 ans : obliquité de l'axe de rotation de la Terre sur le plan de l'écliptique;
- cycles de 100 000 - 110 000 ans : excentricité de l'orbite terrestre;
- cycles de 400 000 - 420 000 ans : autre excentricité.

Ces cycles peuvent interférer pour donner une variation complexe du flux d'insolation terrestre, celui-ci contrôlant alors la rythmicité sédimentaire (Hart 1987, Gale 1990).

Par exemple, on a remarqué que les cycles de 20 - 23 000 ans de précession pouvaient se combiner aux cycles de 100 - 110 000 ans d'excentricité. Le résultat est une sédimentation où l'on peut séparer des groupes de 5 alternances marne/calcaire. De cette façon, les alternances seraient corrélables à de très longues distances puisque le flux solaire intéresse toute la Terre. En outre, ces cyclicités se superposent aux prismes des séquences eustatiques qui sont la charpente des empilements sédimentaires.

Finalement, les moyens pour établir des coupures stratigraphiques deviennent plus nombreux et plus précis : zones biostratigraphiques, séquences eustatiques, prismes eustatiques, cycles de 100 000 ans et de 20 000 ans. On peut raisonnablement penser que dans un avenir à moyen terme, des coupures de 100 000, voire de 20 000 ans pourront être retrouvées dans des sections éloignées de plusieurs milliers de kilomètres ou plus et ainsi être corrélées très précisément. Ce gain en précision sera une base solide pour la mesure de la vitesse de nombreux processus et événements géologiques et paléontologiques.

II. — LA SUCCESSION LITHOLOGIQUE DU CRETACE AU CAP BLANC-NEZ (F.R.).

1) Situation de la coupe.

La descente sur l'estran se fait par le chemin du hameau de Strouanne à 2,5 km au Nord de Wissant. Les "argiles à

huîtres" de l'Aptien supérieur (Formation de Verlincthun à *Liostrea leymeriei*) sont visibles entre Wissant et Strouanne de façon exceptionnelle seulement aux très basses marées de vives eaux (quand des bancs de sable ne les recouvrent pas !). Les grès verts de l'Albien inférieur apparaissent sur la plage à 400 m environ au Nord du chemin de Strouanne et ne sont accessibles qu'à marée basse. Le reste de la coupe (argiles albiennes, craies cénomaniennes et turoniennes) peut être étudié en longeant les falaises jusqu'au Grand Blanc-Nez. Le Cran d'Escalles permet de remonter aisément jusqu'au village d'Escalles.

2) Les falaises vues de l'estran.

a) Les argiles albiennes.

Reposant sur 1 à 2 m de sables glauconieux de l'Albien inférieur, les argiles de l'Albien moyen et supérieur se développent sur seulement 11 m d'épaisseur entre l'estran et la falaise crayeuse. Elles admettent quatre niveaux de nodules phosphatés : P3 à P6.

b) La craie cénomanienne.

Sur 76,5 m d'épaisseur, la craie cénomanienne est bien exposée dans les falaises entre Wissant et Sangatte et plus particulièrement entre les Cap du Petit Blanc-Nez et du Grand Blanc-Nez où des éboulis permettent de suivre sans discontinuité la succession des couches. En outre, quand le sable de la plage ne les recouvre pas et grâce à un léger pendage vers le NE, les bancs crayeux affleurent largement sur l'estran et livrent ainsi plus aisément leur contenu fossilifère.

En termes généraux, et ceci est nettement perceptible en prenant du recul par rapport à la falaise lors des marées basses, le Céno-manien débute par une craie glauconieuse verdâtre ("Tourtia"), suivie d'une longue alternance de cycles à base marneuse de teinte gris-verdâtre, et se termine par de gros bancs de craie blanc-grisâtre couronnés par un niveau marneux ou "niveau à *Actinocamax plenus*" surmonté de la base de la craie noduleuse. Plusieurs formations ont été créées pour fixer les spécificités des grands ensembles lithologiques et sont reprises sur les figures 4 et 5.

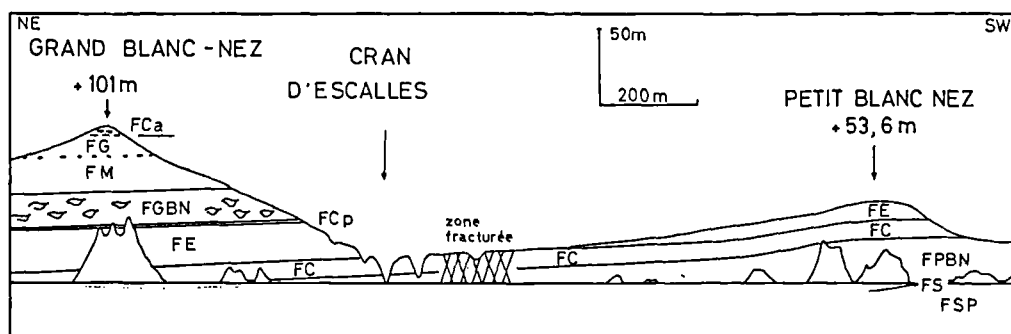


Fig. 4. — Les falaises crétacées entre le Petit et le Grand Blanc-Nez : localisation des principales formations. Successivement, du bas vers le haut :

Albien : Formation de Saint Pô (FSP). — Céno-manien : F. de Strouanne (= "Tourtia") (FS); F. du Petit Blanc-Nez (FPBN); F. du Cran (FC); F. d'Escalles (FE); F. des Crupes (FCp) = zone à *A. plenus*. — Turonien : F. du Grand Blanc-Nez (FGBN) = craie noduleuse.; F. des Mottelettes (FM); F. du Guet (FG); F. du Pont de Caffiers (FCa).

Fig. 4. — The Cretaceous cliffs between Petit and Grand Blanc-Nez: location of the main formations.

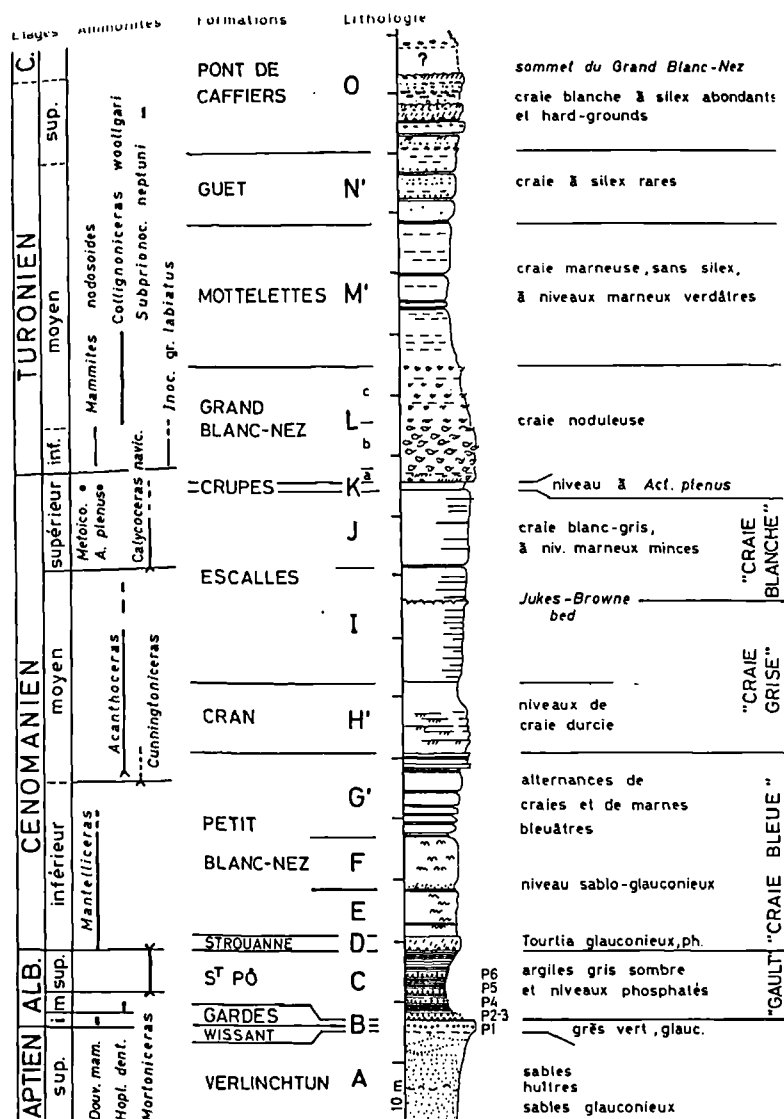


Fig. 5. — Succession des ensembles lithologiques au Crétacé dans les falaises du Cap Blanc-Nez et répartition verticale de fossiles marqueurs d'étage ou de sous-étage.

La figure illustre les subdivisions lithologiques les plus facilement repérables en falaise quand on se déplace sur l'estran entre le hameau de Strouanne et le Cap Grand Blanc-Nez. Les différents étages sont particulièrement bien individualisés par leur lithologie : l'Albien est sablo-argileux, le Cénomaniens essentiellement formé d'alternances marne/craie, plus marneux à la partie inférieure ("Craie bleue"), plus crayeux à la partie supérieure ("Craie grise et blanche"). Quant au Turonien, sa partie inférieure, constituée de nodules crayeux durcis est bien exprimée par un relief dans la falaise tandis que la partie moyenne formée de craie marneuse est plus tendre et érodée. Le Turonien supérieur est vertical et résiste bien à l'érosion grâce aux nombreux niveaux de silex qu'il contient.

Le tableau reprend également la terminologie des formations dont les stratotypes ont été désignés sur les différentes coupes partielles des falaises ainsi que les extensions de quelques macrofaunes de référence (ammonites) à partir desquelles sont définis les étages et sous-étages.

Fig. 5. — The succession of lithological units in the Cretaceous of the Cap Blanc-Nez cliffs with the vertical distribution of stages and sub-stages marker fossils. The figure illustrates the units easily visible on the cliffs between the hamlet of Strouanne and the Cap Blanc-Nez. The different stages are well expressed by their different lithologies: the Albian is sandy-clayey, the Cenomanian is mainly formed of alternating levels of chalk and marl (marly "Lower Chalk" at the base, then chalky "Grey Chalk"). The lower part of the Turonian, nodulous and hard, is prominent in the cliff whereas the middle part, more marly, is eroded. As the Upper Turonian contains flint levels, it offers more resistance to erosion and is sensibly vertical.

c) La craie turonienne.

La quasi totalité de la craie turonienne est visible en falaise entre le Grand Blanc-Nez et Sangatte mais elle reste difficilement accessible par des moyens simples. Pourtant, un levé complet sur 66 m d'épaisseur a été réalisé au moyen de cordes et d'échelles souples assurées au sommet des falaises (Robaszynski & Amédéo *et al.*, 1980).

3) Travaux antérieurs sur la craie cénomaniennne.

En 1872, Chellonneix publie la première description des "assises crétacées du Cap Blanc-Nez" en précisant le contenu fossilifère des couches cénomaniennes et en adjoignant une coupe verticale des falaises vues de l'estran. Plus tard, avec les projets successifs de tunnel sous la Manche qui envisageaient des tracés dans des couches à la

fois imperméables et résistantes, c'est sur la craie cénomanienne qu'ont porté les efforts de recherche, tant géologique que géotechnique. Citons ainsi : Potier et De Lapparent (1875), Bruckshaw *et al.* (1961), Carter et Destombes (1972), Destombes et Shephard-Thorn (1972). Des travaux de chercheurs individuels ont par ailleurs amélioré la connaissance biostratigraphique du Cénomaniens avec Barrois (1875), Leriche (1905), Magne et Polveche (1961), Jefferies (1963), Andreieff (1964), et plus récemment Amédéo *et al.* (1978), Elewaut et Robaszynski (1977), Robaszynski et Amédéo *et al.* (1980), Amédéo (1986), Robaszynski & Amédéo (1986), Gale (1990), Amédéo (sous presse).

III. — LA GEOLOGIE REGIONALE : UNE FENETRE SUR LA GEOLOGIE GLOBALE (F.A., F.R.).

Un certain nombre d'événements lithologiques ou paléontologiques observés dans les formations crétacées du Boulonnais peuvent être interprétés dans un cadre plus global. Certains de ces événements sont d'origine climatique; les autres sont la traduction des variations de hauteur du niveau marin d'origine eustatique, liées elles-mêmes à l'expansion océanique.

1) Les Ammonites de l'Albien.

Les variations de fréquence des ammonites albiennes à caractère cosmopolite reflètent des périodes de confinement ou d'ouverture du bassin anglo-parisien (fig. 6).

Les ammonites présentes dans l'Albien du bassin anglo-parisien peuvent être classées en trois groupes en fonction de l'étendue de leur distribution géographique.

Le premier groupe correspond à des formes limitées au Domaine boréal dont fait partie le Nord-Ouest de l'Europe incluant le bassin anglo-parisien. Il s'agit essentiellement de la famille des *Hoplitidae* qui représente 35 à 80 % des populations successives d'ammonites. Les *Hoplitidae* sont caractérisés généralement par la présence de côtes lautiformes (par côtes lautiformes on entend des côtes naissant par paire au niveau de tubercules ombilicaux et se réunissant de nouveau sur les tubercules ventro-latéraux en formant une boucle). Deux grandes lignées phylétiques dérivées du genre *Hoplites* se développent au cours de l'Albien moyen et supérieur :

- les "Anahoplitids" à région ventrale légèrement concave ou convexe, source des *Schloenbachia* cénomaniens;

- les "Euhoplitids" à région ventrale creusée d'un sillon ou d'un canal.

Le second groupe rassemble les ammonites considérées comme caractéristiques d'autres provinces fauniques (domaine téthysien par exemple). Leur proportion toujours très faible (inférieure à 0,1 %) suggère qu'il s'agit de coquilles égarées, probablement flottées *post-mortem*.

Enfin, le troisième groupe comprend les formes cosmopolites communes aux Domaines boréal, téthysien et sud-tempéré. Ce groupe comprend, surtout à l'Albien moyen et supérieur, la famille des *Brancoceratidae*, caractérisée par la présence d'une carène siphonale (*Dipoloceras*, *Hysterocheras*, *Mortoniceras*, ...).

A Wissant, dans l'intervalle compris entre les niveaux phosphatés P3 et P5 inclus, c'est-à-dire à l'Albien moyen, les faunes cosmopolites sont quasiment inexistantes. Cet état traduit une endémisation du bassin. L'hypothèse la plus probable est un niveau marin relativement bas, entraînant un isolement du bassin anglo-parisien limité au Nord par la plate-forme Londres-Brabant et au sud par le Scuil de Bourgogne.

En revanche, au dessus du niveau phosphaté P5, les ammonites cosmopolites prolifèrent soudainement avec 55 % ou plus des populations successives. Une telle abondance suggère un élargissement des communications entre les Domaines boréal et téthysien sous l'action d'une élévation importante de hauteur du niveau marin d'origine eustatique.

2) Les niveaux phosphatés.

Les niveaux phosphatés P3, P4 et P5 témoignent de longs épisodes transgressifs (fig. 6 et 7).

Les niveaux phosphatés P3, P4 et P5 sont situés dans la partie inférieure des argiles à faciès "Gault" (argiles sombres gris-bleu). Au point de vue sédimentologique, leur examen amène trois remarques :

- de nombreux nodules sont cassés ou usés;

- certains sont bioturbés mais les perforations sont elles-mêmes cimentées par une seconde génération de phosphate;

- les lits de nodules surmontent des surfaces perforées.

Toutes ces observations convergent vers la même conclusion : des arrêts de sédimentation prolongés, accompagnés de courants, sont associés aux niveaux phosphatés.

Au point de vue paléontologique, ces trois niveaux phosphatés coïncident chacun avec des incursions ponctuelles de faunes à caractère cosmopolite (respectivement les *Oxytropidoceras* en P3, *Mojsisovicsia* en P4 et *Dipoloceras* en P5) au sein d'une succession qui en est par ailleurs dépourvue. Ceci suggère des communications momentanées, mais toujours limitées (les apports ne dépassent jamais 4 % des populations) avec les autres provinces fauniques.

En tenant compte de ces événements lithologiques et biologiques, les niveaux phosphatés sont interprétés comme les témoins d'inondations transgressives liées à des courants de remontées d'eaux océaniques profondes (upwellings) apportant avec eux les ions phosphore.

Ils sont généralement associés à des arrêts de sédimentation.

3) Le "Tourtia" est un faciès transgressif.

Au Cap Blanc-Nez comme dans tout le Boulonnais, dans le détroit du Pas de Calais et en Artois, les formations crayeuses débutent par une craie glauconieuse verdâtre surmontée par des cycles marno-crayeux gris-bleuté. Le terme régional utilisé dans le Nord de la France pour désigner les niveaux de base glauconieux et conglomératiques du Crétacé est le "Tourtia". Dans le détail, il s'agit à la base d'une glauconite vert-sombre ou d'une marne glauconieuse très bioturbée, avec de nombreuses traces de *Spongiomorpha* remplies de marne gris-clair peu glauconieuse, passant vers le haut à une craie glauconieuse.

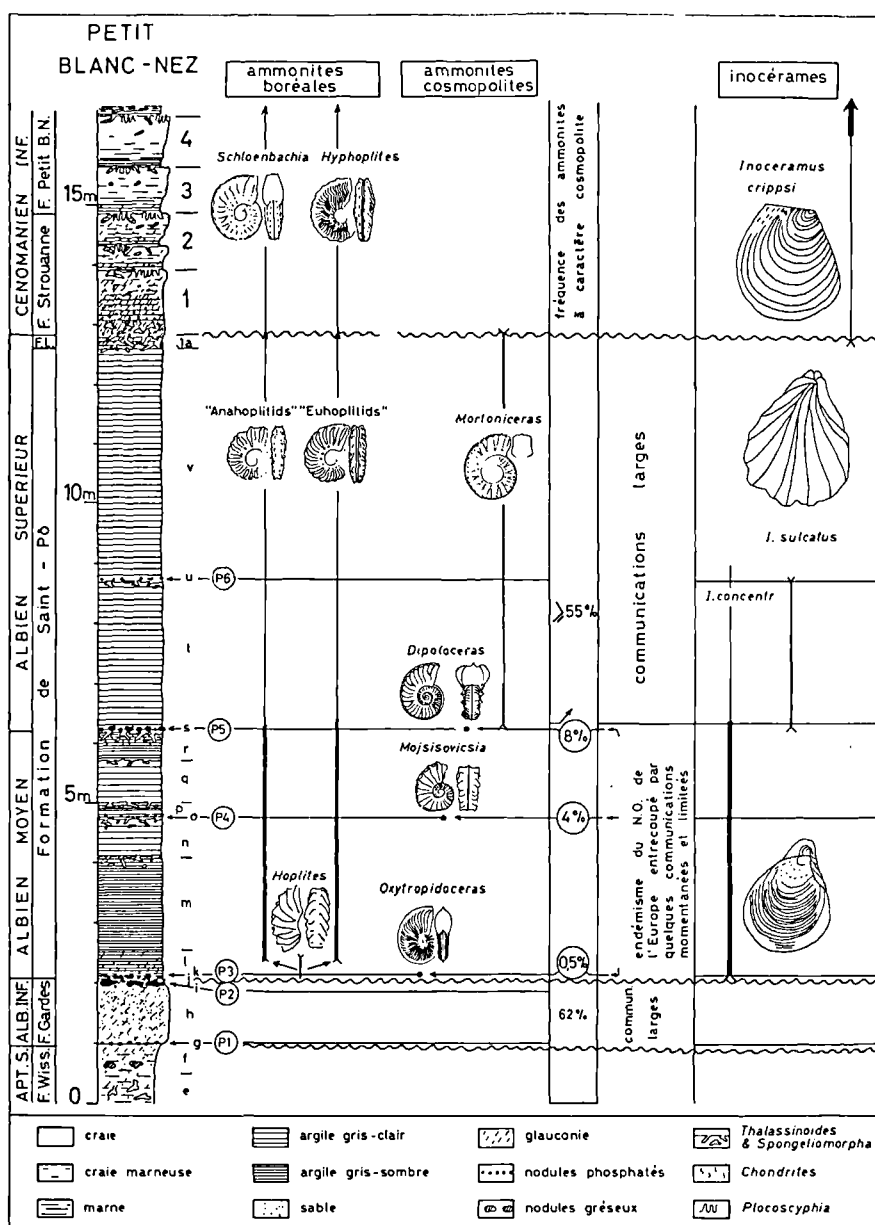


Fig. 6. — L'Albien de Wissant : variations de fréquence des ammonites à caractère cosmopolite reflétant des périodes de confinement ou d'ouverture du bassin anglo-parisien.

Fig. 6. — The Albian at Wissant: variations in the abundance of cosmopolitan ammonites reflecting periods of closing or opening of the Anglo-Paris Basin.

La partie inférieure de la marne renferme de nombreux nodules de phosphate noir ou brunâtre.

Suivant les recherches récentes (Odin, 1975), la genèse des glauconies se cantonne entre 60 et 400 m de profondeur sur les bordures des plate-formes et dans un milieu granulaire. La présence de nombreuses éponges hexactinellides, d'huîtres et de gastéropodes brouteurs d'algues dans le "Tourtia" suggère plutôt la tranche d'eau minimale envisagée (Kennedy & Garrison, 1975). D'un autre côté, les attributions fondées sur les ammonites démontrent que l'âge du "Tourtia" varie suivant les points en devenant de plus en plus jeune du Nord-Ouest vers le Sud-Est :

- base du Cénomanien inférieur dans le Sud-Est de l'Angleterre et la plus grande partie du détroit du Pas de Calais (Carter & Destombes, 1972);

- Cénomanien inférieur non basal dans le Boulonnais (Amédéo, sous presse);

- Cénomanien moyen en Artois et dans le Douaisis (Amédéo & Robaszynski, 1987);

- Cénomanien supérieur élevé dans le bassin de Mons (Robaszynski, 1971).

Enfin, le "Tourtia" recoupe en oblique les formations plus anciennes du Crétacé et du Paléozoïque.

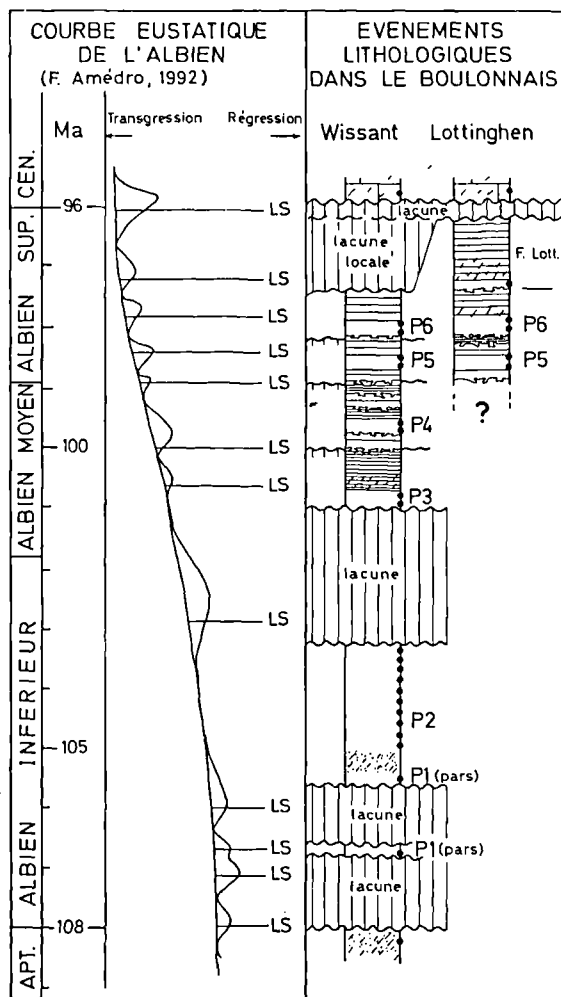


Fig. 7. — Essai d'interprétation en termes de séquences eustatiques de la succession lithologique de l'Albien de Wissant.

Fig. 7. — Tentative interpretation in terms of sequence stratigraphy of the lithological succession of the Albien of Wissant.

Il s'agit donc d'un faciès transgressif de base, diachronique, mais qui constitue un témoin très important de la transgression cénomaniennne sur la marge septentrionale du bassin de Paris.

4) La cyclicité de la craie serait d'origine orbitale.

Les formations crayeuses ne sont pas homogènes mais présentent une cyclicité qui se manifeste de deux manières principales :

- dans les formations cénomaniennes, par des alternances niveaux marneux - bancs crayeux, la composition des couplets évoluant dans le temps (fig. 8);
- dans les craies du Turonien supérieur - Coniacien, par des alternances bancs crayeux - lits de silex.

L'extension à l'ensemble du bassin anglo-parisien de certaines alternances marno-crayeuses, comme par exemple les 8 "beds" des Marnes à *Actinocamax plenus* (situées aux confins de la limite Céno-manien - Turonien) a été démontrée dès 1963 par Jefferies. Les travaux actuels généralisent cette observation à la plupart des cycles de la

base du Céno-manien moyen dont la continuité est tracée au moins à travers le Sud de l'Angleterre, le détroit du Pas de Calais et le Nord de la France (Gale, 1990; Amédéo, sous presse).

La cyclicité des craies apparaît ainsi comme la traduction sédimentologique d'un mécanisme ayant affecté le bassin anglo-parisien dans sa totalité. Dans la mesure où de tels couplets sont également connus dans d'autres bassins sédimentaires comme la fosse vocontienne dans le Sud-Est de la France ou le Western Interior aux USA, leur origine doit être recherchée à une échelle globale.

La comparaison avec des sédiments modernes suggère que la rythmicité des craies peut être attribuée à des fluctuations climatiques induites par des facteurs orbitaux. On a vu antérieurement que des variations périodiques affectent les climats avec des cycles de 20 000, 40 000 et 100 000 ans. Ces cycles astronomiques auraient pu entraîner des variations de la température des eaux océaniques superficielles avec des écarts maximum de 4 °C, se traduisant par une rythmicité de la production des carbonates. Dans l'état actuel des connaissances, il semble que les cycles soient directement induits par la précession (cycles de 20 - 23 000 ans). Mais des interférences avec l'excentricité existent aussi dans la mesure où, dans certains cas, on observe un arrangement des couplets par groupes de 5 (cycles de 100 000 ans) (Laferrière *et al.*, 1987; Hart, 1987; Gale, 1990).

5) Les grands ensembles lithologiques du Céno-manien sont contrôlés par l'eustatisme.

Quand on prend du recul sur l'estran en face du Cap Petit Blanc-Nez et quand le temps est un peu humide, les bancs et les formations du Céno-manien inférieur à moyen apparaissent nettement en falaise. Cinq niveaux lithologiques sont aisément repérables (fig. 8). De la base vers le sommet :

- Ensemble D, bancs 1 et 2 : "Tourtia" ou Formation de Strouanne. C'est une craie rèche, un peu quartzreuse, très glauconieuse à la base où elle renferme de nombreux petits galets phosphatés. Sa teinte verdâtre due à la glauconie permet une identification immédiate. Elle est bioturbée par de nombreux *Thalassinoides* (terriers de crustacés).

La présence de glauconie, phosphate, bioturbations, abondante macrofaune dont des éléments pélagiques (ammonites) conduit à interpréter ce niveau comme une surface de transgression (ST).

- Banc 5 : niveau métrique de marnes bleues, finement piqueté de glauconie fine et de grains de phosphate : il s'agit d'une nouvelle surface de transgression (ST).

- Niveau 10 i : sablo-glauconieux, à la base de l'ensemble F : encore une surface de transgression (ST).

- Base du banc 11, à la base de l'ensemble G' : niveau mameux gris-bleu, apparaissant comme une ligne sombre en falaise. Au dessus interviennent des alternances marne/craie où les parties mameuses sont demi-métriques. De larges alternances marne/craie se développant sur près de 8 m jusqu'au banc 15 avec beaucoup de marnes (argile détritique) font penser à un dépôt progradant de haut niveau marin.

- Le sommet crayeux et perforé du banc 16' est considéré comme une surface de transgression (ST). Au dessus, la plus grande partie de l'ensemble lithologique H' est formée d'alternances marno-crayeuses, avec des bancs de craie grisâtre un peu durcie et toujours marquée par de nombreuses bioturbations. Ces caractères sont fréquents dans un Intervalle Transgressif (IT). La présence d'une faune diversifiée (*Entolium* : E sur la fig. 8, *Orbirhynchia mantelliana* : triangles noirs sur la fig. 8) avec des éléments pélagiques (ammonites : *Sciponoceras baculoide* : S.b., et foraminifères planctoniques : r = *Rot reicheli*) accentue le caractère transgressif de ce cortège sédimentaire.

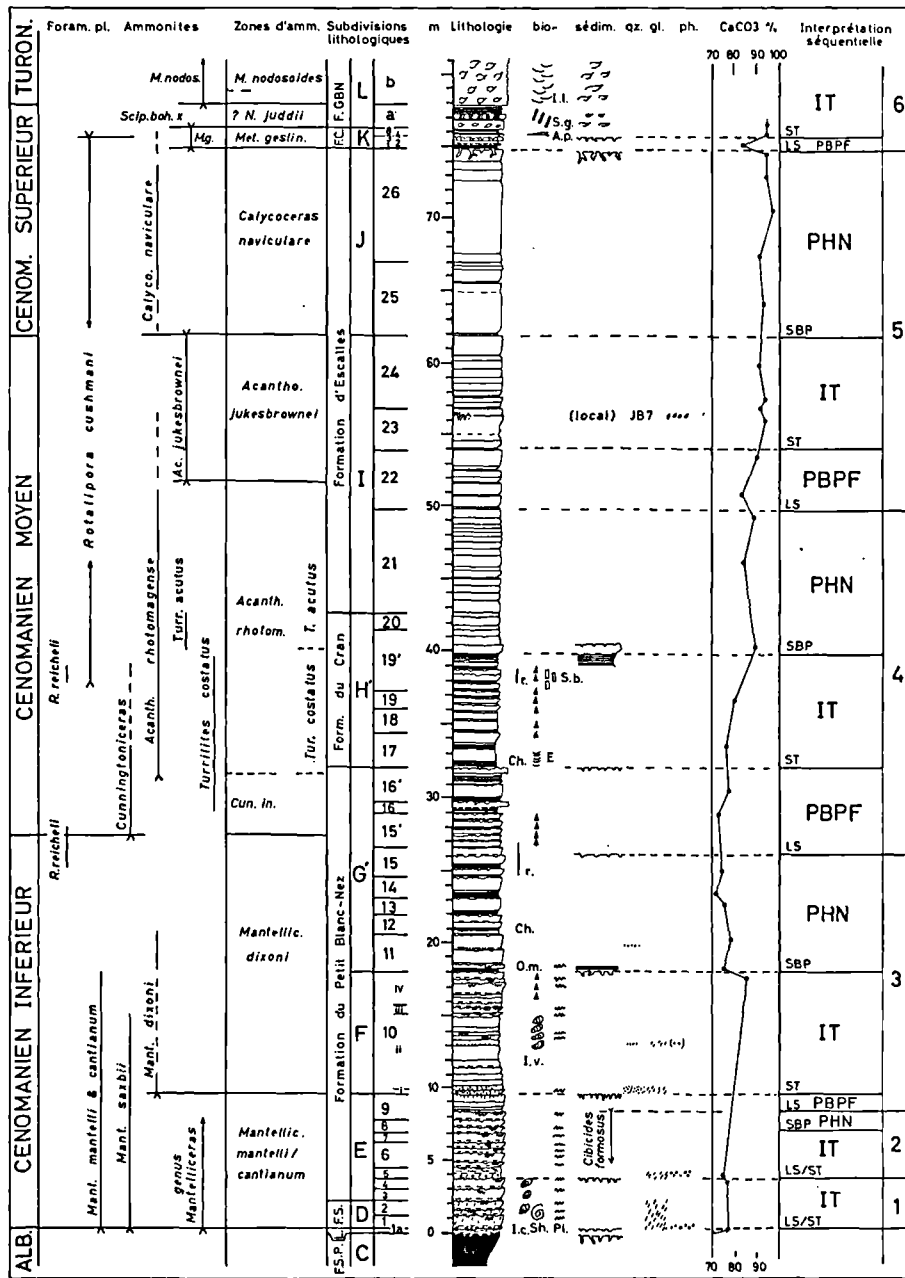


Fig. 8. — Le Cénomanién au Cap Blanc-Nez : repères lithologiques, bancs (chiffres), ensembles lithologiques (lettres majuscules), formations, prismes sédimentaires (à droite).

Ap : *Actinocamax plenus* (bélemnite) - Ch : Chondrites (trace fossile) - E : *Entolium* (bivalve) - Lc : *Inoceramus crippii* - Il : *Inoceramus glabriatus* - Iv : *Inoceramus virgatus* - JB : Jukes-Browne Bed - Om : *Orbirhynchia mantelliana* (rhynchonelle) - Pl : "*Plocoscyphia*" (spongiaire) - r : *Rotalipora reicheli* (foram. plancton.) - Sb : *Sciponoceras baculoide* (ammonite) - Sh : *Sharpeiceras* (ammonite).

Fig. 8. — The Cenomanian at the Cap Blanc-Nez: lithological markers, beds (numbers), lithological units (capital letters), formations, systems tracts (to the right).

On voit ainsi que le repérage des surfaces principales et la définition d'ensembles lithologiques homogènes est à la base de l'interprétation séquentielle. Dans le cas présent, les trois premières surfaces de transgression (banc 1, banc 5 et banc 10_j) sont superposées à une limite de séquence car il n'y a pas de prisme de bas niveau marin. Ceci implique qu'à la base des bancs 1 et 5 comme à la base du niveau 10_j il y a un hiatus sédimentaire correspondant au manque d'un prisme de bas niveau (ici : un prisme de bordure de plate-forme). Au dessus des surfaces de transgression viennent des prismes de

haut niveau caractérisés par des bancs crayeux demi-métriques à métriques au sommet desquels se trouvent souvent des éponges "*Plocoscyphia*." Du banc 11 au banc 15, les larges alternances, riches en marnes, correspondent à la progradation d'un prisme de haut niveau.

6) Les arrêts de sédimentation.

Les surfaces perforées et les hardgrounds représentent des arrêts de sédimentation liés à des pulsations transgressives.

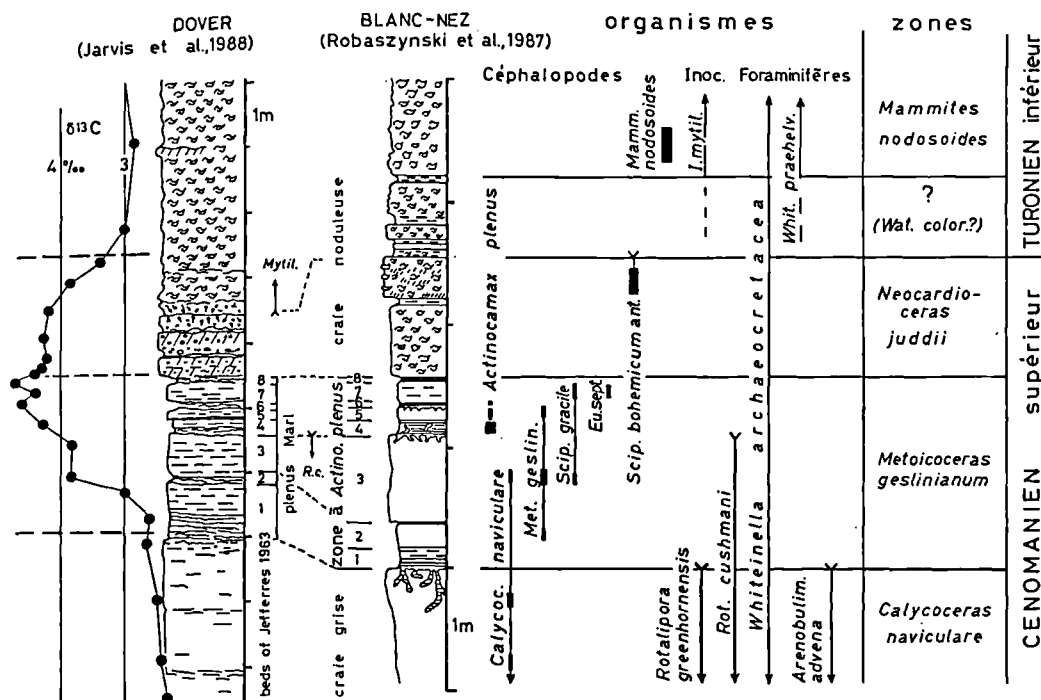


Fig. 9. — La zone à *Actinocamax plenus* (= ensemble K = Formation des Crupes). A la base du niveau commence un important intervalle transgressif qui s'étend du Cénomanién supérieur jusque vers la fin du Turonien inférieur.

A gauche : la courbe de variation du rapport des isotopes stables $C13/C12 = \delta^{13}C$ indiquant le développement d'une période anoxique dans la mer au Cénomanién terminal.

Fig. 9. — The *plenus* Zone (K, Crupes Formation). At the base, starts an important Transgressive Systems Tract which continues during the rest of Upper Cenomanian till the end of Lower Turonian. At the left: the $\delta^{13}C$ variation curve, indicative of a dysoxic-anoxic period within the Upper Cenomanian.

On prendra l'exemple de la Formation des Crupes ou "zone à *Actinocamax plenus*" ou ensemble lithologique K. Cet ensemble est bien exposé au sommet de l'éboulis du Grand Blanc-Nez où il reste néanmoins assez difficilement accessible. On peut toutefois l'examiner aisément vers Sangatte où le plongement des couches l'amène au pied de la falaise. Suivant la terminologie définie en Angleterre par Jefferies (1963), la zone à *plenus* est subdivisée en 8 "beds" qui seront utilisés ci-après (fig. 9).

La base du bed 1 est une marne sombre pénétrant par terriers dans la craie sous-jacente. L'existence de terriers atteignant parfois plus de 50 cm de profondeur et jusqu'à 1 mètre, atteste d'un arrêt de sédimentation suffisamment long pour que des organismes puissent creuser de tels terriers. En outre, la partie sommitale de la craie de l'ensemble J est parfois indurée, ce qui est un autre signe d'un arrêt de sédimentation. Ces caractères sont favorables pour interpréter la base du bed 1 comme une surface de transgression.

D'autres surfaces perforées existent plus haut indiquant que la transgression s'effectue par pulsations successives. Les hardgrounds de la craie noduleuse confirment le caractère transgressif.

La zone à plenus : une période anoxique.

La transgression allant du Cénomanién terminal jusque vers la fin du Turonien inférieur témoigne d'une hausse relative du niveau de la mer des plus importantes du Crétacé. Elle est accompagnée par un épisode anoxique à caractère global qui entraîne l'extinction de nombreux macrofossiles et microfossiles (fig. 9).

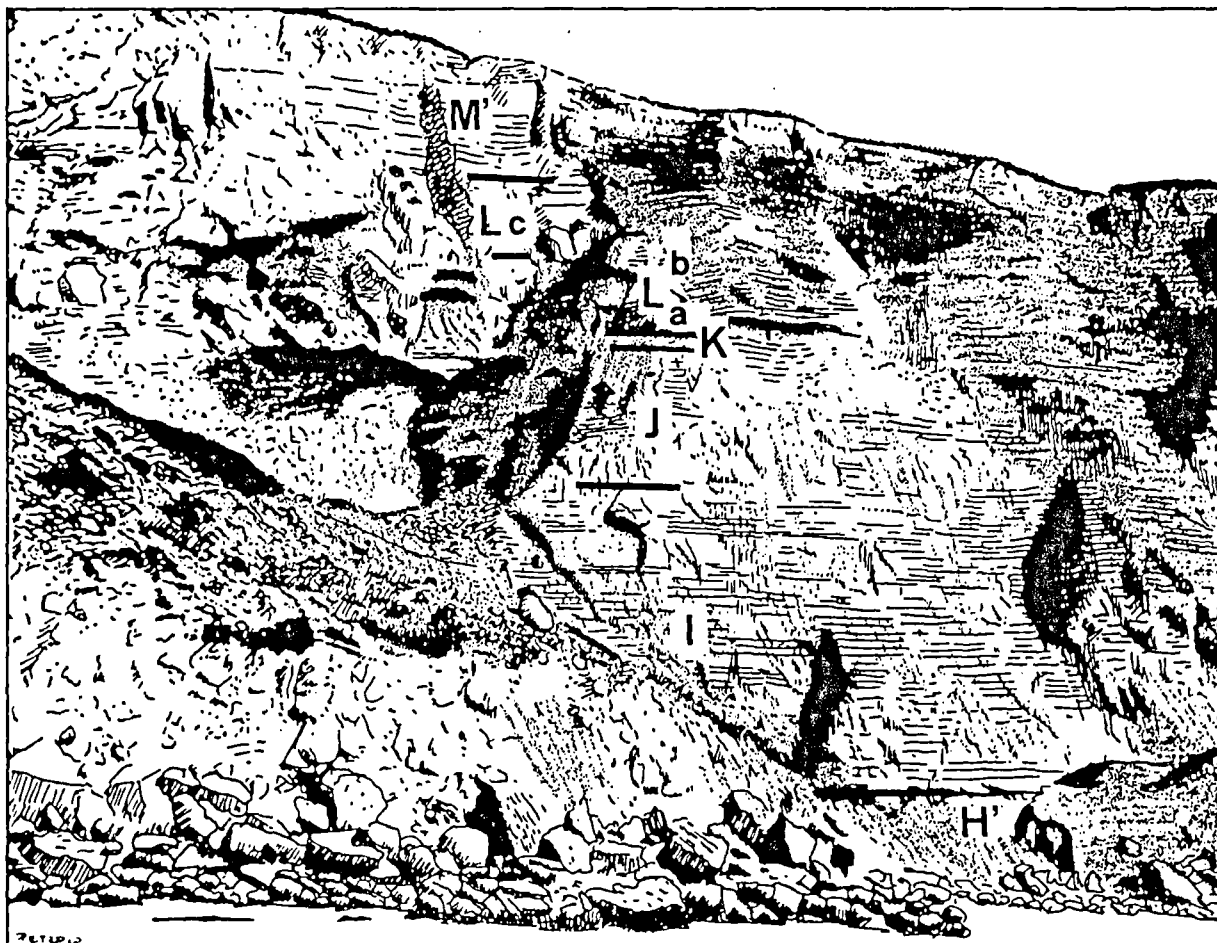
Ce type d'épisode peut être mis en évidence par le dosage dans les roches de certains éléments traces d'isotopes stables comme le Carbone 13. La modification de la teneur en C13 par rapport au C12 - qui est le plus abondant dans la nature - est un signe de la variation de la productivité organique sur le plateau continental.

Le rapport isotopique $C13/C12$ (appelé $\delta^{13}C$ et exprimé en ‰) augmente quand le plateau continental reçoit des dépôts riches en matière organique, ce qui est réalisé lors des transgressions importantes.

Dans le cas de la zone à *plenus*, des travaux menés à Douvres (Jarvis et al., 1988) montrent une augmentation très sensible du $\delta^{13}C$ dans le Cénomanién terminal. De plus, cette augmentation commence à être reconnue mondialement et confirme le caractère nettement transgressif de la zone à *plenus* à la fin du Cénomanién.

Figures hors texte

Dessins de M. Petzold in Robaszynski *et al.*, 1982, d'après photographies in Robaszynski, Amédéo *et al.*, 1980.



Le Cénomaniens et le Turonien à la falaise du Grand Blanc-Nez.
De bas en haut, on observe la succession suivante :

CENOMANIEN

H' : Formation du Cran.

Seuls les bancs supérieurs avec *Orbirhynchia mantelliana* sont visibles.

I-J : Formation d'Escalles, stratotype.

L'ensemble I (craie rythmée), épais d'un peu moins de 20 m, est caractérisé par une alternance serrée de bancs à dominante crayeuse séparés par de minces lits mameux alors que l'ensemble J est essentiellement crayeux. La partie inférieure de l'ensemble I contient *Acanthoceras rhotomagense* tandis que la partie supérieure livre de bons exemplaires d'*Acanthoceras jakasbrowni*, ces deux ammonites définissant le Cénomaniens moyen.

K : Formation des Crupes.

C'est le niveau à *Actinocamax plenus*. Constitué de lits mameux et crayeux, il est très sensible à l'action des agents atmosphériques et, en se délitant, il entraîne souvent quelques bancs de la formation immédiatement supérieure, ce qui apparaît comme une ligne en creux dans la falaise. Ont été dégagés : *Metoicoceras geslinianum*, *Euomphaloceras septemariatum* et *Calycoceras naviculare*, ammonites datant le Cénomaniens supérieur élevé.

L : Formation du Grand Blanc-Nez.

Suivant les caractères lithologiques, l'ensemble a pu être décomposé en trois parties.

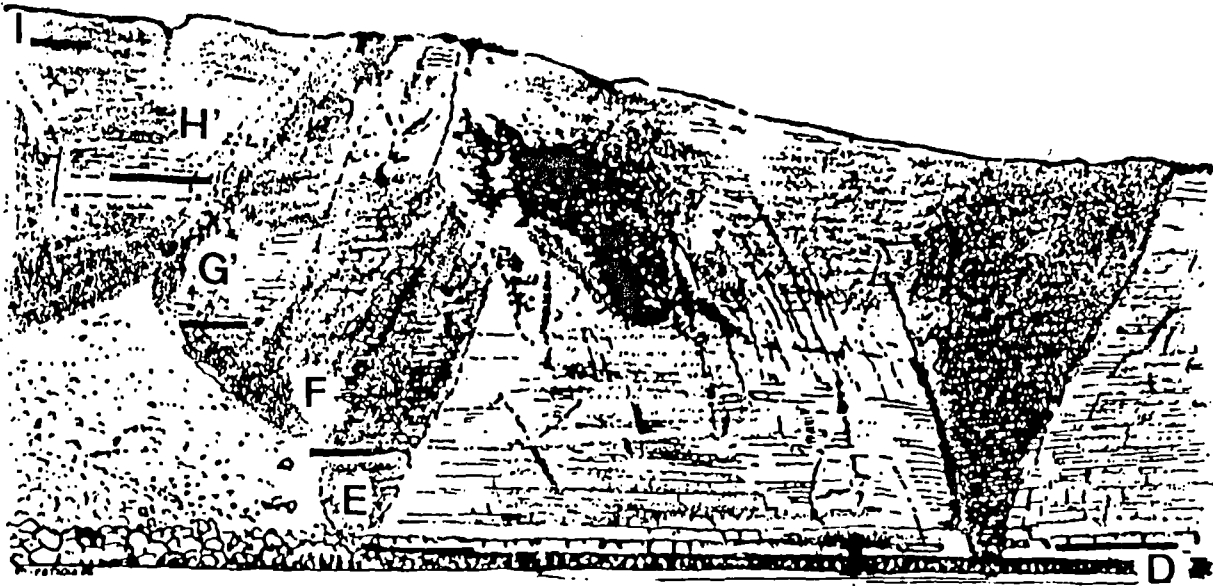
A la base : L,a est une craie noduleuse à hard-grounds et niveaux mameux avec *Inoceramus pictus* et *Sciponoceras bohemicum anterius* datant le Cénomaniens terminal.

TURONIEN

Plus haut : L,b est également une craie noduleuse, jaunâtre, où plusieurs centaines d'ammonites ont été recueillies dont *Mammites nodosoices* et *Lawesiceras peramplum* qui, avec *Inoceramus labiatus*, assignant à cette partie de la Formation du Grand Blanc-Nez un âge turonien "inférieur".

Au sommet : L,c est un sous-ensemble encore noduleux mais à éléments moins tenaces. On y rencontre quelques rares *Collignonoceras woollgari* qui datent la partie moyenne du Turonien.

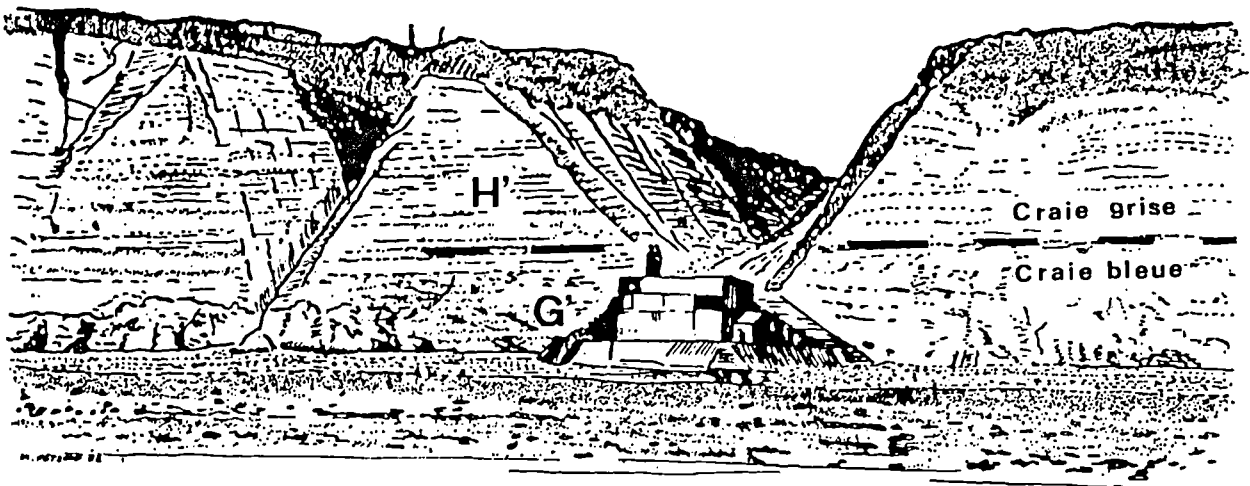
M' : Formation des Motelettes. Craie mameuse admettant quelques lits mameux utilisables comme repères en falaise.



Le Cénomanién inférieur à la falaise du Petit Blanc-Nez.

La Formation de Strouanne stratotypique (ensemble lithologique D) est définie à l'extrême droite de la photographie et forme la base du Cénomanién. Sa partie supérieure est visible en falaise tandis que sa base, très glauconieuse et chargée de galets phosphatisés, affleure sur l'estran quand les courants de marée ont dégagé les bancs de sable qui le cachent souvent.

La Formation du Petit Blanc-Nez (ensembles lithologiques E, F et G'), d'âge cénomanién inférieur et moyen (*pars*), est exposée en falaise à 50 m environ un peu plus au Nord. On distingue sa partie inférieure (ensemble E) à gauche du cliché, au pied sud du vaste éboulis du Petit Blanc-Nez.



Le Cénomanién moyen au Cran d'Escalles

Le stratotype de la Formation du Cran, ou ensemble lithologique H', est bien exposé au flanc nord du Cran. La Formation s'y développe sur une dizaine de mètres. Dans la partie moyenne, six bancs crayeux superposés apparaissent en relief et forment le troisième niveau à *Orbirhynchia mantelliana* (rhynchonelle associée ici à l'ammonite déroulée *Sciponoceras baculoides*, abondante). En outre, toute la Formation du Cran renferme *Acanthoceras rhoiomagense* et *Turrilites costatus*, deux espèces d'ammonites caractéristiques du Cénomanién moyen, que l'on dégage aisément des couches affleurant sur l'estran. La limite entre G' et H' permet de différencier la "craie bleue" globalement imperméable (où a été creusé le Tunnel sous la Manche) de la craie grise plus perméable au-dessus.

BIBLIOGRAPHIE

- AMÉDRO F. (1986) - Biostratigraphie des craies cénomaniennes du Boulonnais par les ammonites, *Ann. Soc. géol. Nord*, 105, p.159-167.
- AMÉDRO F. (1992) - L'Albien du bassin anglo-parisien : ammonites, zonation phylétique, séquences. *Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf Aquitaine*, 16,1, p. 187-233, 25 fig.
- AMÉDRO F. (sous presse) - La lithostratigraphie et les biofaciès : des outils de corrélation dans les craies cénomaniennes du détroit du Pas-de-Calais, *Ann. Soc. géol. Nord*.
- AMÉDRO F., DAMOTTE R., MANIVIT H., ROBASZYNSKI F. & SORNAY J. (1978) - Echelles biostratigraphiques dans le Cénoomanien du Boulonnais (Macro, micro, nannofossiles), *Géol. Médit.*, 5, p. 5-18, 5 tabl.
- AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (1990) - Caractères et stratigraphie des craies cénomaniennes traversées par le tunnel sous la Manche. *Presses E.N. Ponts et Chaussées*, colloque 31 mai 1989, p. 57-63, 3 fig.
- AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (1987) - Influences eustatiques et contrôle tectonique de la sédimentation dans la partie moyenne du Crétacé du Nord de la France. *Mém. géol. Univ. Dijon*, 11, p. 57-66, 3 fig.
- ANDREIEFF P. (1964) - Existence d'un niveau à *Rotalipora reicheli* dans la craie cénoomanienne du Cap-Blanc-Nez. *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 140-142, 3 fig.
- BARROIS Ch. (1875) - La zone à *Belemnites plenus*. Etude sur le Cénoomanien et le Turonien du Bassin de Paris. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 2, p. 146-163, 2 tabl. 1 tabl. h.-t.
- BRUCKSHAW J.M., GOGUEL J., HARDING H.J.B. & MALCOR R. (1961) - The work of the channel Tunnel Study group 1958-1960. *Proceed. Inst. Civ. Engers*, 18 (for 1961), p. 149-178.
- CARTER D.J. & DESTOMBES J.-P. (1972) - Stratigraphie du Cénoomanien du Déroit du Pas de Calais, *Mém. B.R.G.M.*, n° 79, Colloque sur la géologie de la Manche, p. 117-121, 1 fig.
- CHELLONNEIX E. (1872) - Note sur le diluvium de Sangatte et les assises crétacées du Cap-Blanc-Nez. *Mém. Soc. Sc. Agric. Arts Lille*, 3, t. 3, p. 431-439, 1 fig.
- COTILLON P. (1988) - Stratigraphie, Dunod, Paris, Géosciences, 182 p.
- COTILLON P. (1990) - Les temps médio-crétacés : une singularité au cours de l'histoire du Phanérozoïque ?, *Geobios*, Mém.sp. n° 11, 11-24, 13 fig.
- DESTOMBES J.-P. & SHEPHARD-THORN E. (1972) - Résultats géologiques des recherches pour l'implantation d'un tunnel sous la Manche. *Mém. B.R.G.M.*, n° 79, Colloque sur la géologie de la Manche, p. 101-115, 3 fig., 2 tabl., 1 pl.
- ELEWAUT E. & ROBASZYNSKI F. (1977) - Datations par la méthode K/Ar de glauconies crétacées du Nord de la France et de la Belgique. *Ann. Soc. géol. Nord*, 97, p. 179-189, 2 fig., 3 tabl.
- GALE A.S. (1990) - A Milankovitch scale for Cenomanian time. *Terra nova*, 1, 420-425, 4 fig.
- HART M.B. (1987) - Orbitally induced cycles in the chalk facies of the United Kingdom, *Cret. Res.*, 8, 335-348.
- JEFFERIES R.P.S. (1963) - The stratigraphy of the *Actinocamax plenus* Subzone in the Anglo-Paris Basin., *Proceed. Geol. Ass.*, 74, p. 1-33, 9 fig., 2 pl.
- JARVIS I., CARSON G.A., COOPER M.K.E., HART M.B., LEARY P.N., TOCHER B.A., HORNE D. & ROSENFELD A. (1988) - Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous), Oceanic Anoxic Event., *Cret. Res.*, 9, p. 3-103, 34 fig.
- KENNEDY W.J. & GARRISON R.E. (1975) - Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of Southern England, *Sedimentology*, p. 22, 311-386.
- LAFERRIERE A.P., HATTIN D.E. & ARCHER A.W. (1987) - Effects of climate, tectonics and sea-level change on rhythmic bedding patterns in the Niobrara Formation (Upper Cretaceous), U.S. Western Interior, *Geology*, 15, p. 233-236, 4 fig.
- LERICHE M. (1905) - Sur la présence du genre *Metoicoceras* HYATT dans la Craie du Nord de la France, et sur une espèce nouvelle de ce genre (*Metoicoceras pontieri*)., *Ann. Soc. géol. Nord*, 34, p. 120-124, 3 fig., pl. II.
- MAGNE J. & POLVECHIE J. (1961) - Sur le niveau à *Actinocamax plenus* du Boulonnais, *Ann. Soc. géol. Nord*, 81, p. 47-62, 8 fig.
- ODIN G.S. (1975) - De glauconarium : constitutione, origine, aetateque, Thèse Doct. Etat, Paris.
- ORBIGNY A. d' (1840-1842) - Paléontologie française. Terrains crétacés, t. 1 : Céphalopodes, p. 1-662, pl. 1-148, Paris, Masson.
- POTIER A. & LAPPARENT A. de (1875) - Rapport sur l'exploration géologique sous-marine du Pas de Calais, 16 p. + 3 p., 5 fig., 1 fig. hors-t., 1 carte, Paris, Chaix.
- POTIER A. & LAPPARENT A. de (1875) - Notes I et II (description du terrain crétacé des falaises du Pas de Calais) in POTTIER et LAPPARENT, 1875. Note I : p. 13-16, Note II : 1 coupe col. dépl.
- ROBASZYNSKI F. (1971) - Les foraminifères pélagiques des "Dièves" aux abords du Golfe de Mons, *Ann. Soc. géol. Nord*, 91, p. 31-38.
- ROBASZYNSKI F. (1981) - Moderation of Cretaceous Transgressions by Block Tectonics : An example from the North and North-West of the Paris Basin. *Cretaceous Research*, vol. 2, n° 2, p. 197-213.
- ROBASZYNSKI F. & AMÉDRO F. (1986) - The Cretaceous of the Boulonnais (France) and a comparison with the Cretaceous of Kent (United Kingdom). *Proceed. Geol. Ass.*, 97, (2), p. 171-208, 22 fig.
- ROBASZYNSKI F. et AMÉDRO F. coord., FOUCHER J.-C., GASPARD J., MAGNIEZ-JANNIN F., MANIVIT H. & SORNAY J. (1980) - Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques : foraminifères, nannoplancton, dinoflagellés et macrofaunes. *Revue Micropal.*, 22, p. 195-321, 28 fig., 20 pl.
- ROBASZYNSKI F., AMÉDRO F. et CARON M., (à paraître) - La limite Cénoomanien-Turonien et la Formation Bahloul dans quelques localités de la Tunisie Centrale. *Cret. Research*.
- VAIL P.R., COLIN J.P., JANDUCHENE R., KUCHLY J., MEDIAVILLA F. & TRIFILIEFF V. (1987) - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, III, 8, p. 1301-1321.

ELEMENTS D'ANALYSE STRUCTURALE A PARTIR D'EXEMPLES PRIS EN ARDENNE-AVESNOIS.

(Affleurements visités lors de l'excursion de la SGN en octobre 1991).

par J-L. MANSY (*) & F. MEILLIEZ (*)

I.— INTRODUCTION A LA GEOLOGIE REGIONALE

A) VUE D'ENSEMBLE

L'Ardenne, au sens de Gosselet (1888), appartient à l'ensemble Paléozoïque qui s'étend de la Manche au Rhin, en France, Belgique, Luxembourg, Allemagne et Pays-Bas. Cet ensemble affleure peu en France : entre la Meuse et l'Oise, en Avesnois (rive droite de la Sambre), en Artois et dans le Boulonnais (fig. 1). Le Massif Ardennais se prolonge vers l'Est par l'Eifel puis, au-delà du Rhin, par le Massif Schisteux Rhénan.

L'exploitation du Bassin Houiller durant 200 ans, a très tôt justifié une étude scientifique approfondie de la bande étroite que jalonnent notamment la Sambre et la Meuse. La limite méridionale du Bassin Houiller est une zone structuralement complexe, différenciée par de très nombreuses failles anastomosées, les unes purement chevauchantes, les autres associant en proportion variable chevauchement et décrochement. Le tout constitue ce qu'il est convenu d'appeler, par abus de langage, le Front Varisque qui représente, de l'Irlande à la Pologne, le trait structural majeur de la frange nord de l'orogène varisque européen.

Les observations de surface (cartographie) et de subsurface (mines, sismique, sondages) (fig. 1), ont abouti à la proposition d'un modèle structural récemment discuté et réactualisé (Meilliez *et al.*, 1991). Les caractéristiques de ce modèle peuvent être résumées de la façon suivante.

1) L'Allochtone Ardennais et le Parautochtone Brabançon

La zone faillée qui longe le Bassin Houiller partage la région en deux parties appelées Parautochtone Brabançon au Nord et Allochtone Ardennais au Sud (Meilliez et Mansy, 1990). Chacune d'elles comporte un substratum et une couverture, datés paléontologiquement du Paléozoïque inférieur pour le premier et du Dévono-Carbonifère pour la seconde.

De façon simplifiée, le Parautochtone Brabançon correspond à ce qui était attribué au Synclinorium de Namur (Fourmarier, 1922), tandis que l'Allochtone Ardennais regroupe les Synclinorium de Dinant, de la Vesdre, de Neufchâteau et les Anticlinorium de Haute-Ardenne et de Givonne (Fourmarier, 1922).

2) Le front de l'Allochtone et la Faille du Midi

La Faille du Midi *sensu stricto*, n'est qu'une des composantes de la zone faillée qui sépare les deux domaines structuraux majeurs.

Comprenant l'importance structurale d'une zone faillée reconnue de l'Irlande à la Ruhr, Gosselet (1888) a proposé de lui donner le nom de Faille du Midi, en généralisant l'emploi d'un nom qui désignait initialement un objet géologique bien localisé dans le Hainaut (Briard et Cornet, 1863). Dans la région de Douai par exemple, "la grande Faille du Midi a été tracée en menant une ligne qui laisse au Sud tous les points où le Silurien ou le Dévonien ont été touchés" (Mathieu, 1933). Le tracé a donc été défini à partir de la répartition de données stratigraphiques et non sur des observations géométriques.

Les affleurements dévoniens disponibles entre Tournai et Liège montrent davantage de différences de faciès et de puissance de part et d'autre du faisceau faillé qui marque le front de l'Allochtone que de part et d'autre de la seule Faille du Midi (Coen-Aubert, 1988). Le rôle paléogéographique de celle-ci n'est donc pas primordial ; d'autres failles ont joué un rôle équivalent (voir ci-dessous).

3) Extension dévonienne et raccourcissement carbonifère

L'Allochtone s'est différencié tectoniquement lors du raccourcissement varisque (Carbonifère), aux dépens de la paléomarge continentale qui devait représenter la frange méridionale du Continent des Vieux Grès Rouges. Cette paléomarge s'est elle-même différenciée durant tout le Dévonien dans un contexte d'extension crustale modérée (Meilliez *et al.*, 1991).

(*) Laboratoire de Dynamique Sédimentaire et Structurale, URA 719 CNRS, Tectonique et sédimentation; Université des Sciences et Technologies de Lille; F- 59655 - Villeneuve d'Ascq cedex
Note déposée en Février 1993.

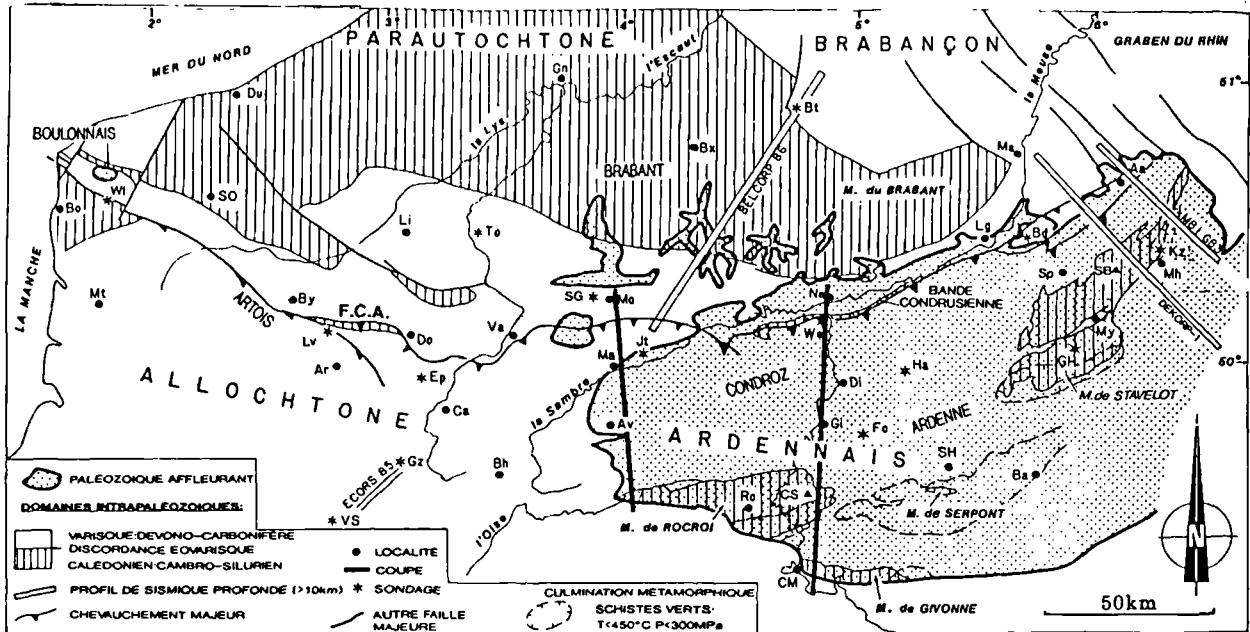


Fig. 1 — Répartition des affleurements du Paléozoïque entre la Manche et le Rhin.

Le domaine paléozoïque émerge d'une couverture méso-cénozoïque mince et affleure surtout au SE du sillon de Sambre et Meuse. Les terrains d'âge Paléozoïque sont répartis entre deux ensembles structuraux, calédonien et varisque, séparés par une discordance, dite éovarisque. A l'issue de l'orogénèse varisque, un front de chevauchements ardennais (FCA) a séparé l'Allochtone Ardennais au Sud du Parautochtone Brabançon au Nord.

Sondages : Boischoot (Bt), Bolland (Bd), Epinoy (Ep), Focant (Fo), Grand-Halleux (GH), Gouzeaucourt (Gz), Havelange (Ha), Jeumont (Jt), Konzen (Kz), Liévin (Lv), St-Ghislain (SG), Tournai (To), Vermandovilliers (Vs), Wépion (We), Le Waast (Wt).

Profils de sismique profonde : M81 (Meissner *et al.*, 1981), ECORS85 (Cazes et Torreilles, 1988), BELCORP86 (Bouckaert *et al.*, 1986), DEKORP-1 (Meissner *et al.*, 1990).

Localités : Aix-la-Chapelle (Aa), Arras (Ar), Avesnes/Helppe (Av), Bastogne (Ba), Bohain (Bh), Boulogne (Bo), Bruay-en-Artois (By), Bruxelles (Bx), Cambrai (Ca), Charleville-Mézières (CM), Dinant (Di), Douai (Do), Dunkerque (Du), Gand (Gn), Givet (Gi), Liège (Lg), Lille (Li), Maastricht (Ms), Malmédy (My), Maubeuge (Ma), Monshau (Mh), Mons (Mo), Montreuil (Mt), Namur (Na), Rocroi (Ro), Spa (Sp), ST-omer (SO), Valenciennes (Va).

Les termes de "bassins" de Namur et de Dinant sont à bannir (Kaisin, 1936 ; Michot, 1980), puisque les terrains dévono-carbonifères de l'Allochtone et du Parautochtone appartiennent à la même entité paléogéographique. Il est devenu nécessaire de distinguer les entités structurales (Allochtone Ardennais et Parautochtone Brabançon) de l'entité paléogéographique (paléomarge ardennaise dévonienne) aux dépens de laquelle les premières se sont formées.

L'épaississement de la couverture sédimentaire dévonienne depuis le Nord vers le Sud est connu depuis longtemps. Mais une reprise détaillée des observations de terrain a permis, en plusieurs endroits, de montrer la coïncidence géographique entre une zone faillée et un épaississement brutal de la série, éventuellement accompagné d'une variation de faciès notable (*in Meilliez et al.*, 1991) (fig. 2). Le rejet d'une telle zone faillée est variable : inverse ici, normal là. Enfin, l'âge de dépôts de même faciès peut différer de part et d'autre d'une telle zone faillée. C'est, par exemple, le cas à la base de la série discordante de part et d'autre du couloir faillé de Willerzie, en terminaison orientale du Massif de Rocroi (Milhau *et al.*, 1989 ; Meilliez, 1989).

Toutes ces observations qui précisent les connaissances acquises antérieurement, permettent la mise en évidence d'un contrôle tectonique synsédimentaire.

4) L'inversion tectonique

Le long de la vallée de la Meuse, les coupes stratigraphiques établies (fig. 2) montrent la coïncidence géographique entre les couloirs de failles synsédimentaires, dus à l'extension et les couloirs de failles dus au raccourcissement. En première approximation, cette coïncidence illustre le concept d'inversion tectonique, selon lequel les zones faillées ayant fonctionné en distension ont constitué des zones de faiblesse mécanique lors du raccourcissement. C'est pourquoi les chevauchements majeurs s'y sont particulièrement localisés.

5) But de l'excursion

L'excursion a été l'occasion d'observer :

- des filons magmatiques mis en place en période d'extension ultime ; ces filons sont de bons marqueurs chronologiques pour distinguer l'extension du raccourcissement (les Marquisades) ;

- le style de plis dissymétriques qui caractérisent le bord sud du Synclinorium de Dinant, appliqué à la succession à dominante incompetente du Dévonien Inférieur (région de Vireux-Molhain) ;

- le même style, appliqué à la discordance qui marque le contact entre la couverture varisque et son substratum, dans la région de Fépin (les Roches à Fépin).

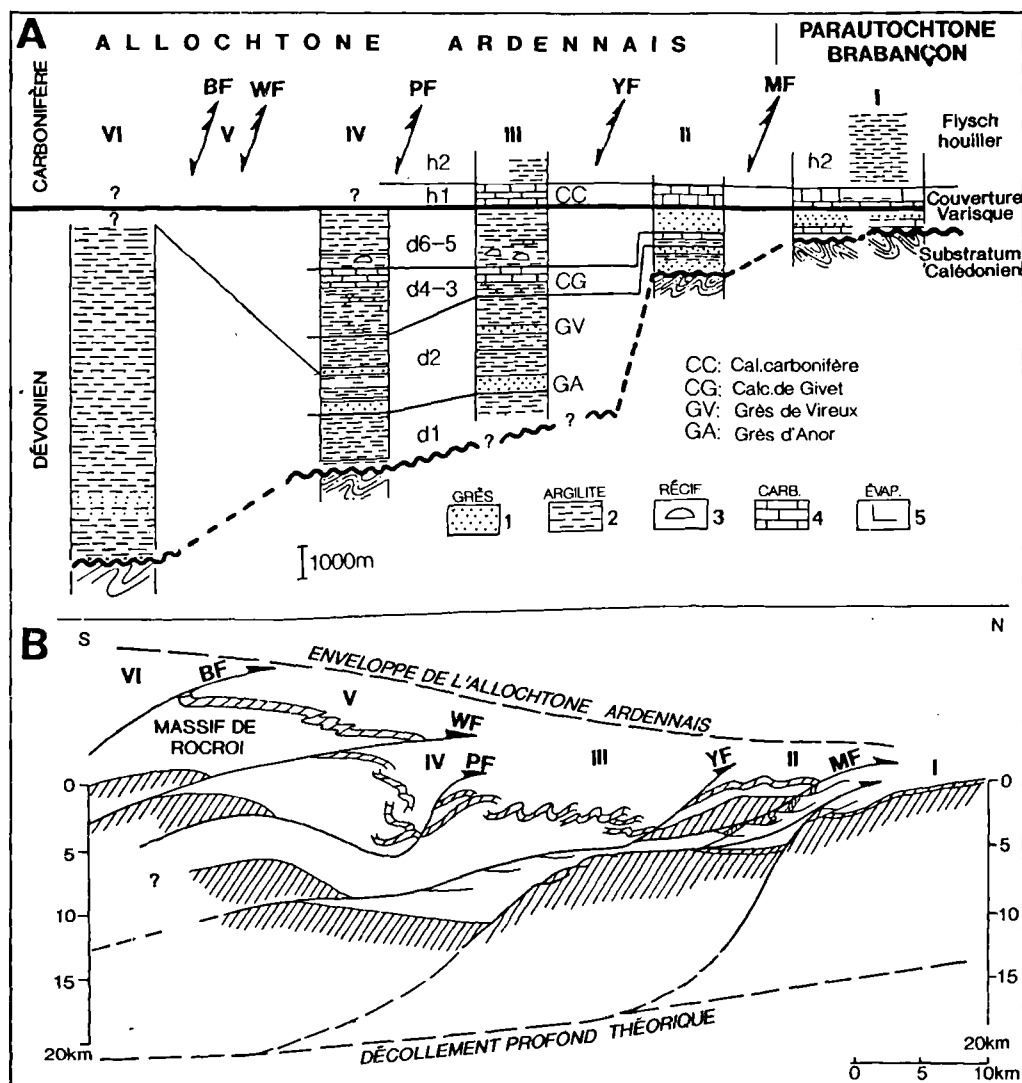


Fig. 2 — La couverture varisque le long de la vallée de la Meuse (modifié d'après Meilliez et Mansy, 1990).

A — Colonnes stratigraphiques établies par domaines homogènes, d'après les légendes révisées des cartes géologiques et les sondages profonds de Wépion et Havelange (cf fig. 1). Cette procédure fait ressortir une organisation en unités stratigraphiques tant sur l'Allochthon Ardennais que sur le Parautochthon Brabançon. Sur l'Allochthon, les limites actuelles des blocs sont des failles majeures décrites comme des chevauchements, et dont le rejet, inverse ou normal, varie avec le niveau stratigraphique. Failles du Midi (MF), d'Yvoir (YF), de Philippeville (PF), de Willerzie (WF), de Bogny (BF).

B — Coupe structurale schématique le long de la vallée de la Meuse montrant que les failles synsédimentaires définies ci-dessus, ont subi une inversion tectonique sous l'effet du raccourcissement varisque. Le déplacement inverse n'a pas partout compensé le déplacement normal antérieur, d'où un sens de rejet variable latéralement. Noter l'influence des variations de puissance sur les dimensions des structures. Le niveau repère utilisé est le Calcaire de Givet.

- un style identique, appliqué à la série finement stratifiée et modérément compétente du Calcaire de Givet, près du front de l'Allochthon (carrière SECAB, à Bettlechies) ;

- un style identique, appliqué à la série très compétente du Calcaire Carbonifère, au cœur du Synclinerium de Dinant (carrière Bocahut à Avesnes/HELPE) ;

B) LES NOUVEAUX CONCEPTS TECTONIQUES

Avant de rentrer dans le vif du sujet et pour comprendre la démarche intellectuelle, il est utile de rappeler quelques éléments fondamentaux depuis le motif élémentaire, par exemple les plis et les failles dans les carrières, jusqu'à la coupe reconstituée et équilibrée.

1) Les principes

A partir des années 1960, le développement de la géologie pétrolière a entraîné l'utilisation de concepts nouveaux, souvent confortés par les études sismiques. Les principaux apports sont à mettre à l'actif de Dahlstrom (1969, 1970) qui a tenté de prédire les structures profondes en fonction des données de surface et de concepts simples concernant les plis, les failles et leurs relations spatio-temporelles. Les principes élémentaires ont été ensuite affinés dans de nombreuses publications (Boyer et Elliott, 1982; Suppe, 1983), on peut résumer ici les principes élémentaires permettant une compréhension régionale.

Dans un premier temps on recherche le motif de base, à l'échelle d'une carrière ou d'un affleurement conséquent. Ce

motif permet de rattacher les plis et les failles par leur style, leur forme, leur amplitude et leurs relations mutuelles. On définit alors un motif structural supposé homothétique à l'intérieur d'une même entité.

Dans le Nord de la France, les observations les plus continues s'effectuent dans les carrières, le long de la côte, ou encore à la faveur des descriptions précises fournies par le bassin houiller (Bouroz *et al.*, 1963).

Les plis apparaissent comme les traces les plus spectaculaires enregistrées lors des orogénèses. Des observations géométriques précises permettent de caractériser le type de pli et de déduire le mécanisme qui l'a engendré. Trois familles géométriques de plis sont recensées : les plis parallèles, semblables (fig. 3) et en chevrons. Ces plis sont a priori formés par déformation plastique sans interaction avec les failles.

Les plis parallèles gardent une épaisseur constante. Celle-ci étant mesurée perpendiculairement au litage, $t_1 = t_2 = t_3 = t_4$ (a, fig. 3), le glissement nécessaire lors de la genèse du pli est un glissement banc sur banc. On peut observer des stries de glissement à la surface des bancs sur la paroi nord de la carrière de Bettechies, divers sens de mouvements sont matérialisés par les stries et les marches d'escalier sur les cristallisations de calcite.

Les plis semblables, offrent une géométrie différente, l'épaisseur reste constante si on la mesure parallèlement à

la surface axiale du pli : $t_1 = t_4$. Si la mesure s'effectue perpendiculairement au litage, on constate un épaissement de charnière et un amincissement des flancs : $t_1 \neq t_2 \neq t_3$ (b, fig. 3). Le glissement générateur du pli se situe dans le plan axial, il se marque souvent par une schistosité.

Les plis dont la charnière est très étroite à angle d'ouverture aigu sont appelés plis en chevrons, ils sont appelés plis en genoux ou kinks, si leur angle d'ouverture est obtus.

Les plis parallèles ont un rayon de courbure qui décroît vers l'intrados, et donc croît vers l'extrados. Cette géométrie a des implications en profondeur. Goguel (1962), Dahlstrom (1969) ont montré qu'en conservant une longueur identique sur l'intrados et l'extrados, ces plis introduisent en leur cœur un excès de longueurs et de surface (fig. 4 et 5) qui peut se résoudre par des petites failles au cœur, une disharmonie entre les bancs souvent accompagnée par des niveaux de décollement, ou encore par une schistosité de dissolution sous pression importante.

Pour construire les coupes et leur projection en profondeur, on utilise trois postulats : la longueur des couches reste constante, la surface reste constante, et si possible le volume aussi reste constant, ceci n'est évidemment plus le cas lors de l'apparition de schistosité.

Le pli parallèle idéal encore appelé concentrique apparaît dans des unités compétentes. Un décollement, des petites failles d'accommodation ou des petits plis se concentrent dans les unités lithologiquement incompetentes (argiles, sel ...) (fig. 5). Il est théoriquement possible de calculer la profondeur du décollement en connaissant l'amplitude des plis et l'épaisseur des couches compétentes concernées. Dans le Nord de la France le Paléozoïque renferme des unités incompetentes représentées

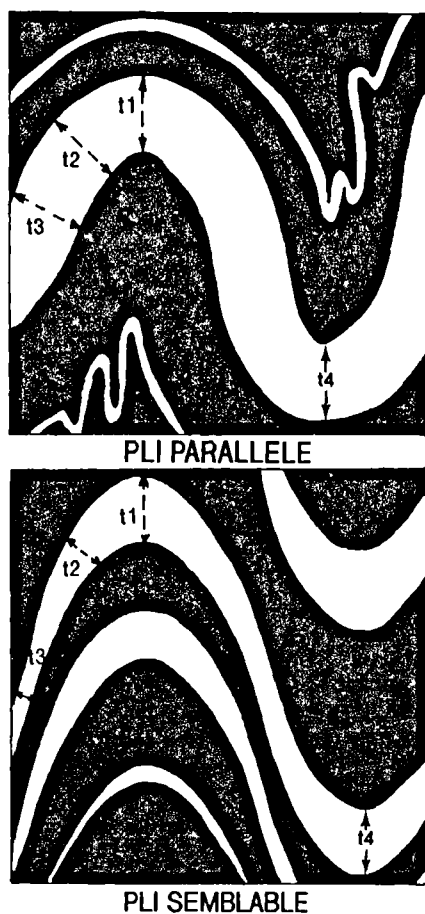


Fig. 3 — Coupes au travers d'un pli parallèle (a) ou semblable (b) montrant les variations d'épaisseur autour de la charnière et les accommodations possibles.

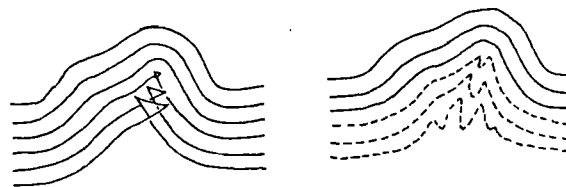


Fig. 4 — Accommodations possibles en profondeur de plis parallèles, d'après Goguel (1965).

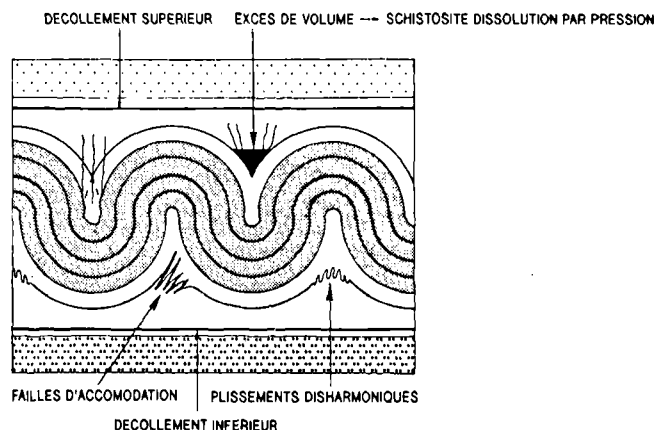


Fig. 5 — Pli parallèle idéal (modifié d'après Dahlstrom, 1960).

sans figuré sur les coupes crustales alors que les couches compétentes ont un figuré. Entre les niveaux compétents on est obligé d'introduire des niveaux de décollements indiqués par des pointillés (fig. 20).

2) Les plis, les failles et leur interaction

Certains types de plis peuvent être associés avec des failles. On distingue trois relations temporelles entre failles et plis : les plis se forment d'abord, les failles apparaissent en premier, les failles et les plis sont synchrones.

- Le pli apparaît d'abord, il est ensuite **découpé** par une faille qui le tranche à l'emporte pièce. Une variante est l'amincissement d'un flanc se traduisant par un pli-faille qui souvent pose de nombreux problèmes de raccourcissement, si on prend en compte les lois de conservation de longueur et de volume. La chronologie entre le plissement et la rupture est, dans ce cas, parfois délicate à préciser.

- La faille apparaît avant le pli, c'est le **pli de rampe**. Ce type de pli est connu depuis 1934 par les travaux de Rich. Il est aujourd'hui interprété comme un pli passif, qui se développe au fur et à mesure que le compartiment supérieur (toit) s'avance sur la faille appelée rampe (fig. 6). La forme du pli dépend des relations angulaires liant les compartiments chevauchant et chevauché, et en particulier de l'angle de la rampe. Une migration de charnière accompagne la déformation avec un pliage et un dépliage successif (pli au niveau de B, B', B''). Lorsque le pli atteint sa maturité (hauteur maximale), il est bien exprimé au dessus de la partie plate (fig. 6) il peut alors être transporté sur le plat. La géométrie en plats et rampe avec des plis subordonnés est aujourd'hui décrite dans de nombreuses chaînes, le vocabulaire usuel de ce type d'orogène est indiqué sur la figure 7.

- Le pli progresse et se propage au-dessus et à la pointe de la faille, en même temps qu'elle : c'est le pli **d'amortissement**. Il se situe sur la rampe (fig. 8) et non pas sur la rampe et le plat. Dans ce cas, au moins initialement, il n'y a pas de glissement sur la partie plate frontale ; le glissement s'amortit à la base du pli qui est aussi la pointe de la faille. Le dressant est souvent mieux marqué avec un pendage souvent plus important que dans le cas précédent. Sur la figure 8 des petits cercles servent de marqueurs, ils permettent de mieux cerner la genèse du pli.

- Dans ce cas, le pli est accommodé en profondeur par un décollement parallèle au litage, qui se propage au-dessous de lui. C'est le **pli de détachement** ou de **décollement**. Les trois types principaux sont sur la figure 9.

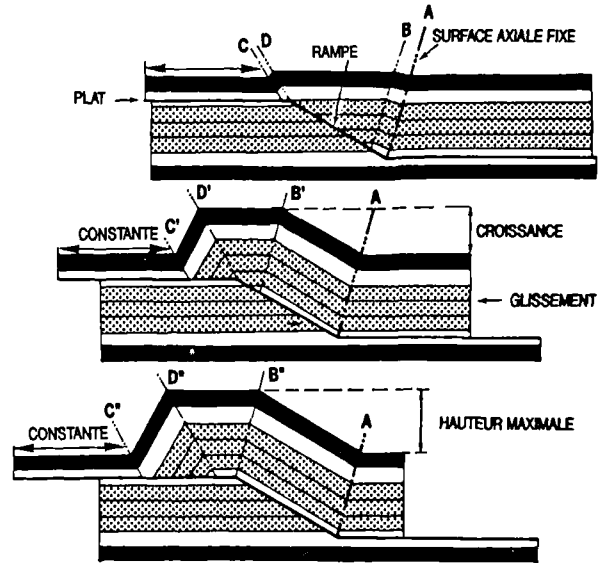


Fig. 6 — Pli de rampe et sa genèse (modifié d'après Ramsay, 1987).

3) Les chevauchements

Dans un contexte monphasé, les chevauchements obéissent aux règles usuelles suivantes :

- un chevauchement amène des roches plus anciennes sur des roches plus jeunes, il duplique alors une partie de la série ;
- les chevauchements montent dans la séquence stratigraphique ;
- les chevauchements se propagent dans la direction de mouvement général ;
- les chevauchements caractérisés par des plats et rampes sont surtout identifiables par la présence de rampes, entre celles-ci on n'observe que des glissements banc sur banc (fig. 7) ;
- dans un système de chevauchements, les plus hauts topographiquement sont souvent les plus anciens, ils peuvent être ensuite transportés sur le dos des chevauchements plus bas et plus récents. Cette règle souffre aujourd'hui d'exceptions qui seront envisagées dans le paragraphe suivant ;
- l'angle de rampe est souvent compris entre 15° et 30°.

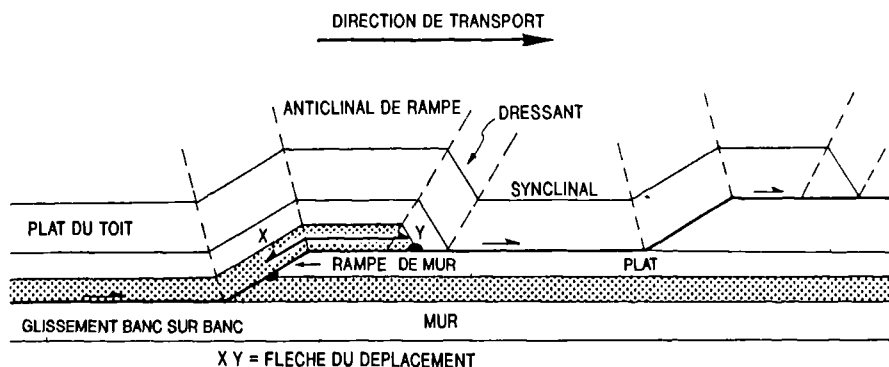


Fig. 7 — Nomenclature usuelle des chaînes affectées par des plats et des rampes.

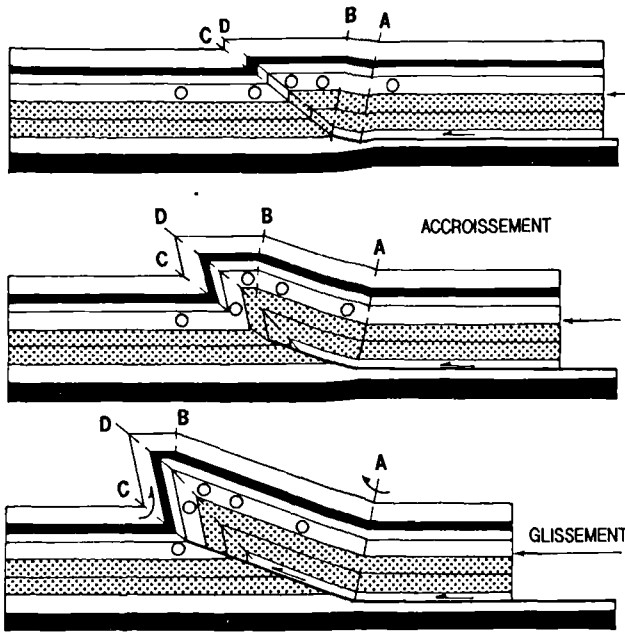


Fig. 8 — Genèse d'un pli d'amortissement (d'après Suppe, 1985).

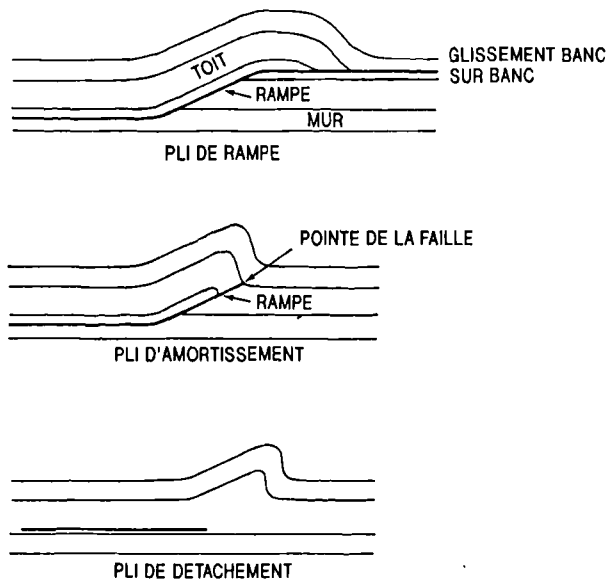


Fig. 9 — Les principales associations de plis et failles (d'après Jamison, 1992).

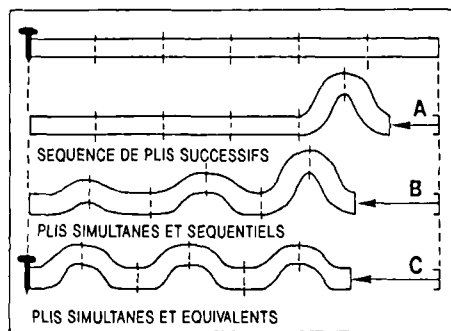


Fig. 10 — Diverses séquences de plis, la migration orogénique s'effectue de la droite vers la gauche, elle ne se transmet pas au delà du "clou" (d'après Dahlstrom, 1990).

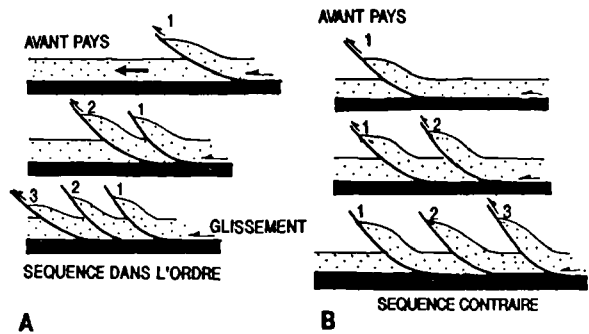


Fig. 11 — Séquence dans l'ordre et séquence contraire. La direction de propagation majeure est indiquée par la flèche épaisse.

4) Les séquences de plis et de failles

a) Les plis, leur développement séquentiel

Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées concernant la propagation et l'évolution séquentielle des plis. La première, issue des modèles expérimentaux analogiques est recréée en laboratoire ; dans ces modèles on observe le développement d'un premier pli qui, lorsqu'il est totalement exprimé, voit croître vers l'avant un nouveau pli qui se développe à son tour dans son intégralité, un troisième apparaît alors toujours plus à l'avant (cas A, fig. 10). A l'autre extrémité on obtient des plis simultanés et de même amplitude (cas C, fig. 10). La troisième opinion est intermédiaire, elle suggère une évolution séquentielle et simultanée, elle a été largement développée (Boyer, 1992 ; Khatir *et al.*, 1992 ; Mansy *et al.*, 1993). Ceci entraîne une différence selon le niveau structural et lithologique. Par exemple, sur une même verticale les calcaires givétiens et dinantiens du Nord de la France ne suivent pas nécessairement les mêmes destinées plicatives. Les séquences de déformation différentes sur une verticale impliquent la présence de niveaux de décollements importants (fig. 20).

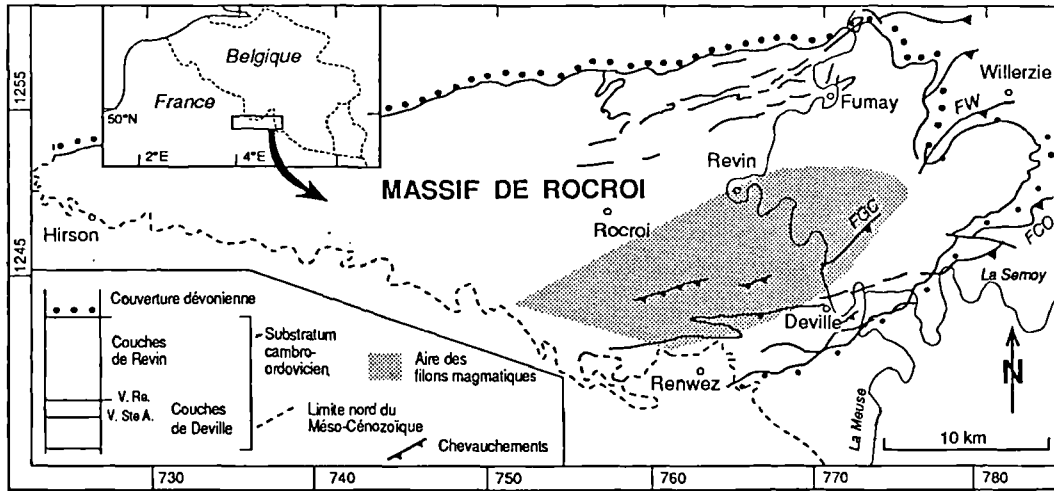
b) Les failles

Il est communément admis que la propagation de la déformation s'effectue depuis les zones internes vers l'avant pays. Dans ce cas, la séquence des mouvements peut apparaître dans l'ordre, la plus ancienne se situant à l'arrière ; le mouvement se propageant vers l'avant, les structures les plus internes sont déplacées passivement "sur le dos" de chevauchements plus externes, situés plus bas topographiquement et plus récents (A, fig. 11). On observe parfois une propagation inverse vers les zones internes (cas B, fig. 11). Des cas intermédiaires ont été identifiés dans des chaînes (Montagnes Rocheuses, Alpes, Ardenne) ; les failles qui échappent à la règle générale recoupent les plus anciennes, elles sont appelées hors-séquence.

II.— ILLUSTRATIONS SUR SITES

1) Les filons magmatiques en Ardenne méridionale, marqueurs de l'extension varisque : exemple les Marquises

La présence de roches magmatiques filoniennes est connue depuis plus d'un siècle dans le Massif de Rocroi.

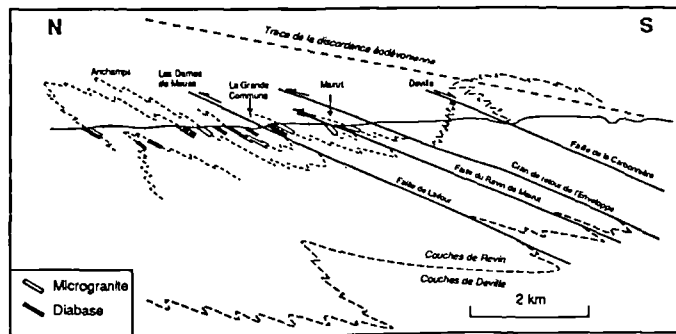


A - Carte structurale du Massif de Rocroi (modifiée d'après Goffette, 1991).

B - Hypothèse de Waterlot (1937) pour rendre compte des relations entre la structure du Massif de Rocroi et les filons magmatiques.

Les filons sont assimilés à des sills plissés avec les couches cambro-ordoviciennes. Leur mise en place est supposée contemporaine du raccourcissement calédonien (Ordovicien supérieur à Silurien), dont les reliefs corrélatifs, après érosion, auraient été envoyés par les dépôts détritiques du Dévonien inférieur.

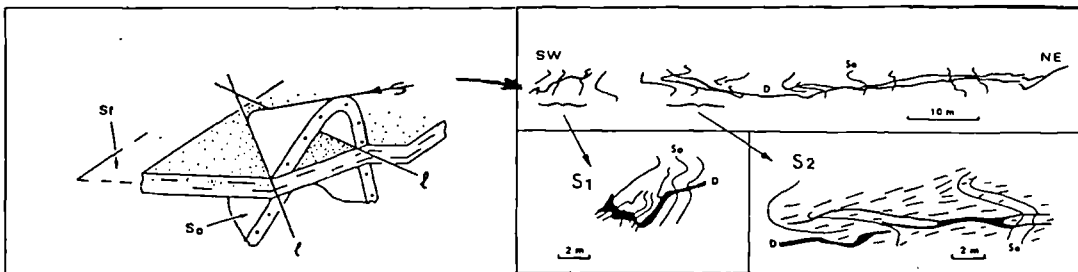
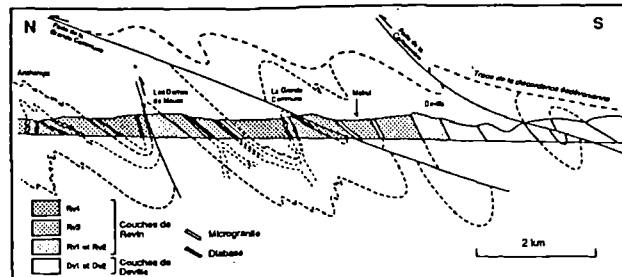
Cette hypothèse rend compte de la discordance calédonienne. Mais elle ne repose pas sur une révision systématique des affleurements de filons magmatiques, Waterlot a donc dû généraliser les observations de sills qu'il a dû recueillir en quelques sites, et admettre des corrélations entre affleurements discontinus qui se sont révélées fausses par la suite.



C - Hypothèse de Beugnies (1963) :

Les filons sont des sills contemporains du volcano-sédimentaire rhyolitique trouvé à l'affleurement et en sondage dans la région de Willerzie. En conséquence, les filons sont d'âge dévonien inférieur. Étant plissés et schistosés, le plissement synschisteux leur est postérieur. La schistosité étant statistiquement parallèle à la surface axiale des plis, la déformation du Massif de Rocroi serait donc essentiellement varisque. La discontinuité séparant la couverture dévono-carbonifère de son substratum serait donc une faible discordance dont l'obliquité aurait été amplifiée par disharmonie lors du raccourcissement varisque.

Cette hypothèse ne reconnaît donc pas de véritable discordance calédonienne.



D - Filonnets de diabase sur le talus routier des Marquisades (d'après Meilliez, 1981).

Les filonnets (trait noir épais) coupent les couches de grès (lignes continues plissées) interstratifiées dans des schistes ardoisiers et des siltites. Les couches gréseuses soulignent la forme apparente des plis qui apparaissent plus ouverts qu'ils ne le sont en réalité. En effet, le plan du talus n'est qu'à environ 35° de la surface axiale des plis subsociaux. Les filonnets sont très faiblement obliques sur la surface axiale des plis (< 15°) ; ils traversent des petits plis. Les filonnets étant complètement schistosés, il faut admettre que la schistosité leur est postérieure. Ce qui implique que la schistosité est également postérieure aux plis, leur surface axiale ayant servi de plan d'anisotropie ayant guidé la propagation des fissures dans lesquelles le magma a été injecté. La schistosité est la marque la plus évidente du raccourcissement varisque à cette échelle ; elle a été superposée à des plis préexistants (calédoniens) qui se sont fermés un peu plus sous l'effet de l'atlasement synschisteux.

Fig. 12 — Les filons magmatiques, marqueurs chronologiques de la déformation : le site des Marquisades (Sud de Revin).

Les relations structurales avec leur encaissant ont constitué un sujet d'opposition entre deux hypothèses sur l'âge de leur mise en place : calédonien / hercynien (fig. 12B et C). Il a fallu l'opportunité d'un élargissement routier le long de la route des Marquisades pour livrer un ensemble de filonnets à l'observation (CD988 : au Sud de Revin ; X = 766,7 ; Y = 1248,5 ; en contrebas d'un parking).

L'analyse structurale détaillée de ce site a permis d'établir (D, fig. 12) :

- l'obliquité faible des filonnets sur les surfaces axiales de plis métriques fermés ;
- la déformation synschisteuse accommodée par les filonnets.

Ces deux observations sont contradictoires si l'on postule le synchronisme des plis et de la schistosité pénétrative, que suggère le subparallélisme de la surface axiale des plis et de la schistosité.

Le schéma s'éclaircit si l'on admet la succession d'événements structuraux suivante :

- 1 - Formation de plis ± fermés (angle d'ouverture < 60°), sans schistosité pénétrative.
- 2 - Propagation de fissure de tension pure dans un ensemble rocheux à forte anisotropie planaire, statistiquement parallèle aux surfaces axiales de plis et injection subséquente de magmas différenciés dans ces fissures.
- 3 - Aplatissement de l'ensemble matérialisé par l'orientation du plan de schistosité, et associé à un étirement subméridien corrélatif ; localement : éventuels plans de cisaillement simple subhorizontaux.

Replacés dans le calendrier géodynamique du Massif de Rocroi, l'événement structural 1 représente le plissement calédonien ; l'événement structural 2 représente des effets de l'extension varisque ; l'événement structural 3 représente les effets locaux du raccourcissement varisque.

Pour tester ce schéma qui ne reposait que sur le site des Marquisades, une étude systématique a été décidée concernant la géométrie des filons et leurs relations avec leur encaissant à toutes échelles. Cette étude (Goffette, 1991) a de plus permis de dater la mise en place des filons, et d'aborder le bilan des transferts de matière qui se sont produits entre les filons et leur encaissant.

Le chevelu filonien du Massif de Rocroi est distribué dans une bande qui se prolonge vers l'Est par la synforme de Willerzie (A, fig. 12). Les affleurements sont essentiellement localisés dans les vallées, ce qui n'exclue pas des occurrences sous les altérites du plateau. 144 filons ont été recensés. Dans cette bande, la répartition des filons est homogène ; 80% sont des diabases et 20% des microgranites ; volumétriquement, ils représentent environ 1,7% des roches occupant cette bande.

Tous les filons sont plans ou quasi-plans. Aucun pli de forme comparable à celle des couches grés-schisteuses n'a été identifié. Cartographiquement (1:2000 à 1:10000), tous les filons sont obliques sur les surfaces axiales des plis de longueur d'onde hectométrique à kilométrique. Enfin, la bande des filons elle-même est oblique d'environ 20° sur la direction générale du Massif de Rocroi.

L'âge radiométrique de zircons contenus dans une diabase date sa mise en place dans un intervalle de temps de

17Ma centré à 373Ma (Goffette et al., 1990), soit le Dévonien moyen à supérieur. C'est plus qu'il n'en faut pour placer les 500000 ans qui représentent l'intervalle de temps maximum nécessaire à la mise en place du chevelu filonien ardennais (Goffette, 1991).

2) Plissement de la discordance calédonienne : les Roches à Fépin

En rive droite de la Meuse (X=772 ; Y=1261), face au village de Fépin, les Roches à Fépin (fig. 13) sont essentiellement constituées par les bancs de conglomérats et grès grossiers de la Formation de Fépin (Meilliez, 1984).

Les bancs conglomératiques esquissent un grand synclinal dissymétrique déversé vers le NNW. La répartition des affleurements après projection sur le plan vertical orthogonal à l'axe du pli (coupe A) permet de formuler deux problèmes étroitement liés : l'un d'ordre stratigraphique, l'autre d'ordre structural. La succession lithostratigraphique est-elle constante dans l'étendue du domaine considéré ? La Formation de Fépin est-elle suffisamment épaisse pour constituer l'ensemble de la falaise (> 120 m), alors qu'en aucun site autour du Massif de Rocroi son épaisseur ne dépasse 70 m ? Il apparaît clairement sur la coupe que les bancs conglomératiques ne sont pas continus.

Un levé lithostratigraphique banc par banc a été réalisé dans chacun des domaines structuraux indicés (DS1 à DS7). Des variations latérales de composition sont apparues très nettement. En replaçant l'une par rapport à l'autre ces coupes lithostratigraphiques sur une même horizontale (fig. 13C), on restitue un prisme sédimentaire dont l'épaisseur s'accroît vers le NNW tandis que diminue sa granularité. A l'échelle de l'affleurement, il est même possible d'envisager la présence de petites failles synsédimentaires ayant séparé des compartiments dans lesquels les épaisseurs et les faciès diffèrent. L'évolution détaillée de ces sites dans le temps ne peut être établie actuellement, faute de repère chronologique commun aux deux compartiments de ces petites zones faillées. La base de la Formation de Fépin est marquée en de nombreux affleurements par la discordance calédonienne. Son sommet est marqué par le contact avec les Schistes de Mondrepuis sus-jacents. Ce contact a été observé en plusieurs points, y compris au cœur du synclinal (coupe FP3).

La présence d'une part des Schistes de Mondrepuis au cœur du synclinal, et d'autre part de la Formation de Fépin en plateau sous la site de la carrière Pilère implique qu'une écaïlle formée de Grès d'Haybes (= partie supérieure de la Formation de Fépin ici) ait été mise en place avant que le synclinal ne se soit formé. Cette écaïlle a été portée par un contact tectonique symbolisé ici par la Faille F1. On pourra constater que la charnière du synclinal est localisée à proximité de la zone d'épaississement des dépôts.

Le domaine structural DS2 est constitué de carrières abandonnées où les observations de qualité sont possibles. Une série de grès grossiers (coupe FP8) y forme un anticlinal ouvert, porté par une faille dont le pendage s'accroît vers le Nord. Au Sud de la charnière anticlinale, la faille est parallèle à la stratification de la série qu'elle supporte. En revanche, elle est suborthogonale à la stratification de la série située à son mur. L'anticlinal admet une schistosité en éventail, en zone autour de sa charnière ; il peut être considéré comme synschisteux. En revanche, au mur de la faille, la schistosité est enroulée autour de certaines charnières largement ouvertes. Ces charnières

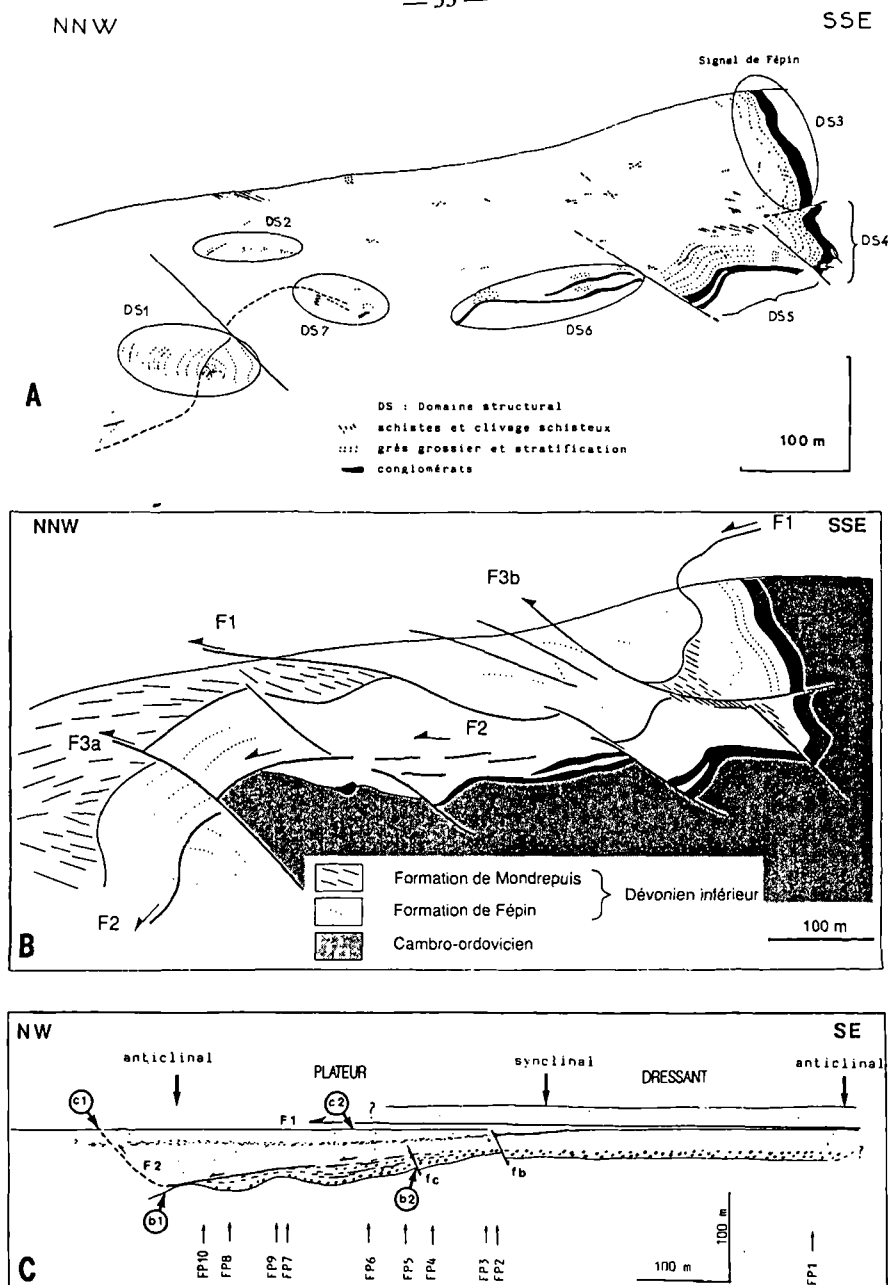


Fig. 13 — Falaise des Roches à Fépin (rive droite de la Meuse, Bois des Hairies, commune d'Haybes, 08).

A : Projection cylindrique des affleurements dans un plan orthogonal à l'axe du pli synclinal que soulignent les bancs grés-conglomératiques de la Formation de Fépin.

B : Interprétation géométrique proposée pour rendre compte de la localisation des faciès, de leur polarité sédimentaire, de la polarité structurale des séries. L'observation des Schistes de Mondrepuis au cœur du synclinal et sous la carrière Pilère est l'argument essentiel pour admettre qu'une écaïlle tectonique formée de grès grossiers de la Formation de Fépin se soit mise en place avant la formation du synclinal.

C : Diagramme restituant les positions relatives des coupes lithostratigraphiques levées banc par banc (FP1 à FP9) et repérées sur la figure B. Disposition théorique postérieure à la mise en place de l'écaïlle identifiée ci-dessus. Cette restitution suggère un contrôle tectonique modeste mais efficace de la répartition des faciès et des épaisseurs. L'écaïlle tectonique a "fossilisé" au moins un demi-graben dans lequel était piégée la base des Schistes de Mondrepuis.

sont donc postschisteuses. Il est dès lors possible de proposer la succession cinématique suivante :

- formation d'un anticlinal dissymétrique puis de la schistosité lors du blocage du pli ;
- cisaillement de ce pli dissymétrique en tête de son dressant : ce cisaillement permet alors à la charnière et la plateur du pli de chevaucher leur dressant : le plan de chevauchement est désigné par la faille F2. Le déplacement sur cette faille est modeste (≈ 100 m) et amorti dans les Schistes de Mondrepuis

La désignation F2 signifie que ce cisaillement serait une conséquence du plissement du synclinal majeur, en réponse au problème que devait poser l'accommodation de la fermeture de ce synclinal ; ceci implique que F2 est postérieure à F1.

Expressions locales possibles du serrage ultime accommodé par la structure d'ensemble : les failles F3a et F3b qui découpent, en hors-séquence, le dressant du synclinal majeur pour la première, sa plateur pour l'autre. Dans les deux cas, le déplacement est d'ordre décimétrique.

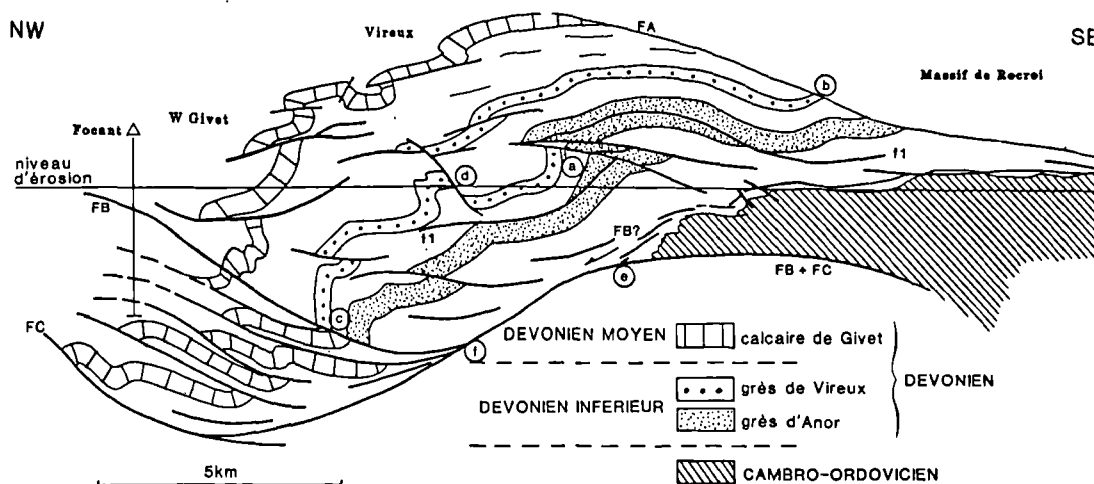


Fig. 14 — Coupe synthétique superficielle entre le Massif de Rocroi (région de Fumay) et la région de Givet. Les failles majeures notées Fa et Fc, encadrent une unité tectonique comportant un morceau de substratum cambro—ordovicien et sa couverture dévonienne. Les unités compétentes (Grès d'Anor, Grès de Vireux, Calcaire de Givet), emballées dans les schistes largement dominants en volume du Dévonien inférieur et moyen, constituent d'excellents marqueurs de la structure interne de l'unité tectonique limitée par les failles Fa et Fc. Cette structure, dans son ensemble, peut être décrite comme un couple de plis dissymétriques, déversé vers le NW. L'abondance des lithologies incompétentes facilite l'accommodation des disharmonies internes à ces plis par de nombreuses surfaces de glissement qui, à l'échelle de l'affleurement, sont identifiées comme autant de failles.

3) La structure régionale le long de la Meuse française

a) la région de Vireux-Molhain

Le modèle structural entre Fumay et Givet est illustré par une coupe synthétique entre Fumay et Givet (fig. 14). Cette coupe est calée sur des affleurements quasi continus le long de la vallée de la Meuse, ainsi que sur le sondage de Focant et la coupe sismique préparatoire au sondage. La coupe est extraite d'une coupe plus grande, équilibrée en longueurs sur les unités lithologiques compétentes (fig. 20). Les unités lithologiques compétentes (Grès d'Anor, Grès de Vireux, Calcaire de Givet) constituent les bancs repères qui soulignent la structure interne de l'unité lithotectonique à dominante incompétente qu'enserrent les failles FA et FC. L'affleurement le plus septentrional du substratum correspond au site de Fépin. De ce point jusqu'à Givet, la majorité des affleurements montrent des pendages redressés, voire renversés (a). La coupe proposée les attribue à un domaine structural à valeur de dressant, au sein d'un couple de plis dissymétriques, homothétique du motif structural élémentaire. La plateur supérieure de ce couple (flanc normal de l'anticlinal) représente la couverture de la partie nord du Massif de Rocroi, décollée de son substratum par le cumul des glissements internes aux unités incompétentes du Dévonien inférieur. Ce décollement a entraîné le cisaillement subhorizontal des niveaux compétents, localement décalé par des failles normales tardives (?) comme la Faille de Vireux (d). Le sondage de Focant a traversé une succession surprenante répétant des stapes subhorizontales de terrains frasnien-famennien, séparées par des failles horizontales. Pour en rendre compte, la Faille FB, calée sur un réflecteur sismique, est supposée représenter la faille de toit d'un empilement d'écaillés tectoniques en position normale. En dépliant ces écaillés, on peut rétablir la plateur inférieure de la structure dissymétrique majeure. Dans l'hypothèse proposée, la Faille FC aurait valeur de rampe au Nord du point (f), de plat entre les points (f) et (e), de rampe au Sud de (e).

b) Détail d'un pli dissymétrique dans la carrière de Montigny/Meuse.

A la base de l'unité compétente des Grès de Vireux, les surfaces axiales d'un couple de plis dissymétriques constituent un fuseau incliné vers le Sud (fig. 15). Ce fuseau peut être interprété comme une bande de déformation qui localise la déformation ductile d'un matériau stratifié soumis à un cisaillement simple sous pression de confinement. Les détails figurés en B et C illustrent l'alternance des bancs

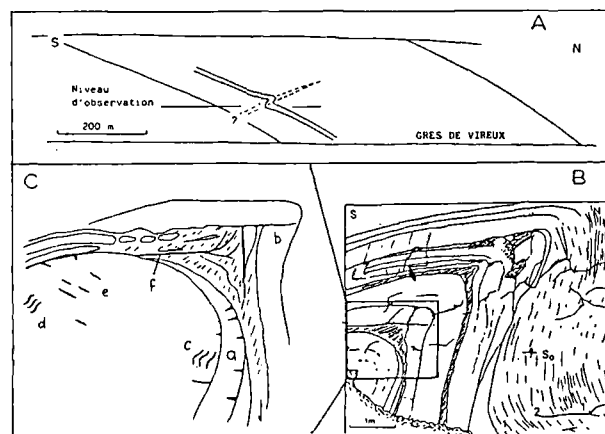


Fig. 15 — Détail de la structure interne de la base de la Formation des Grès de Vireux, en rive gauche de la Meuse (anciennes carrières de Montigny). Dans un monoclinale d'ensemble (A), un couple de plis dissymétriques détermine une bande de déformation à vergence nord. L'alternance de bancs de grès rigides bruns et de bancs silteux noirs permet d'observer la structure interne de ce couple de plis (B). Les bancs incompétents accommodent des glissements plus intenses dans la plateur que dans le dressant. Il en résulte une courbure convexe de la surface axiale de l'anticlinal vers le haut. Un détail de la région charnière (C) montre les structures mineures qui résultent de l'évolution de la déformation cylindrique (explication détaillée dans le texte).

gréseux et silteux d'une part, le débit lenticulaire des bancs gréseux d'autre part. L'alternance permet de rendre compte de l'importance des glissements banc/banc dans l'accommodation de la déformation d'ensemble. Les terminaisons lenticulaires des bancs gréseux sont des sites privilégiés pour localiser les charnières de pli. Les fentes de quartz (a, c, d, e) matérialisent des épisodes successifs de rupture au cours de l'évolution du plissement. La faille (f) qui coupe le clivage, montre comment le glissement dans la plateur se poursuit après le plissement.

4) Une séquence de déformation dans le calcaire givétien de Bettechies

Observations

Cette carrière est située à 6 km au Sud de la faille du Midi à l'Ouest de Maubeuge. Elle est entaillée dans le Givétien sommital dans lequel on peut reconnaître la Formation du Mont d'Haur et la Formation de Fromelennes. Les cisaillements majeurs naissent à la limite entre ces deux formations, caractérisée par l'abondance d'interbancs argileux (fig. 16).

Une observation liminaire de cette carrière montre un synclinal dissymétrique à flanc sud (40°) plus penté que le flanc nord (15°). En regardant avec un peu plus d'acuité, on distingue des petits plis sur chacun des flancs situés au-dessous de plans de discontinuité, et on constate que les deux fronts de la carrière ne sont pas semblables. Pour simplifier nous observerons d'abord le front oriental situé en face des installations.

Sur le flanc sud de ce front (C, fig. 16) on distingue un pli décamétrique P1 au toit d'une faille parallèle aux couches sous jacentes. La base de ce pli est nettement cisailée par une faille F1. Au mur à l'étage inférieur, on distingue le passage de la rampe R1, qui fait chevaucher des couches à orthoceres redressées (80°) sur elles-mêmes (C et D, fig. 16). La rampe est tronquée par une faille. La schistosité, bien visible dans les interlits pélitiques, est souvent légèrement réfractée, parfois enroulée autour d'un pli, parfois encore cisailée ; les relations plissement-

schistosité - cisaillements permettent l'élaboration d'un scénario.

Sur le flanc nord (B, fig. 16) on observe un pli P2 assymétrique à flanc nord court et redressé et à flanc sud long et courbe. Une surface de cisaillement apparaît à la base de ce pli tronqué en son cœur. Une faille ayant éventuellement valeur de rampe existe sous le cisaillement et à l'arrière du pli. La schistosité est enroulée sur le flanc arrière, alors qu'elle est de plan axial sur le flanc redressé.

Au Nord de la carrière, sur le flanc occidental, affleure un pli en kink P3, ayant un angle d'ouverture de 90°. Une schistosité pénétrative de plan axial et légèrement convergente affecte ce pli ; elle possède un pendage plus fort sur le flanc sud que sur le flanc nord. Au cœur du pli l'accommodation s'effectue par des niveaux de décollements (D_é) qui permettent de passer d'un angle quasi-droit au sommet à un angle plus ouvert à la base.

Interprétation

Celle-ci est résumée sur la figure 17. Sur celle-ci on observe, à l'échelle d'un synclinal quasi kilométrique, les accommodations lors de l'accentuation du pli. Le processus est ici découpé en étapes fictives, en fait il s'est développé lors d'un **processus continu et progressif**; les phases sur le dessin sont représentées pour une meilleure compréhension.

Durant l'initiation du synclinal, se développe une rampe sur le flanc Sud, celle-ci permet d'accommoder le raccourcissement sur le flanc le plus relevé. Un pli de rampe typique se développe alors (C, fig. 16). Le raccourcissement se traduit ensuite par le développement de stylolithes et d'une schistosité générale postérieure ou synchronique à l'activité de certains cisaillements. Sur l'encart C de la figure 16, la schistosité qui traversait le plan de cisaillement situé au-dessus du pli passif s'aplatit progressivement le long de ce plan de cisaillement sans rupture apparente. Cette observation n'est possible qu'à l'entrée de la carrière sous les installations, sur l'autre flanc on n'observe pas ce processus.

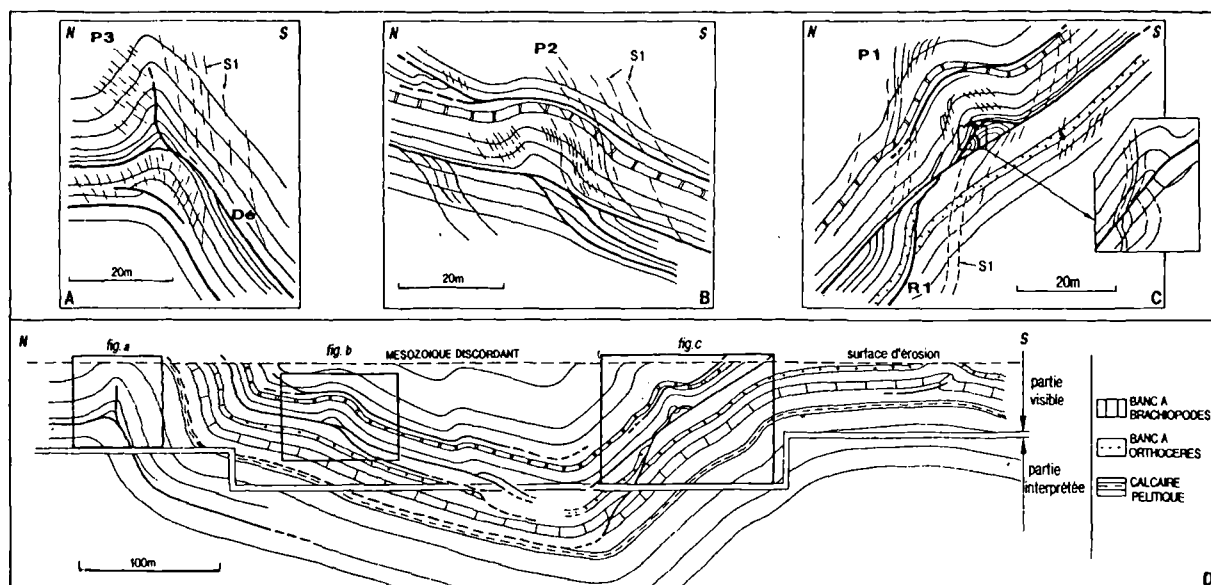


Fig. 16 — La carrière de Givétien à Bettechies. Détails et vue d'ensemble qui associe des observations sur les 2 faces. (Mansy *et al.*, 1993.)

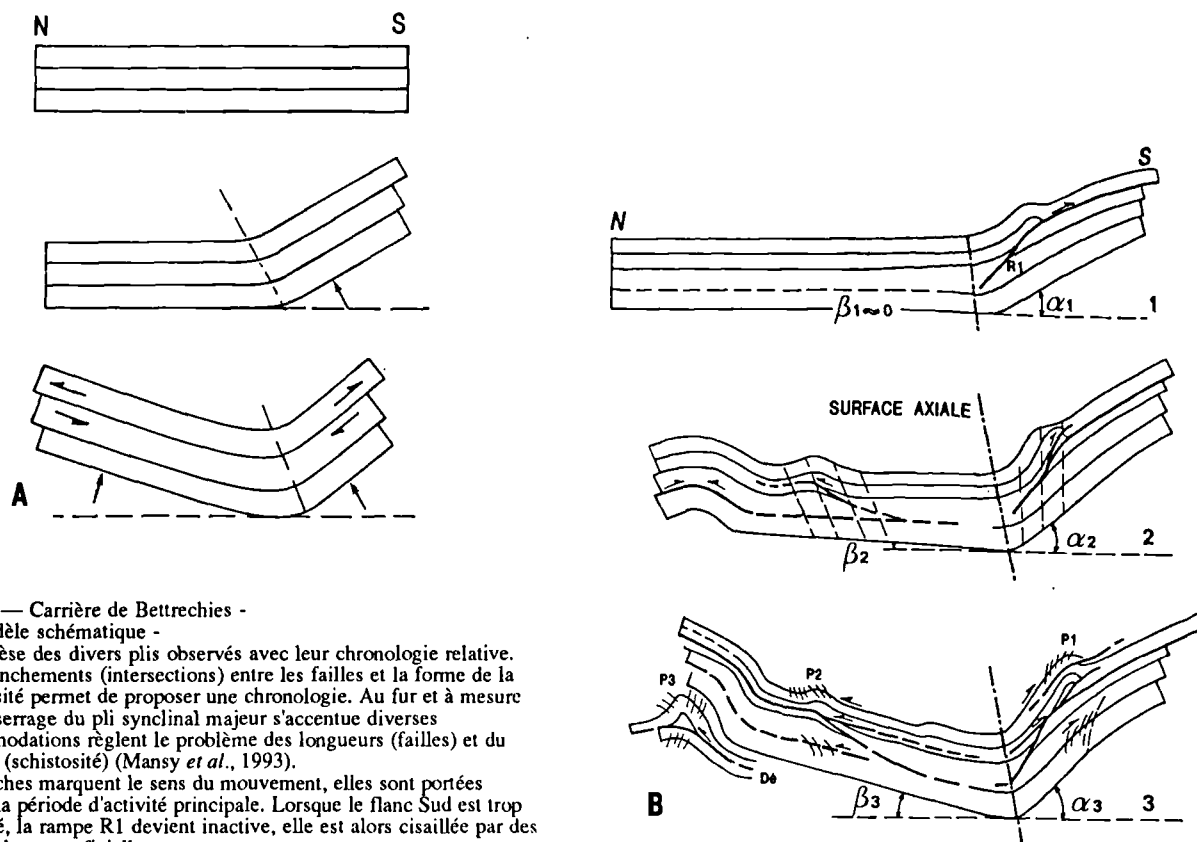


Fig. 17 — Carrière de Bettrechies -

A) Modèle schématique -

B) Genèse des divers plis observés avec leur chronologie relative. Les branchements (intersections) entre les failles et la forme de la schistosité permet de proposer une chronologie. Au fur et à mesure que le serrage du pli synclinal majeur s'accroît diverses accommodations règlent le problème des longueurs (failles) et du volume (schistosité) (Mansy *et al.*, 1993).

Les flèches marquent le sens du mouvement, elles sont portées durant la période d'activité principale. Lorsque le flanc Sud est trop redressé, la rampe R1 devient inactive, elle est alors cisailée par des failles plus superficielles.

Enfin le pli synclinal majeur atteint sa taille actuelle, les derniers plans de cisaillements apparaissent, ils découpent les rampes précoces et viennent se greffer sur les plans de glissement banc sur banc déjà actifs. Le déplacement du pli passif tronqué est d'une dizaine de mètres puisqu'il découpe les plans S1. Ce transport sur le plat est post schisteux, il est accompagné par l'enroulement de la schistosité déjà formée sur l'extrados des plis montrant ainsi un mouvement général centrifuge par rapport à l'axe du synclinal. Le pli septentrional P3 devient de plus en plus fermé il se décolle sur sa base formant un pli de détachement post-schisteux, avec une faille d'accommodation en son cœur.

Dans cette carrière on peut observer des plis générés par des mécanismes différents à des moments différents, à l'intérieur d'un même grand pli. Ceux-ci ne sont donc pas exclusifs, mais dépendent de la lithologie et de la cinématique. Les relations entre les plis, les failles et la schistosité évoluent donc au travers du temps, la réponse dépendant des discontinuités acquises. A toutes les échelles on observe des accommodations qui reflètent la continuité ou la progressivité du raccourcissement. Certains processus ont une mise en place rapide (fractures, failles), d'autres sont beaucoup plus lents (schistosité).

5) La carrière d'Avesnes sur Helpe

Les carrières Bocahut à Avesnes sur Helpe sont implantées dans un synclinal dinantien dissymétrique déversé vers le Nord, la description détaillée et l'interprétation sont à rechercher dans Khatir *et al.*, 1989, ainsi que dans Mansy et Meilliez, 1989.

Pour se familiariser avec les différentes formations il faut commencer par la carrière 3, dans laquelle on peut observer l'ensemble dinantien en continuité (A, fig. 18). La description détaillée de ces formations est à consulter dans Mansy *et al.*, 1989.

On distingue du Nord au Sud :

- la Formation de Grives (GR sur le schéma), est puissante, souvent dolomitique et débitée en bancs épais. D'abondantes géodes, d'origine diagénétique, soulignent le litage interne. C'est un niveau au comportement très fragile.

- la Formation de Godin (GD) est un niveau massif, oolitique, au comportement également très fragile, il est très fracturé.

- En revanche, la Formation de Terwagne (TR) est finement litée, irrégulièrement dolomitique. Elle renferme aussi des rares interlits argileux.

- la Formation de Neffe (Ne) est massive et oolitique, elle est peu puissante et constitue un niveau fragile.

Enfin, au sommet, la Formation de Lives (LV) plus sombre, est très finement litée, riche en interlits argileux et elle contient des pseudomorphoses d'anhydrite. C'est le niveau le plus incompetent de la série qui se termine au Sud de la carrière 3 par un contact chevauchant.

La carrière 1 et le palier situé entre les carrières 1 et 3 permettent de saisir le motif structural de l'Avesnois.

Sur la face orientale de la carrière 1 on distingue deux unités structurales séparées par un plan de faille qui suit le niveau d'exploitation (B, fig. 18). Les exploitants qui recherchaient la Formation de Godin, la meilleure pour la confection de la chaux, ont eu la surprise de la voir disparaître en profondeur sous la faille marquée F_b. Au-dessus de celle-ci, on reconnaît successivement du Sud au Nord une tête anticlinale constituée par la Formation du Grives déversée et tronquée, la Formation de Godin, puis une tête anticlinale constituée par la Formation de Terwagne. Cette dernière est cisailée à son sommet par les failles de la famille de F_a sur lesquelles reposent d'autres lits de la Formation de Terwagne. Au-dessus structurellement, dans l'axe et plus à l'Ouest, la Formation de Neffe constitue

la partie la plus récente visible dans la synforme située entre les carrières 3 et 4 (fig. 18). Une restitution est proposée elle permet de suivre l'évolution conjointe de plis et de failles (fig. 19).

La composition lithologique hétérogène est à l'origine des différences de comportements. Les formations bien et finement litées sont sollicitées par des glissements banc sur banc (Terwagne, Lives). Après la constitution d'une première bande de pliage, le pli dissymétrique s'accroît, les plans de glissement initiaux (F_a) tronquent le pli en voie de constitution (2, fig. 19). Le raccourcissement se poursuit, le serrage s'accroît, le synclinal se ferme en glissant, la faille F_b devient active, elle déplace l'unité

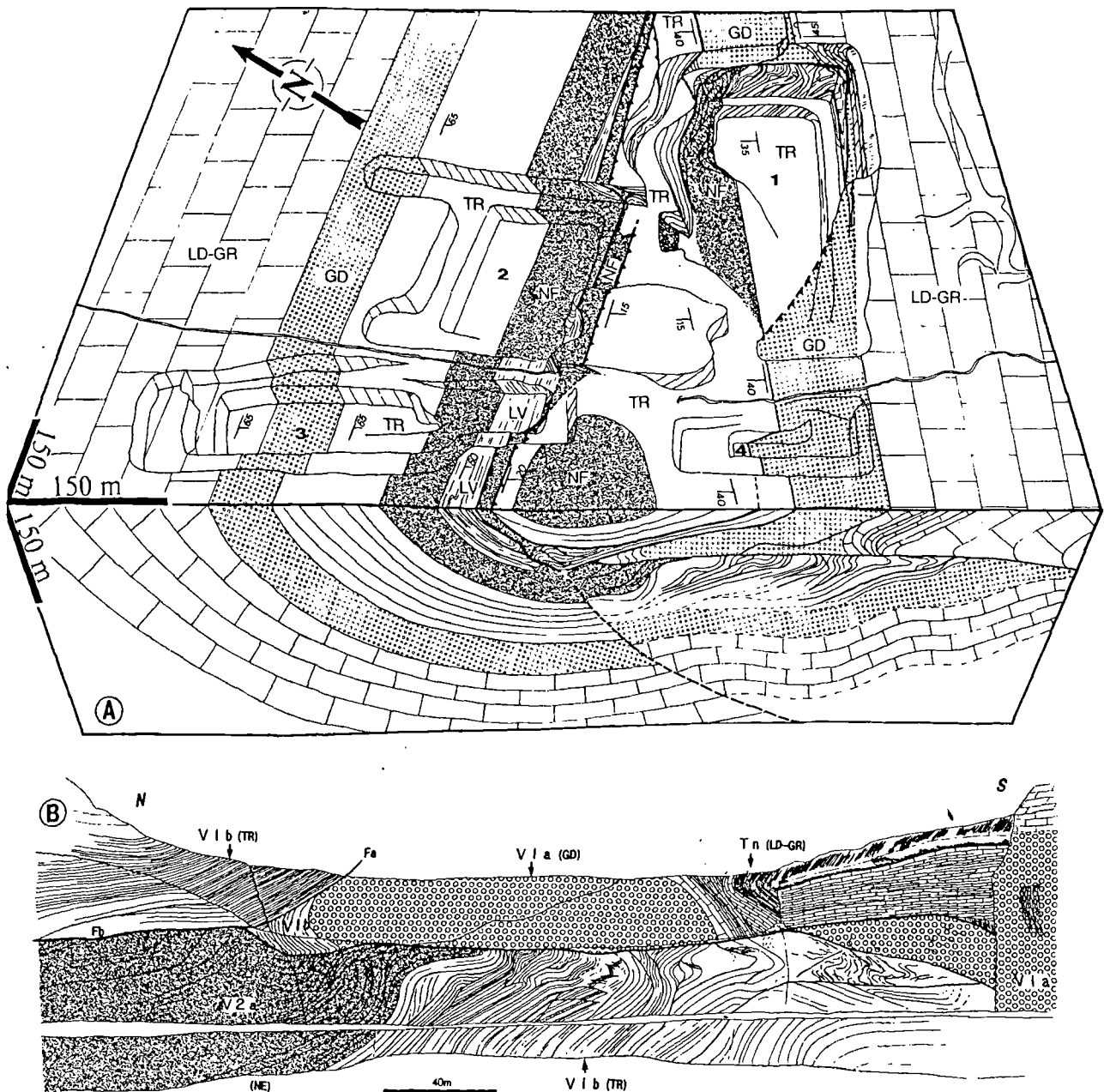


Fig. 18 — Carrières Bocahut dans le calcaire carbonifère à Avesnes sur Helpe : (d'après Khatir *et al.*, 1989 ; Khatir, 1990)
 - A) Bloc diagramme avec les différentes déformations et la localisation des 4 carrières.
 La nomenclature est explicitée dans le texte.
 B) Détail du front oriental de la carrière 1.

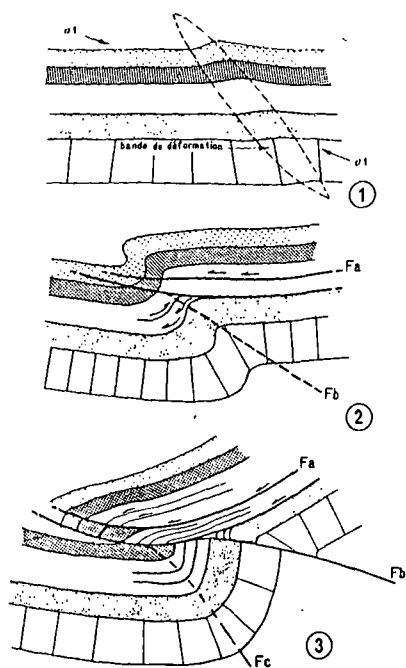


Fig. 19 — Reconstitution tectonique de la carrière Bocahut :
 1) Tournaisien
 2) Formation de Godin
 3) Formation de Neffe

supérieure, on peut d'ailleurs évaluer ce rejet horizontal ; en effet, au toit de la faille on observe le contact Godin-Terwagne dans la partie Nord de la carrière 1, son équivalent au mur se situe au Sud de la carrière à près de cent mètres. La faille Fc encore plus tardive agit en faille inverse sous l'ensemble déjà structuré. Cette faille est bien visible au Nord de la carrière 1.

Plusieurs familles de failles ont été identifiées dans cette carrière, elles apparaissent avant (glissement banc sur banc), pendant, et après la formation et le serrage du synclinal. Les dernières failles rompent une structure déjà constituée, elles apparaissent dans les niveaux topographiquement plus bas.

On ne reconnaît pas dans ces calcaires, plus superficiels que ceux observés à Bettrechies, les plis de rampe ou s'amortissement ; on peut souligner qu'un décollement doit apparaître dans le Strunien-Famennien sous la structure majeure d'Avesnes.

III.— CONCLUSION DES OBSERVATIONS DE TERRAIN : LE MOTIF STRUCTURAL DE BASE

De l'échelle de l'affleurement à celle de la région les cinq exemples précédents montrent des structures qui ont en commun les relations géométriques entre éléments structuraux associant plis et failles. La dimension des

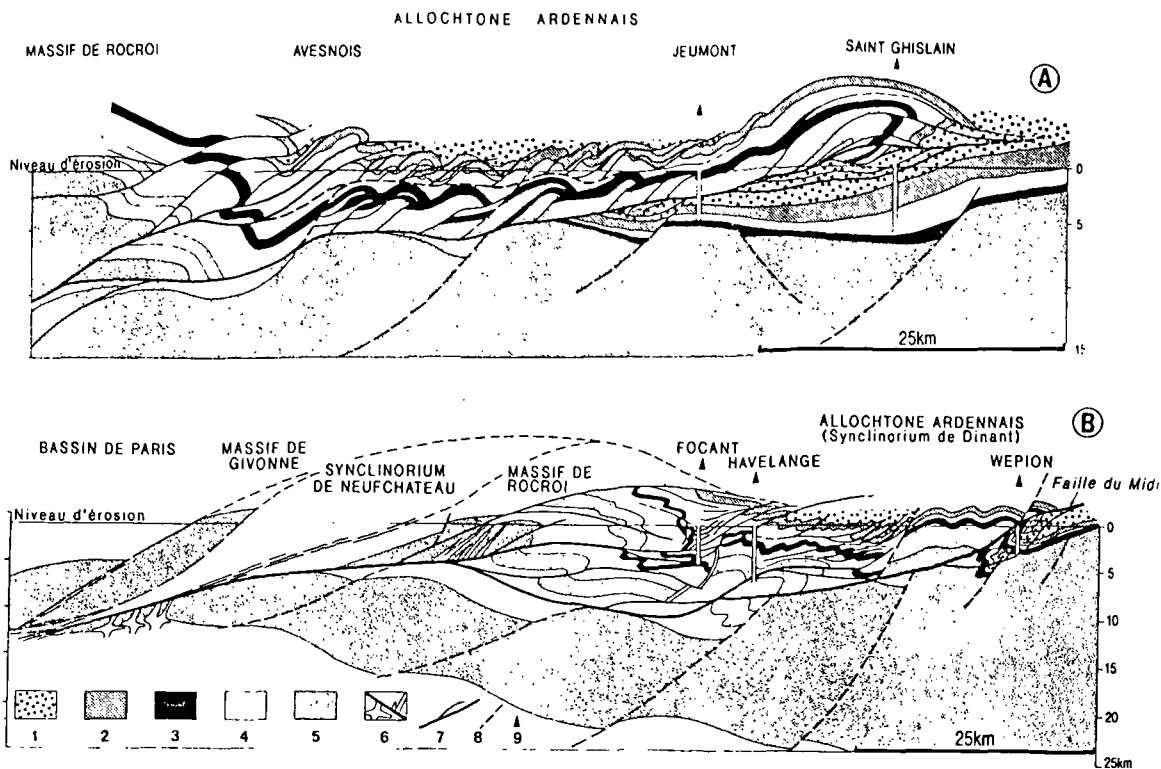


Fig. 20 — Deux coupes structurales équilibrées de l'Ardenne. Elles sont parallèles entre elles et distantes de 60 km. A - Coupe de l'Avesnois, passant par le sondage de Jeumont (cf. fig. 1) ; B - Coupe de la vallée de la Meuse passant par les sondages de Wépion et Focant (cf. fig. 1). 1 : Flysch Houiller, unité incompetent. 2 : Dinantien, unité carbonatée très compétente. 3 : Calcaire de Givet, niveau marqueur compétent du Dévonien moyen. 4 : Grès du Dévonien inférieur. Les niveaux blancs sont dominés par des pélites et sont très incompetents et donc très déformables. 5 : Substratum et Paléozoïque inférieur. 6 : Corps magmatiques localisés d'après les données géophysiques, et ayant notamment alimenté les filons du Massif de Rocroi. 7 : Principales failles chevauchantes. 8 : Principales failles normales synsédimentaires. 9 : Sondages proches des lignes de coupes.

structures varie d'un site à l'autre en fonction de la nature de la succession lithologique locale et des épaisseurs relatives de ses constituants compétents/incompétents. Il est donc possible de définir un motif structural de base, véritable fil rouge pour décrypter une structure dans l'Allochtone Ardennais.

Le motif structural de base est un couple de plis dissymétriques, anticlinal-synclinal, déversé ou déjeté selon la vergence générale du raccourcissement varisque. En Ardenne occidentale, cette vergence est orientée vers le NNW. Sur une distance de 1 à 3 km environ, les structures sont cylindriques, c'est-à-dire que les axes de plis et les intersections entre stratification et failles frontales associées au plissement (voir plus haut) sont parallèles. Ces lignes sont par ailleurs subhorizontales. Cette

géométrie est assez simple pour permettre un contrôle cartographique précis.

Le motif structural de base se retrouve, à une homothétie près, de l'échelle de l'affleurement à celle de la région, comme l'ont montré les derniers exemples pris dans le Dévonien et le Carbonifère.

Deux coupes équilibrées ont été établies (A et B, fig. 20), par une cartographie précise dans l'Avesnois et en Ardenne, ces coupes sont contraintes par quelques sondages, et l'épaisseur des formations qui est assez bien connue.

Les différences de style et d'amplitude observées entre le Givétien, le Dévonien supérieur et le Carbonifère entraînent la présence de décollements dans les niveaux incompétents.

BIBLIOGRAPHIE

- BEUGNIES A. (1963).— Le Massif cambrien de Rocroi.- *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, n°270, 155 p.
- BOUCKAERT J., FOCK W. et VANDENBERGHE N. (1988).— First results of the belgian geotraverse 1986 (BELCORP).- *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 111, p. 279-290.
- BOUROZ A., CHALARD J., DALINVAL A., DOLLE P., PINEL G., PUYBARAU G. et STIEVENARD M. (1963).— Carte des zones stratigraphiques à la cote -300 du Bassin Houiller du Nord et du Pas-de-Calais.- *Inst. Géogr. National Ed.*, Paris.
- BOYER S.E. (1992). — Geometric evidence for synchronous thrusting in the southern Alberta and northwest Montana thrust belts. in *Thrust Tectonics*, p. 379-390, *Chapman et Hall*, Londres.
- BOYER S.-E. et ELLIOTT D. (1982).— Thrust systems.- *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, Tulsa, 66, p. 1196-1230.
- BRIARD A. et CORNET J. (1863).— Communication relative à la Grande Faille qui limite au Sud le bassin houiller belge.- *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 1898, 12, p. 268-299.
- CAZES M. et TORREILLES G., coord. (1988).— Etude de la croûte terrestre par sismique profonde. Programme ECORS. Profil Nord de la France.- *Technip Ed.*, Paris, 260 p.
- COEN-AUBERT M. (1988).— Les unités lithostratigraphiques du Dévonien moyen et du Frasnien dans le sondage de Wepion.- *Serv. Géol. Belgique prof. paper*, Bruxelles, 231, 26 p.
- DAHLSTROM C.D.A. (1969).— The upper detachment in concentric folding.- *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 17, 3, p. 326-346.
- DAHLSTROM C.D.A. (1970).— Structural géology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains.- *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 18, 3, p. 332-406.
- DAHLSTROM C.D.A. (1990).— Geometric constants derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* v.74 n°3, p. 336-344
- FOURMARIER P. (1922).— Tectonique générale des terrains paléozoïques de la Belgique.- C.G.I., Livret-guide pour la XIII^e session, Belgique. Exc. C2.
- GOFFETTE O. (1991).— Le magmatisme varisque en Ardenne méridionale : un marqueur de l'évolution géodynamique d'une paléomarge.- Thèse, Univ. Lille, inédit, 318 p.
- GOFFETTE O., LIEGEOIS J.P. et ANDRE L. (1991).— Age U-Pb sur zircon dévonien moyen à supérieur du magmatisme bimodal du Massif de Rocroi (Ardenne, France) : implications géodynamiques.- *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 312, série 2, p. 1155-1161.
- GOGUEL J. (1965).— *Traité de Tectonique*, 2^{ème} édition.- Masson, Paris, 457 p.
- GOSSELET J. (1888).— L'Ardenne.- *Mém. Carte géol. Fr.*, Baudry éd., Paris, 881 p.
- JAMISON W.R. (1992) — Stress controls on fold thrust style. in *Thrust Tectonics*, p.155-164, *Chapman et Hall*, Londres.
- KAISIN F. (1936).— Le problème tectonique de l'Ardenne.- *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, n°11, p. 1-327.
- KHATIR A. (1990).— Structuration et déformation progressive au front de l'Allochtone Ardennais (Nord de la France).- *Publication Soc. Géol. Nord*, 281 p.
- KHATIR A., MANSY J.L. et MEILLIEZ F. (1989).— Structure et déformation dans l'Allochtone Ardennais en Avesnois (Nord).- *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CVIII, p. 73-83.
- KHATIR A., MANSY J.-L. et MEILLIEZ F. (1992).— Structuration varisque en Ardenne occidentale : une hiérarchisation des niveaux de décollement.- *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 314, II, p. 1065-1070.
- KHATIR A., MANSY J.-L., MEILLIEZ F., GOFFETTE O. (1991).— Two deeps structural cross sections through the western Ardenne massif (Northern Variscan foreland) ; a non cylindrical shortening model.- in *J. Ramsay meeting - The geometry of naturally deformed rocks - in Mitt. aus dem Geol. Inst. ETH Zurich Neue Folge* p. 234-241.
- MANSY J.-L. et MEILLIEZ F. (1989).— Séquence de déformation progressive du Calcaire Carbonifère en Avesnois (Ardenne Occidentale).- *C.R.Acad. Sci.*, Paris, 309, II, p. 319-324.
- MANSY J.-L., MEILLIEZ F., BOULVAIN F., KHATIR A., MERCIER E. (1993).— Modèle de déformation dans un synclinal calcaire. - en préparation.
- MANSY J.L., CONIL R., MEILLIEZ F., KHATIR A., DELCAMBRE B., GROESSENS E., LYS M., POTY E., SWENNEN R., TRENTESAUX A. et WEYANT M. (1989).— Nouvelles données stratigraphiques et structurales du Dinantien dans l'Avesnois.- *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, v. 108, pp. 125-142.
- MATHIEU G. (1933).— La surface du socle paléozoïque au Nord-Ouest de Douai.- *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, LVIII, p. 61-70.
- MEILLIEZ F. et MANSY J.L. (1990).— Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène : le Dévonien-Carbonifère de l'Ardenne.- *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. 6, p. 177-188.
- MEILLIEZ F. (1981).— Filons magmatiques et structures plissées près de Revin (Ardennes).- *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, f. 3, p. 101-104.
- MEILLIEZ F. (1984).— La formation de Fépin (Gedinnien de l'Ardenne) : un marqueur lithostratigraphique et structural.- *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 103, p. 37-53.
- MEILLIEZ F. (1989).— Tectonique distensive et sédimentation à la base du Dévonien sur le bord NE du Massif de Rocroi (Ardenne).- *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, CVII, p. 281-295.

- MEILLIEZ F., ANDRE L. BLIECK A., FIELITZ W., GOFFETTE O., HANCE L., KHATIR A., MANSY J.L., OVERLAU P. et VERNIERS (1991).— Ardenne-Brabant.- *Sci. Geol. Bull.*, 44, p. 3-9.
- MEISSNER R., BARTELTSEN H. et MURAWSKI H. (1981).— Thin-skinned tectonics in the northern Rhenish Massif, Germany.- *Nature*, Londres, 290, p. 399-401.
- MICHOT P. (1980).— Belgique, introduction à la géologie générale.- 26ème C.G.I., Paris, G16, livret guide excursion 211A, 576 p.
- MILHAU B., BRICE D. et MEILLIEZ F. (1989).— Une coupe partielle de la Formation de Mondrepuis dans la vallée de la Hulle, en bordure NE du Massif de Rocroi (Ardenne).- *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, CVII, p. 271-280.
- RAMSAY J.G., HUBER M.I. (1987). — The techniques of Modern Structural Geology - vol. 2. Fold and Fractures, 700p. *Academic Press* Londres.
- RICH J.L. (1934).— Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland Thrust block, Virginia, Kentucky and Tennessee.- *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa, 18, n° 12, p. 1584-1596.
- SUPPE J. (1983).— Geometry and kinematics of fault-bend folding.- *Am. J. Sci.*, New-Haven (USA), 283, p. 684-721.
- SUPPE J. (1985).— Principles of structural geology.- *Prentice Hall éd.*, Englewood Cliffs, 537 p.
- WATERLOT G. (1937).— Sur la stratigraphie et la tectonique du massif cambrien de Rocroi.- *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. 39, p. 77-129.

LES CRAIES DU NORD DE LA FRANCE : UN SUJET DE SCIENCES NATURELLES DANS L'ENSEIGNEMENT DU SECOND DEGRÉ

par Francis AMÉDRO (*)

Résumé. — La cyclicité de la craie et l'interprétation que l'on peut en donner en collège sont examinées à partir de deux exemples pris dans les formations cénomaniennes (alternances marno-crayeuses) et coniaciennes (craie à silex) du Boulonnais.

I — INTRODUCTION

La rareté des synthèses géologiques régionales visant un large public constitue souvent un handicap pour les enseignants du secondaire désireux de trouver des exemples locaux illustrant les programmes. Une seconde difficulté est de transposer les informations scientifiques au niveau des élèves tout en leur permettant d'acquérir une certaine méthodologie. Cette note constitue une tentative de liaison entre le milieu de la recherche et l'enseignement du second degré.

Dans le Nord de la France, une grande partie du sous-sol est constituée par des formations crayeuses. L'existence d'affleurements exceptionnels dans les falaises du Cap Blanc-Nez et la densité des carrières offrent de nombreuses possibilités d'observation largement exploitables par les classes du secondaire. Cependant, contrairement à l'image fréquemment donnée dans les manuels scolaires, les formations crayeuses ne sont pas "homogènes" mais présentent une cyclicité métrique ou demi-métrique souvent soulignée par des alternances de niveaux marneux et de bancs crayeux. Deux exemples pris dans les craies du Boulonnais permettent d'actualiser certaines connaissances et servent de support à une démarche utilisable en collège, aboutissant à une reconstitution paléoécologique. A noter toutefois que toute interprétation d'un phénomène géologique envisagée avec des élèves âgés de 13 à 14 ans nécessite des choix, sinon des simplifications et c'est dans ce sens qu'est présenté l'exposé suivant.

II — LES CYCLES DE LA BASE DU CENOMANIEN AU CAP BLANC-NEZ

1) L'observation en falaise

Une excursion effectuée au pied des falaises du Petit Blanc-Nez, entre le hameau de Strouanne et le Cran d'Escalles, permet l'observation de la partie inférieure des formations crayeuses du Cénomaniens. Il s'agit de la base de la "Craie bleue" suivant les appellations couramment utilisées dans les travaux relatifs au Tunnel sous la Manche (Amédro, sous presse). La suite crayeuse (fig. 1) montre un ensemble de cycles métriques à demi-métriques. D'une manière générale, chaque cycle débute à la base par une marne bleutée passant vers le haut à une craie marneuse gris pâle. Le sommet des cycles est souligné la plupart du temps par un ralentissement, voire un arrêt de sédimentation avec développement d'une surface perforée riche en traces fossiles de type *Thalassinoides* (Destombes & Shephard-Thorn, 1971; Amédro, 1979; Robaszynski & Amédro, 1993). Au point de vue paléontologique, des fossiles existent sur toute la hauteur du cycle, mais avec des concentrations dans la partie supérieure des bancs crayeux. L'inventaire du matériel comprend surtout des ammonites (*Schloenbachia*, *Mantelliceras*, *Hypoturrilites* ...), des inocérames (*Inoceramus crippsi*), des huîtres (*Rastellum*) et des éponges hexactinellides (*Plocoscyphia*, *Stauronema*). Sont également présents de façon occasionnelle de petits brachiopodes (*Monticlarrella*) et des gastéropodes pleurotomaridés (*Bathrotomaria*).

Remarque: Ces macrofaunes sont figurées dans deux publications à caractère général éditées par le CRDP de Lille (Amédro, 1977) et l'espace naturel régional (Amédro & Robaszynski, 1985) ainsi que par Amédro (1993).

(*) 26, rue de Nottingham, 62100 Calais, et CES Jean Jaurès,
52, rue du Pont Lottin, 62100 Calais

Note déposée en Décembre 1991.

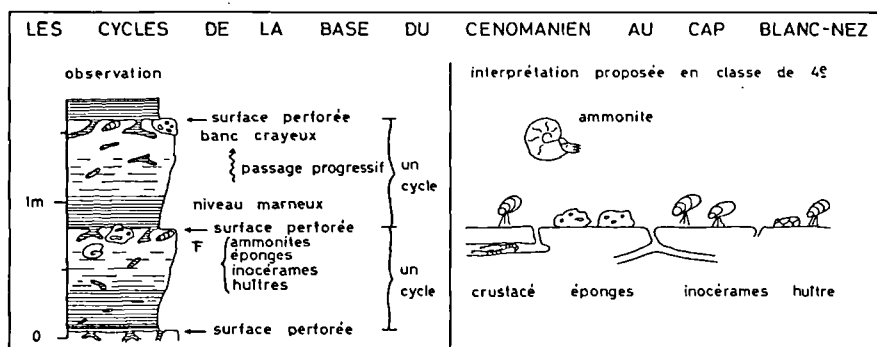


Fig. 1.— Les cycles de la base du Cénomaniens au Cap Blanc-Nez et leur interprétation en collège. La coexistence d'organismes fouisseurs et d'animaux fixés, et l'abondance des éponges hexactinellides suggèrent un substrat compact sous une tranche d'eau relativement faible, de l'ordre de 50 à 90 m.

2) Une interprétation possible

Seules les grandes lignes de la démarche sont présentées. L'observation d'une plage actuelle à marée basse (l'estran du Blanc-Nez en offre un magnifique exemple) montre l'existence en surface d'abondantes traces d'organismes fouisseurs (crustacés, tellines, vers ...). La comparaison avec la succession crayeuse permet d'interpréter les surfaces perforées visibles en falaise comme d'anciens fonds de mer "empilés". Le nombre élevé d'éponges et de coquilles d'inocérames et d'ammonites posées à plat sur les surfaces perforées va dans le même sens. Ce raisonnement est en général bien suivi, sauf la difficulté quant à la présence de fossiles marins dans la falaise, les élèves n'ayant pas la notion du temps géologique. En ce sens, la situation géographique des falaises du Cap Blanc-Nez est plutôt un handicap par rapport à une carrière située à l'intérieur des terres.

La démarche se fonde ensuite sur une recherche individuelle ou par équipes portant sur le mode de vie des macrofossiles les plus significatifs (ammonites, inocérames, huîtres, éponges et éventuellement gastéropodes pleurotomaridés). A l'aide de documents, livres ou encyclopédies disponibles au Centre de Documentation et d'Information (CDI) du collège, chaque équipe étudie plus particulièrement un groupe paléontologique. La mise en commun des résultats en classe conduit, au tableau, à une reconstitution progressive d'un fond de la mer de la "Craie bleue", chaque groupe apportant une pièce du puzzle et l'enseignant l'origine des terriers du type *Thalassinoides* creusés par des crustacés décapodes (Bromley, 1990).

En addition, des indications relatives à la nature du fond et à la profondeur de l'eau sont envisagées.

a) Nature du fond.

Les bioturbations du type *Thalassinoides* sont réalisées aujourd'hui dans des sédiments non cohérents par des crustacés décapodes appartenant essentiellement aux genres *Callinassa* et *Nephrops* (Bromley, 1990). D'un autre côté, la plupart des espèces d'inocérames de petite taille semblent avoir eu un byssus et avoir été fixées comme les moules actuelles (Tanabe, 1983; Sornay, 1986). Les huîtres et les éponges sont également accrochées sur des fonds solides. En définitive, la coexistence d'organismes fouisseurs (crustacés), et d'animaux fixés (inocérames, éponges, huîtres), suggère un substrat ni cohérent ni semi-fluide mais compact.

b) Profondeur de l'eau.

Selon les travaux les plus récents, les inocérames n'étaient pas des bivalves de grande profondeur et la plupart des populations vivaient très probablement entre 100 m et une trentaine de mètres de profondeur (Sornay, 1986). L'abondance d'éponges hexactinellides témoigne également de profondeurs n'excédant pas 90 à 120 m. (Reid, 1968, 1973). Enfin la présence occasionnelle d'huîtres et surtout de gastéropodes pleurotomaridés brouteurs d'algues bien représentés dans la zone euphotique pourrait même indiquer une tranche d'eau plus réduite : environ 50 m (Kennedy & Garrison, 1975). Tous ces éléments convergent vers un dépôt dans une tranche d'eau relativement faible, de l'ordre de 50 à 90 m.

En conclusion, à partir d'observations de terrain et par une pratique progressive, on aboutit à une reconstitution paléoécologique d'une formation largement présente dans le Nord de la France. La méthode utilisée s'exerce à partir d'un minimum de support mais les mécanismes de raisonnement sont ceux des chercheurs.

III. — LES CYCLES DU CONIACIEN A COQUELLES

Les craies coniaciennes visibles dans l'ancienne cimenterie de Coquelles sont bien représentatives des craies à silex largement exposées dans la région Nord-Pas de Calais. Les cycles (fig. 2) sont soulignés ici par des alternances de bancs crayeux et de lits de silex. La craie, tendre et homogène, livre des oursins irréguliers appartenant essentiellement au genre *Micraster* et

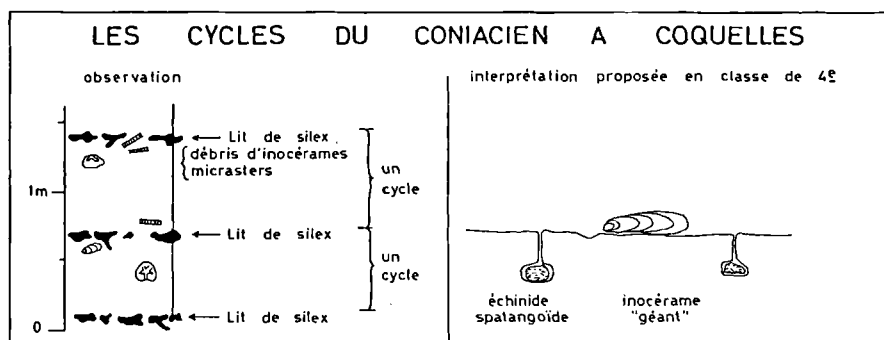


Fig. 2.— Les cycles du Coniacien à Coquelles et leur interprétation en collège. Les échinides spatangoïdes enfouis dans le sédiment et les formes plates d'inocérames à test mince qui devaient vivre à plat sur des vases molles indiquent un substrat semi-fluide et une tranche d'eau pouvant atteindre 250 m.

des fragments de coquilles d'inocérames de grande taille. Les cordons de silex épigénisent fréquemment des terriers et permettent de repérer les limites de cycles (Amédro *et al.*, 1979).

La démarche est identique à celle décrite dans le paragraphe précédent mais aboutit simplement à une reconstitution paléoécologique différente.

a) Nature du fond.

La comparaison avec les échinides spatangoïdes actuels, en particulier *Echinocardium cordatum* largement représenté devant l'estran actuel du Cap Blanc-Nez, révèle pour les *Micraster* un mode de vie fouisseur avec une préférence pour les substrats de vase fine ou de boue sableuse (Stokes, 1975; Fouray, 1980; Kanazawa, 1992). De la même façon, suivant Kauffman (1965, 1966) et Sornay (1986), les formes plates d'inocérames à test mince devaient vivre à plat sur des vases molles. Ces critères suggèrent un substrat semi-fluide.

b) Profondeur de l'eau.

Comme déjà signalé, la plupart des inocérames vivaient dans des tranches d'eau comprises entre 30 et 100 m et les espèces les plus profondes semblent n'avoir pas dépassé 200 à 250 m. La bathymétrie des échinides spatangoïdes actuels va également de 0 à 230 m de profondeur (Fouray, 1980). Si la profondeur minimale de dépôt des craies blanches du Crétacé supérieur reste difficile à établir (quoiqu'un dépôt sous la zone euphotique soit envisagé par Reid, 1973 et Hakansson *et al.*, 1974 en tenant compte de la répartition des algues calcaires et sur des critères sédimentologiques), il semble probable que la tranche d'eau maximale n'ait pas excédé 250 m.

IV — CONCLUSIONS

Deux exemples d'approches méthodologiques utilisables en collège sont décrits. A partir d'observations de terrain et du matériel disponible, des reconstitutions paléoécologiques sont progressivement établies dans les craies rythmées du Cénomanién inférieur et du Coniacien. On a tenté de transférer la démarche suivie dans la recherche au monde du second degré.

Remerciements. Mr. F. Robaszynski a bien voulu relire ce manuscrit en y apportant des remarques constructives. Mme F. Mauroux a réalisé la dactylographie du texte. A tous deux, j'adresse mes plus vifs remerciements.

BIBLIOGRAPHIE

- AMÉDRO, F. (1977).— Principaux fossiles pouvant être récoltés entre le Cap Blanc-Nez et Wissant.- *C.R.D.P. Lille*, feuillets d'information des professeurs du second degré, Biologie-Géologie, no 11, juin 1977, 13-27.
- AMÉDRO, F. (1979).— Compte rendu de l'excursion A.P.B.G. de juin 1978.- *C.R.D.P. Lille*, feuillets d'information des professeurs du second degré, Biologie-Géologie, no 14, mars 1979, 23-36.
- AMÉDRO, F. sous presse.— La lithostratigraphie et les biofaciès : des outils de corrélation dans les craies cénomaniennes du détroit du Pas de Calais.- *Ann. Soc. géol. Nord*.
- AMÉDRO, F., MANIVIT, H. & ROBASZYNSKI, F. (1979).— Echelles biostratigraphiques du Turonien au Santonien dans les craies du Boulonnais (macro-, micro-, nannofossiles).- *Ann. Soc. géol. Nord*, 98, 287-305, 2 pls.
- AMÉDRO, F. & ROBASZYNSKI, F. (1985).— Le Crétacé, in COLBEAUX, J.-P. édit. et al., Géologie du Boulonnais.- *Espace Naturel Régional, Région Nord-Pas de Calais*, 176 p., 38 figs, 16 pls.
- BROMLEY, R.G. (1990).— Trace fossils : biology and taphonomy (special topics in palaeontology; 3).- *Cambridge University Press*, 280 p.

- DESTOMBES, J.P. & SHEPHARD-THORN, E.R. (1971).— Geological results of the Channel Tunnel site investigation 1964-65.- *Nat. Env. Research Counc., Inst. Geol. Sc.*, Report no 71/11, 12 p., 3 figs, 3 tabl., 1 carte.
- FOURAY, M. (1980).— La variabilité chez les *Micraster* (Echinoidea, Spatangoida) dans le Turonien-Coniacien de Picardie occidentale (France).- Thèse 3e cycle, Univ. P. & M. Curie, Paris VI, 299 p., 4 pls.
- HAKANSSON, E., BROMLEY, R.G. & PERCH-NIELSEN, K. (1974).— Maastrichtian chalk of north-west Europe - a pelagic shelf sediment.- *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 1, 211-233.
- KANASAWA, K. (1992).— Adaptation of test shape for burrowing and locomotion in spatangoid echinoids.- *Palaeontology*, 35, 733-750, 9 figs.
- KAUFFMAN, E.G. (1965).— The Upper Cretaceous *Inoceramus* of Puerto Rico.- *IVth Caribbean Geol. Conf.*, Trinidad, 1965, 203-218.
- KAUFFMAN, E.G. (1966).— Notes on Cretaceous *Inoceramidae* (Bivalvia) of Jamaica.- *J. geol. Soc. Jamaica*, 8, 32-40.
- KENNEDY, W.J. & GARRISON, R.E. (1975).— Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England.- *Sedimentology*, 22, 311-386, 37 figs.
- REID, H.E.H. (1968).— Hexactinellid faunas in the chalk of England and Ireland.- *Geol. Mag.*, 105, 15-22.
- REID, H.E.H. (1973).— The chalk sea.- *Irish Nat. J.*, 17, 357-375.
- ROBASZYNSKI, F. & AMÉDRO, F. (1993).— Les falaises crétacées du Boulonnais : la coupe de référence du Cap Blanc-Nez dans un contexte sédimentaire global. Introduction à l'excursion de la Société Géologique du Nord de Wisant à Sangatte le dimanche 29 septembre 1991.- *Ann. Soc. géol. Nord*, 2, 2ème série, 31-44.
- SORNAY, J. (1986).— Inocérames.- *Bull. Ass. géol. auboise*, no 9, février 1986, 17-30, 15 figs.
- STOKES, R.B. (1975).— Royaumes et provinces fauniques du Crétacé établis sur la base d'une étude systématique du genre *Micraster*.- *Mém. Mus. natl. Hist. nat.*, Paris, C, 31, 94 p., 12 pls.
- TANABE, K. (1983).— Mode of life of an inoceramid bivalve from the Lower Jurassic of West Japan.- *Neues Jahrb. Geol. Pal. Monatsh.*, no 7, 419-428, 6 figs.

UN EXEMPLE D'ÉQUIPEMENT PÉDAGOGIQUE LA MAISON DU MARBRE ET DE LA GÉOLOGIE (Rinxent, Boulonnais, France)

Par Jean Pierre COLBEAUX (*) et Jean Pierre GEIB(**)

Née de la rencontre d'un chargé de mission à l'Espace Naturel Régional (Ch. BRUNEEL) et d'un universitaire (J.P. COLBEAUX), la Maison du Marbre et de la Géologie relevait à l'époque (en 1984) d'un challenge qui n'a pu voir le jour que grâce à l'impulsion et au soutien des responsables politiques locaux (D. DUPILET - Président de la zone boulonnaise du Parc Naturel Régional du Nord-Pas de Calais, G. CARPENTIER et M. HERBERT, Conseillers Généraux du canton de Marquise; Messieurs les maires des communes de Rinxent et Ferques) et des universitaires (Mr. le Président CORTOIS).

1) Le concept et sa réalisation

Région entaillée par la mer et l'homme, le Boulonnais présente :

- une extrême diversité des roches rencontrées
- de beaux parcours, permettant de parcourir "l'échelle stratigraphique" de l'ère primaire à l'Actuel
- de grandes richesses géologiques.

Afin de mieux appréhender ce patrimoine naturel et humain, fut conçue la "Maison du Marbre et de la Géologie". Sa mise en place fut réalisée par Espace Naturel Régional dans le cadre du Parc Naturel Régional du Nord-Pas de Calais avec l'appui scientifique de l'Université de Lille I.

a) Le contexte local

Afin d'explicitier plus clairement la naissance de la Maison du Marbre et de la Géologie, il convient de la resituer dans son cadre géographique, historique et économique.

La boutonnière du Boulonnais (fig. 1), de par la diversité des roches qui y affleurent, a toujours été le siège d'extraction de la pierre pour l'Homme. Ces extractions atteignent actuellement une apogée dans le bassin carrier de Marquise ; en effet, autour de cette ville, les calcaires et dolomies d'âge primaire, affleurants ou sub-affleurants, sont exploités de manière intensive par cinq sociétés dont deux de dimension nationale (le groupe Carrières du Boulonnais - La Société des Carrières de la Vallée Heureuse et du Haut-Banc - Les Carrières de Stinkal dépendant du groupe Beugnet - La Carrière Magnésies et Dolomies de France - Les Carrières Randon appartenant au groupe Lhoist). Dans ces carrières, sont exploités : les calcaires d'âge Givétien, les calcaires et dolomies d'âge Tournaisien- Viséen inférieur, les calcaires d'âge Viséen supérieur. Ceux-ci sont utilisés pour produire des granulats et des enrochements (10 millions de tonnes pour l'année 1991) dont 50% pour une utilisation dans l'industrie chimique et plus particulièrement pour la fabrication de la chaux et des "marbres" (1300 m³) soit approximativement une exploitation de 25 mètres de profondeur sur 16 hectares par an.

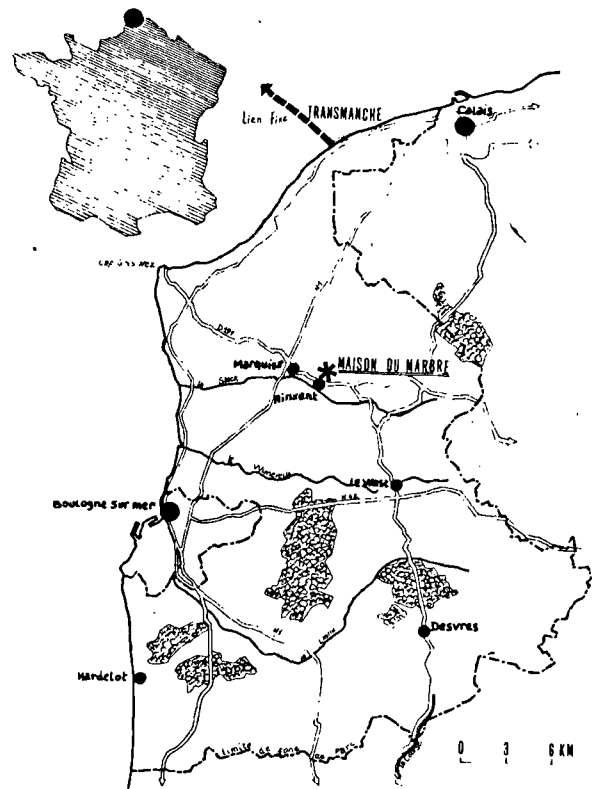


Fig. 1.

(*) U.F.R des Sciences de la Terre, Laboratoire d'Hydrogéologie, 59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

(**) Espace Naturel Régional, Parc Naturel Régional du Nord-Pas de Calais, Le Boulonnais; Manoir du Huisbois, 62142 LE WAST

Note déposée en Décembre 1991.

Autrefois, y étaient aussi exploités : les calcaires frasniens en tant que pierre ornementale, les pélites faméniennes et frasniennes en vue de la fabrication de briques et de tuiles, les calcaires du bathonien en tant que pierre de taille et la houille namuro-westphalienne.

En effet, l'histoire de l'Homme est étroitement liée à la pierre qui en constitue souvent les seuls témoins : les silex retrouvés dans les abris préhistoriques de la Vallée Heureuse aux côtés d'ossements de rennes, de mammouths et de rhinocéros laineux, la pierre de Marquise constituant les fondations romaines dans Boulogne et au voisinage de Calais, la pierre taillée de Marquise dans la cathédrale de Canterbury et les édifices religieux du Boulonnais, ainsi que les "marbres" boulonnais dans les demeures et édifices religieux de la région Nord-Pas de Calais jusqu'aux marbres actuels qui ont franchi désormais toutes les frontières.

Il est important de préciser que la conception muséographique s'est appuyée sur une notion de base : les messages sont transmis au travers de cette muséographie dans un langage accessible à des enfants de 13 ans, tout en s'efforçant de créer des niveaux de lecture nombreux, sans qu'ils se veuillent exhaustifs. De plus, ces messages sont toujours issus de données locales boulonnaises, et ce afin d'en avoir une compréhension plus directe.

b) *Phasage effectif des réalisations*

— En juillet 1988, furent créés le circuit des carrières et l'audiovisuel ROCS EN STOCKS relatif aux techniques d'exploitations actuellement utilisées dans le bassin carrier de Marquise (entrée gratuite)

Cette première étape a permis, grâce aux points de vue aménagés et aux panneaux d'information de montrer ce que le visiteur ne pouvait observer de visu, de rendre les carrières accessibles à tous. De plus, elle a conduit la population locale à une reconnaissance de l'équipement et de son utilité.

— En juin 1989, le parcours muséographique "Mélodies en sous-sol" ou voyage au cours des temps géologiques dans le Boulonnais est inauguré. Ce parcours d'initiation à la géologie ne se veut en aucun cas exhaustif, mais seulement incitatif, créateur de sensations et d'éveils à la connaissance.

— Puis en juin 1990, fut inaugurée l'exposition "Pure et Dure" présentant les multiples utilisations de la pierre marbrière, totalement financée par les sociétés d'exploitation du bassin carrier de Marquise. Cette exposition était la preuve éclatante de la reconnaissance par les industriels de l'équipement.

Avec l'inauguration de l'école d'escalade d'Hydrequent, une nouvelle voie de découverte de la roche était ainsi ouverte.

— Enfin en mai 1991, l'ouverture de la salle laboratoire conçue comme une salle d'accueil, permet, d'élargir l'éventail des produits pédagogiques. Elle est un lieu d'accueil permettant aux enseignants soit un approfondissement des connaissances, soit une synthèse journalière.

c) *Intervenants dans le fonctionnement*

Afin d'utiliser au mieux ces outils et de rendre pérenne le fonctionnement de l'équipement, fut mis en place un réseau d'intervenants et des actions d'interconnexions, soit :

— deux personnes assurant l'accueil et l'entretien

— l'association des Guides Nature du Littoral assurant les visites guidées des scolaires et du grand public

— la Société Géologique du Boulonnais qui assure plus particulièrement l'accueil des groupes universitaires

— un suivi et une formation des guides ainsi que des personnes assurant l'accueil dont le programme est établi par l'Université de Lille I et l'E.N.R

— les exploitants carriers, les collectionneurs privés, les sculpteurs locaux qui au travers de leurs autorisations, leurs prêts, leurs participations, interviennent dans la constitution des produits pédagogiques.

2) Animations et impacts

Autour de la Maison du Marbre et de la Géologie, s'est développé un réseau de partenaires (cf organigramme sur figure n°2) grâce à la participation desquels ont été créés des animations pédagogiques diversifiées, adaptées à de nombreux niveaux.

a) *Animations pédagogiques*

Ces animations se sont développées autour du bâtiment (expositions permanentes, jardin du Marbre, salle laboratoire) et à l'extérieur dans le bassin carrier de Marquise (circuits de découverte, descente en carrière, ...).

Sur le contenu muséographique intérieur et extérieur présenté au grand public, avec le savoir des Guides Nature du Littoral, se sont façonnées des animations qui visent à rendre la découverte encore plus active et surtout plus vivante.

Deux types de visiteurs peuvent être distingués, d'une part le grand public (touristes principalement, groupes de 3è âge et comités d'entreprise) et d'autre part le public scolaire.

1°) Pour le grand public, il convient d'avoir des présentations qui soient avant tout ludiques et qui devant des intérêts souvent différents, doivent toucher à de très nombreux thèmes (géologie, économie, ethnologie, environnement).

Les thèmes doivent être abordés ensemble au travers d'un même sujet, ce qui permet d'élargir l'horizon des intérêts.

Par exemple :

La reconstitution de la forêt carbonifère .

Elle allie le jeu (créer la surprise et inviter à la découverte), la recherche sensorielle (fond sonore, reconstitution en deux et trois dimensions, plancher au sol accentuant l'impression d'ambiance de la forêt).

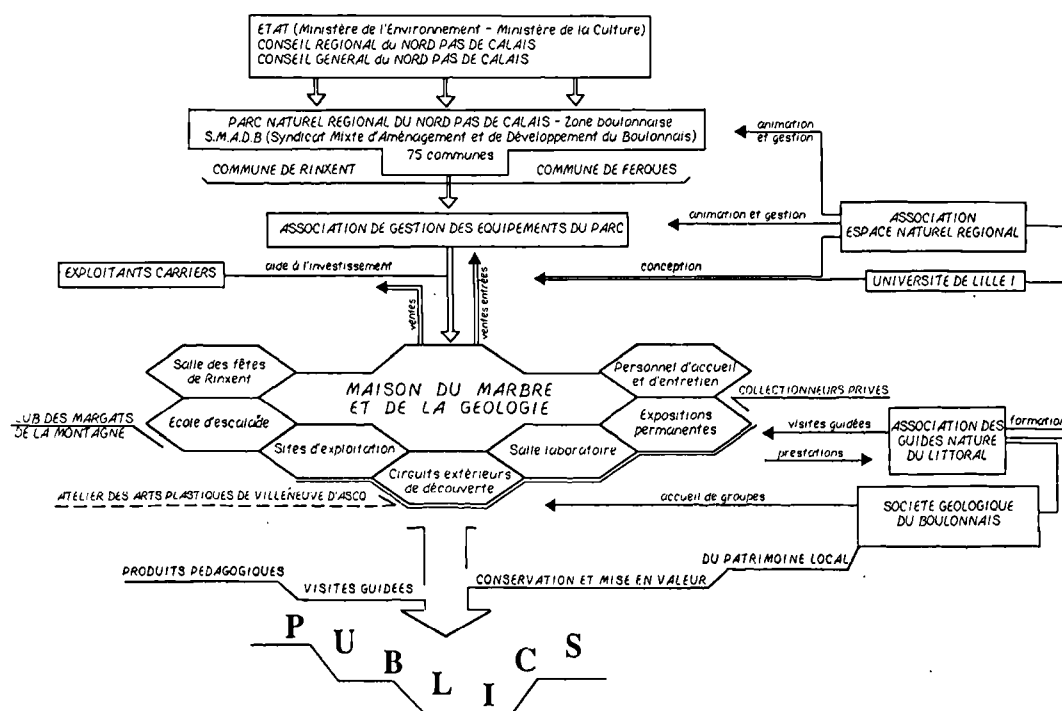


Fig. 2.

Elle fait appel et informe sur des notions de géologie (paléontologie et paléogéographie), des notions de biologie (évolution chez les êtres vivants), des notions d'environnement (écosystème, biocénose).

La carrière "La Parisienne".

Cette ancienne carrière reconquise par le milieu naturel allie la promenade à la découverte. Elle fait partie des visites guidées sur les circuits extérieurs.

Elle fait appel à des notions de géologie (stratigraphie, hydrogéologie, paléontologie), à des notions de biologie (botanique, zoologie) à des notions d'ethnologie (ancienne exploitation), à des notions d'économie (la vie d'une carrière) et à des notions d'environnement (écosystème riche, nécessité d'une préservation, qualité de l'eau).

Le visiteur peut ainsi passer jusqu'à une demi-journée complète de découverte dans le bassin carrier et la Maison du Marbre et de la Géologie. Devant la forte demande de collectionneurs privés, il a été aussi fait le choix de ne jamais indiquer les sites fossilifères. Un palliatif a été créé : le moulage de fossiles.

2°) Pour le public scolaire, les animations proposées doivent être ludiques et scientifiques. De plus, elles doivent être modulables, adaptables au maximum de niveaux possibles (primaire - secondaire - universitaire).

Elles sont constituées par un éventail, suivant chacun des cas, de jeux (exemple du jeu de l'ammonite pour les primaires ou du jeu "Mélodies en sous-sol" pour les quatrièmes) et de visites guidées demandant une grande participation.

Actuellement, existent : une animation d'une demi-journée pour les CM1 - CM2, une animation de 2 heures pour les 4ème, une animation d'une demi-journée pour les 4ème, avec de grandes variantes possibles en fonction des demandes.

Grâce à la réalisation de la salle laboratoire qui donne la possibilité de s'étendre sur des sujets particuliers, un produit pédagogique d'une journée Classe de Terre intitulée "une industrie, un paysage au travers de ses roches" est en cours d'élaboration et sera prochainement opérationnel.

Pour le public scolaire plus particulièrement, chaque animation est articulée suivant une logique similaire : partir du sol et du sous-sol pour comprendre par la géologie l'évolution dans le temps et son alphabet, et aboutir à la nécessité de gérer à long terme son environnement.

b) Impacts sur le milieu local

La mise en place de cet équipement a permis

— d'une part, la prise de conscience par les habitants des intérêts qui peuvent être portés à leur région.

Cette prise de conscience s'est faite tout d'abord par rapport à eux-mêmes et s'est traduite par une valorisation de leurs emplois.

Elle a accentué aussi les réflexes en faveur du besoin d'une meilleure conservation du patrimoine culturel et naturel du bassin carrier, soit : le matériel ancien d'extraction et de travail de la pierre ; la mémoire collective (gestes et mots) ; les pièces paléontologiques et minéralogiques ; le paysage

— d'autre part, un développement local qui se traduit par l'impact sur la restauration, l'hébergement et les commerces locaux la création de deux emplois directs et d'emplois induits, l'augmentation des ventes des carrières directement et indirectement la création de marchés nouveaux pour des artisans (sculpteurs, mouleurs, ..)

c) *Fonctionnement*

Suite à son ouverture effective (avec entrées payantes) en 1989, la Maison du Marbre et de la Géologie, gérée par l'Association des Équipements du Parc, a dû modifier son calendrier d'ouverture ainsi que ses prix pour s'orienter le plus raisonnablement possible vers l'autofinancement qui sera probablement effectif en 1992.

En deux ans, l'équilibre a été atteint grâce à la subvention des communes de Rinxent et de Ferques. De plus, une étude de diagnostic financier avait été réalisée en 1990 : elle avait démontré que, pour éviter un déséquilibre trop lourd, il était utile de fermer l'équipement du 15 novembre au 15 mars, ceci réduisant la charge du personnel et du chauffage durant une période de faible visite.

La Maison du Marbre et de la Géologie a accueilli :	- de juin 1988 à décembre 1988,	7 000 personnes
	- de janvier 1989 à décembre 1989,	10 000 personnes
	- de mars 1990 à novembre 1990,	17 000 personnes

Sur ces 17 000 personnes, 36 % ont été des individuels et 64 % provenaient de groupes, 10 000 étaient des scolaires dont 5 000 ont été pris en charge par les Guides Nature du Littoral. Les 36 % d'individuels sont principalement des touristes dont les visites s'évalent sur les mois d'été.

Cette fréquentation confirme la vocation pédagogique de cet équipement essentiellement orienté vers les scolaires. L'éventail du public scolaire reste encore à élargir, aux classes de première en particulier.

CONCLUSION

Ainsi la Maison du Marbre et de la Géologie, outre son intérêt pédagogique et touristique et du rôle positif qu'elle joue auprès de la population locale, n'est pas un gouffre financier. En effet, ce "petit" équipement s'autofinancera dès 1992...

Il convient désormais qu'elle travaille avec les Guides Nature du Littoral, à la diversification de ses produits pédagogiques et ce en relation avec l'Éducation Nationale (qui a déjà travaillé sur l'élaboration d'un produit pédagogique pour les classes primaires) et l'Association des professeurs de Biologie et Géologie qui est d'ailleurs intervenue en qualité de conseiller dans l'élaboration du produit d'une journée à destination des classes de quatrième.

De plus, et ce après une importante découverte paléontologique en juillet 1991, elle se doit d'accroître son rôle d'aide à la conservation du patrimoine local qu'il soit ethnologique, paléontologique ou minéralogique et paysager.

Sont en vente au Siège de la Société :

MÉMOIRES (*)

Tome I	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
Tome IV	n° 1. — J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Verneulli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.....	90,00 F
Tome VI	n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutieri</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
Tome VII	n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> , Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl.....	102,00 F
Tome VIII	n° 2. — Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria</i> , 1929, 50 p., 5 pl.....	120,00 F
Tome IX	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 élamobranches de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.....	96,00 F
Tome X	n° 2. — J. LAVERDIERE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.....	180,00 F
Tome XII	— D. LEMAITRE, <i>Faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Anceis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.....	336,00 F
Tome XIII	— P. BRICHE et al., <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl.....	252,00 F
Tome XIV	— G. WATERLOT, <i>Les Gigantotracsés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.....	84,00 F
Tome XV	— J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p.....	180,00 F
Tome XVI	— 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
« Centenaire de la S.G.N. » (T. XC, fasc. 4).....	100,00 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

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 méridional</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 récifs 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'Ormineca 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 (Pyrénées Orientales). Evolution tectono-métamorphique. Exemple d'un amincissement crustal polyphasé</i>	T.T.C. 150,00 F
Fascicule 2, <i>Etude conceptuelle, fonctionnelle et organique d'un système de traitement informatique des microanalyses chimiques</i>	T.T.C. 110,00 F
Fascicule 3, <i>Notion et carte géologique en couleurs au 1/25000 du Massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyrénées Orientales)</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. LAMOUROUX, <i>Les mylonites des Pyrénées. Classification. Mode de formation. Evolution</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 2 (2^{me} série), Fascicule 1

parution 1993

	pages
T. CAMELBEECK. — Introduction à l' étude des tremblements de terre. La sismicité en Belgique et dans le Nord de la France.....	5
J. FERRIERE, A. TRENTESAUX et H. CHAMLEY. — Le domaine marin du Nord - Pas-de-Calais - Nature des fonds et dynamique sédimentaire.....	23
Francis ROBASZYNSKI et Francis AMEDRO. — Les falaises Crétacés du Boulonnais. La coupe de référence du Cap Blanc-Nez dans un contexte sédimentaire global	31
J-L. MANSY et F. MEILLIEZ. — Eléments d'analyse structurale à partir d'exemples pris en Ardenne Avesnois. (Affleurements visités lors de l'excursion de la SGN en octobre 1991).....	45
Francis AMEDRO. — Les craies du Nord de la France : un sujet de sciences naturelles dans l'enseignement de second degré	61
Jean Pierre COLBEAUX et Jean Pierre GEIB. — Un exemple d'équipement pédagogique. La maison du marbre et de la géologie (Rinxent, Boulonnais, France).....	65

© 1993 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)