

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome CVIII

(1988)

1^{er} trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

Parution 1989

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 de ses 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 même 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 en tête des épreuves du bon à tirer.

Cotisations et Abonnements (à la date du 1^{er}-1-1990)

	QUALITÉ	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et BÉNÉLUX	Personnes physiques ⁽²⁾	35,00 F	150,00 F T.T.C.	185,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	35,00 F	165,00 F T.T.C.	200,00 F

Abonnement des non-membres : FRANCE : 345,00 F H.T. – ÉTRANGER : 400,00 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 XLJ à LXXIX)	50,00 F H.T.
Table 5 (Tomes LXXX à XCIX)	par table

<i>Esquisse géologique du Nord de la France</i> , par J. GOSSELET, Fascicule IV (Terrains quaternaires)	29,00 F H.T.
<i>Ecorché géologique infra-mésozoïque</i> (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 (70,00 F).

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome CVIII

(1988)

1^{er} trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

Parution 1989

CONSEIL D'ADMINISTRATION

- 1988 -

<i>Président</i>	M. F. THIEBAULT
<i>Premier Vice-Président</i>	M. C. DUPUIS
<i>Seconds Vice-Présidents</i>	M. H. CHAMLEY M. B. MISTIAEN
<i>Conseillers</i>	M. A. DALINVAL M. V. PRUD'HOMME M. J. CHALARD M. M. WATERLOT M. J. FERRIERE M. F. MEILLIEZ
<i>Secrétaire</i>	M. C. BECK
<i>Trésorier</i>	M. G. TIEGHEM
<i>Secrétaire Adjoint</i>	M. Y. DESPEYROUX
<i>Délégué aux Publications</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Bibliothécaire</i>	M. J.F. DECONINCK

Se sont joints au Comité de Lecture de la S.G.N.
pour la rédaction de ce fascicule :

M^{me} A. PELHATE
M. H. CHAMLEY
M. H. MAILLOT
M. J.-L. MANSY
M. D. VACHARD

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

Compte rendu de l'activité de la Société

ASSEMBLÉE GÉNÉRALE DU MERCREDI 6 JANVIER 1988

Présidence de M. J. CHALARD, Président pour 1987

M. CHALARD fait procéder au renouvellement du bureau. 20 membres sont présents, 25 ayant choisi de voter par correspondance.

Elections du Président et du Premier Vice-Président.

Président : M. Thiébault, 30 voix (*élu*) ; M. Brice, 9 voix ; M. Sommé, 4 voix ; M. Chamley, 1 voix ; 1 bulletin blanc.

Premier Vice-Président : M. Dupuis, 21 voix (*élu*) ; M. Blieck, 8 voix ; M. Chamley, 3 voix ; M^{me} Corsin, MM. Dercourt, Crampon, Buissart, Prud'homme, Mistiaen, Laveine, Lefèvre, 1 voix chacun ; 3 bulletins blancs ; 2 bulletins nuls.

Elections des autres membres du Bureau.

Seconds Vice-Présidents : M. Chamley, 20 voix (*élu*) ; M. Mistiaen, 20 voix (*élu*) ; M^{me} Brice, MM. Blieck, Khatir, 1 voix chacun.

Conseillers : M. Chalard, 22 voix (*élu*) ; M. Waterlot, 22 voix (*élu*) ; M. Ferrière, 18 voix (*élu*) ; M. Meilliez, 16 voix (*élu*) ; M. Blieck, 2 voix ; M. Mansy, 2 voix ; MM. Beugnies, Leplat, 1 voix chacun ; 4 bulletins blancs.

Secrétaire : M. Beck, 16 voix (*élu*) ; M. Blieck, 3 voix ; MM. Mansy, Despeyroux, 1 voix chacun ; 1 bulletin blanc.

Secrétaire Adjoint : M. Despeyroux, 16 voix (*élu*) ; M. Mansy, 2 voix ; M. Beck, 1 voix ; 3 bulletins blancs.

Bibliothécaire : M. Deconinck, 19 voix (*élu*) ; MM. Didon, Despeyroux, 1 voix chacun ; 1 bulletin blanc.

A l'issue de ces élections, le nouveau Conseil d'Administration pour l'année 1988 se compose donc comme suit :

Président : F. THIEBAULT.

Premier Vice-Président : C. DUPUIS.

Seconds Vice-Présidents : H. CHAMLEY et B. MISTIAEN.

Conseillers : A. DALINVAL, V. PRUD'HOMME, J. CHALARD, M. WATERLOT, J. FERRIERE, F. MEILLIEZ.

Secrétaire : C. BECK.

Trésorier : G. TIEGHEM.

Secrétaire Adjoint : Y. DESPEYROUX.

Délégué aux Publications : Paule CORSIN.

Bibliothécaire : J.F. DECONINCK.

ASSEMBLÉE ORDINAIRE DU MERCREDI 6 JANVIER 1988

Présidence de M. J. CHALARD

Deux nouveaux membres sont élus à l'unanimité des présents. Il s'agit de :

M. Claude AUGRIS, géologue I.F.R.E.M.E.R., Département Géosciences Maritimes, B.P. 337, 29000 Brest Cedex, présenté par MM. C. Beck et H. Chamley.

M. Olivier GOFFETTE, U.S.T.L.F.A., Laboratoire de Dynamique Sédimentaire et Structurale, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, présenté par MM. J.L. Mansy et F. Meilliez.

Puis le Président donne la parole à E. MERCIER qui présente la communication orale intitulée :

“Les anomalies de l'interface eau douce/eau salée dans les plaines maritimes des régions Nord - Pas-de-Calais et Picardie” (*).

ASSEMBLÉE ORDINAIRE DU MERCREDI 3 FÉVRIER 1988

Présidence de M. J. CHALARD, Président pour 1987

puis de M. F. THIEBAULT, Président pour 1988 et 1989

M. Jacques CHALARD ouvre la séance et s'adresse à l'Assemblée en ces termes :

Chers Collègues,

Des circonstances imprévues, qui ont été portées à votre connaissance lors de la séance du 5 février 1986, nous ont amenés, M. le Professeur Waterlot et moi-même, à accepter la présidence de la Société chacun pour un an, M. Waterlot en 1986, moi-même en 1987, alors que nous avons déjà été présidents, l'un et l'autre, dans un passé plus ou moins proche.

Je craignais que ces récurrences, à mes yeux inhabituelles, ne fussent en contradiction avec les traditions de notre Société, traditions qu'un président a le devoir de maintenir. Mais une étude plus approfondie m'a montré qu'il n'en était rien ; dans le long passé de notre Société, depuis l'année 1870, de tels retours, sans être fréquents, n'ont tout de même pas été exceptionnels. On pourrait en citer maint exemple.

La tradition étant sauve, il me reste maintenant à faire le bilan des deux années écoulées.

Nous avons enregistré, en 1986, l'adhésion de 8 nouveaux membres et en 1987, celle de 15 nouveaux membres. Mais, compte tenu des résiliations intervenues par démission ou décès, ou par radiation pour non-paiement des cotisations, le nombre de membres de la Société est resté pratiquement constant.

Deux excursions annuelles ont été organisées, l'une le 21 mai 1986 dans les cavités souterraines de Lezennes, l'autre le 4 octobre 1987 au Centre Historique Minier de Lewarde.

Nos séances ordinaires ont été tenues régulièrement avec 16 communications et 4 conférences en 1986, 14 communications et 3 conférences en 1987, mais aussi deux séances spécialisées très importantes.

L'une s'est tenue les 5 et 6 novembre 1986 avec le concours de la R.C.P. 642 du C.N.R.S. dirigée par M. le Professeur Courel, consacrée au “Paléozoïque supérieur continental” ; elle comportait 18 communications du plus haut intérêt qui ont été publiées dans un fascicule spécial des Annales, celui du deuxième trimestre 1986.

L'autre séance spécialisée, les 5 et 6 mai 1987, consacrée au “Gondwana” s'est tenue sous la direction de M. le Professeur Waterlot. Elle réunissait une cinquantaine de participants, 17 communications ont été présentées. La publication est en bonne voie et le fascicule correspondant devrait sortir très prochainement.

(*) Note qui sera intégrée dans un prochain fascicule.

Nous ne pouvons que remercier les initiateurs et les organisateurs (M^{me} Corsin, MM. Blicck, Courel, Waterlot) de ces deux séances spécialisées. Ils ont réussi, avec une efficacité qui tient du prodige à en trouver le financement, y compris celui, si lourd, de la publication.

Des remerciements particuliers iront, bien sûr, à notre déléguée aux publications, M^{me} le Professeur Corsin, qui a mené à bien, avec son zèle, son dévouement et son autorité habituels, le travail matériel énorme et ingrat de ces publications et de celle des autres fascicules de nos Annales.

Remercions aussi M. Blicck, notre secrétaire ponctuel, qui assure depuis de nombreuses années, un travail obscur, mais combien astreignant, indispensable au fonctionnement de notre Société.

M. l'Abbé Tieghem nous a fait bénéficier une fois de plus de sa compétence, dans la gestion rigoureuse de notre trésorerie, et les autres membres du Conseil ont accepté de nous consacrer un peu de leur temps et de leur expérience. Qu'ils en soient remerciés.

Il ne me reste plus maintenant qu'à m'effacer et à céder la place à M. le Professeur Thiébault dont chacun connaît les qualités et que vous avez choisi pour présider aux destinées de la Société durant les deux prochaines années. Je ne doute pas que, sous sa présidence, la Société Géologique du Nord ne connaisse un avenir brillant.

M. CHALARD cède donc la présidence à M. François THIEBAULT qui prononce l'allocution suivante :

Mesdames, Messieurs, chers sociétaires et amis,

C'est évidemment avec une certaine fierté mais avec beaucoup de modestie que je succède à MM. Chalard et Waterlot et à tant d'autres illustres prédécesseurs à la tête de notre vénérable Société. Sensible à l'honneur que vous m'avez fait, je n'en mesure pas moins la lourdeur de la tâche à accomplir et l'importance des devoirs qui s'attachent à cette nouvelle charge. Mais je sais pouvoir compter sur le dévouement et la compétence des personnes qui m'entourent et me secondent au niveau du Conseil d'Administration avec une mention toute particulière pour certaines d'entre elles. Je pense en particulier à M^{me} Corsin, directrice de la publication, à M. l'Abbé Tieghem, trésorier, et à M. Beck qui, malgré un emploi du temps très chargé, a accepté la lourde charge du secrétariat.

La vie de notre Société dépend beaucoup de leur travail incessant et souvent obscur auquel je suis heureux de rendre hommage. De la même manière, il m'est agréable de rendre hommage à mes prédécesseurs qui ont accepté il y a deux ans, et faut-il le rappeler avant d'illustres plagiaires, une présidence en cohabitation, dans des conditions relevant plus de l'acrobatie que de nos longues traditions. Malgré l'imprévu de la situation, MM. Chalard et Waterlot ont su maintenir le cap et, grâce à leurs qualités intellectuelles et humaines, animer avec brio les séances de notre Société qui, par la voix de son nouveau président, les en remercie.

Il me faut donc maintenant prendre la relève et oser aborder en quelques mots, quelles devront être les préoccupations de notre Société et de son président dans les années à venir.

La première préoccupation est évidemment l'animation scientifique des séances avec comme but de concourir à l'avancement de la géologie en général et particulièrement de la géologie du Nord de la France. A ce propos, les résultats sont encourageants et je suis heureux d'assister et de participer par l'intermédiaire du laboratoire auquel j'appartiens, à un véritable renouveau des recherches géologiques dans le Nord de la France. Ce renouveau, je dois le rappeler, et personnellement avec une certaine émotion, avait été, en grande partie, initié par l'ami, le sociétaire qui nous a quitté l'an passé : J.F. Raoult. Aujourd'hui la peine est moindre de savoir que l'impulsion était donnée et que l'élan se poursuit sous la direction de nos sociétaires belges ou français. Malheureusement, en nous arrachant notre ami A. Beugnies, le destin nous a encore frappé et trop récemment cette fois pour que la douleur ne soit encore vive. Cette embellie de la recherche dans notre région souffrira beaucoup de son absence, de la perte irrémédiable de son expérience scientifique et humaine, alliant tout à la fois l'ironie, la générosité et l'indulgence. Ce savant, cet humaniste, cet honnête homme au sens du Grand Siècle nous manquera beaucoup. Mais nous passons, les Sociétés demeurent, et la nôtre attend déjà pour l'accueillir dans ses Mémoires les résultats de la Thèse de l'un de ses disciples : F. Meilliez. C'est d'ailleurs à ce dernier plus particulièrement que je demanderai de guider notre excursion annuelle pour tout à la fois un retour aux sources et une vision actualisée de cette Ardenne si chère à certains de mes prédécesseurs.

Mais cette nécessité des recherches régionales ne doit pas nous faire oublier que notre Société s'enracine dans des Instituts universitaires animant des recherches dans le monde entier. Il nous faudra donc maintenir la présentation et la diffusion des résultats géologiques obtenus dans divers pays, en veillant à leurs qualités, notre notoriété scientifique en dépend. Dans cette optique je poursuivrai l'initiative de mes prédécesseurs en demandant à des conférenciers de nourrir et d'animer une partie de nos séances sur des sujets dépassant largement le cadre local.

Dans le même ordre d'idée, j'envisage d'organiser une séance spécialisée en 1989, l'année 1988 étant déjà bien remplie par notre participation à la 12^e R.S.T. Dans mon esprit cette séance spécialisée devrait viser un double but. Le premier correspond aux préoccupations de mes prédécesseurs qui, en créant un événement sortant du cadre ordinaire de nos réunions, souhaitaient élargir l'audience de notre Société et créer des collaborations avec d'autres organismes. Le second but visé découle du thème choisi pour cette séance : géologie et aménagement régional. Cette séance cherchera donc à rétablir le dialogue et le contact avec les géologues professionnels dont les liens avec notre Société se sont quelque peu distendus. Mais la réussite d'une telle entreprise n'est absolument pas assurée, c'est pourquoi une prudente modestie me paraît de mise actuellement.

Les propos précédents m'amènent tout naturellement à aborder notre rôle dans la diffusion des connaissances. Nos annales posent, à mon avis, deux problèmes pas nécessairement indépendants. Le premier concerne leur financement. Il affecte des sociétés beaucoup plus importantes que la nôtre, comme la Société géologique de France, c'est donc un problème d'ordre général dont la solution ne peut être envisagée qu'à long terme. Le second problème concerne les annales elles-mêmes. Leur forme me paraît excellente et tout le mérite en revient à notre directrice de publication : M^{me} Corsin. Notre souci doit donc porter, me semble-t-il, sur l'estimation et l'amélioration de leur contenu scientifique.

Notre Société ne peut ignorer l'évolution de la communauté géologique qui l'entoure. Les annales ou bulletins des Sociétés savantes sont désormais évalués nationalement et classés. Ces classements évolueront encore, ils peuvent se durcir, nous devons donc nous préparer à faire face et par conséquent améliorer si possible notre secteur rédactionnel. Je me propose donc d'engager une discussion dans ce sens avec les membres du Conseil d'Administration. Ce problème est important, il ne doit pas être traité à la sauvette et ne doit pas, je l'espère, s'enliser dans des querelles de procédures ou de personnes.

Pour le reste, nos publications matérialisent une opération réussie et heureuse, mais qui va, du fait de la disparition des Thèses d'Etat, s'essouffler puis s'éteindre. Le couronnement et la fin de cette initiative seront, je l'espère et m'en réjouis, marqués par la publication de travaux portant sur la géologie du Nord de la France. Il n'en reste pas moins que ces publications, comparables aux derniers dinosaures par leur taille et leur destin, datent la fin d'une époque. Il nous faut donc trouver un nouveau style de mémoires correspondant à l'époque actuelle, préoccupées surtout par des problèmes de formations initiales et continues. C'est pourquoi nos réflexions devront probablement se tourner vers la réalisation et la diffusion de mémoires tout à la fois scientifiques et pédagogiques, destinés au monde étudiant et enseignant. Ces réflexions ne devraient pas poser de problème puisque nous comptons dans nos rangs M. V. Prudhomme, dont l'expérience nous sera très utile. Il n'en reste pas moins que de telles initiatives demanderont une modification de nos habitudes et des efforts, mais je ne doute pas que notre Société saura relever le défi.

Elle vient en effet, par votre intermédiaire, de prouver sa sagesse et sa patience en écoutant ce long discours, je ne vais donc pas retenir plus longtemps votre attention pour laisser place à d'autres débats. Mais avant de terminer, je voudrais vous remercier de votre confiance et vous assurer que je ferai tout pour la mériter et la garder.

Après l'allocution du nouveau Président, M. l'Abbé G. TIEGHEM, Trésorier, présente le bilan financier de l'exercice 1987. Celui-ci est adopté par l'unanimité des membres présents.

Le Président cède ensuite la parole à L. DAOUDI qui présente une communication, sur un travail réalisé en coopération avec J.F. DECONINCK, J. BEAUCHAMPS et P. DEBRABANT, intitulée :

“Minéraux argileux du bassin d'Agadir (Maroc) au Jurassique supérieur - Crétacé. Comparaison avec le domaine atlantique voisin”.

Puis, M. Cl. PAREYN présente une communication faite en collaboration avec J. LE GALL, F. DORE et F. GRESSELIN, dont le sujet porte sur :

“Le magmatisme alcalin de la distension post-varisque dans le Nord du Massif armoricain : exemples des volcanites carbonifères du Bassin de Carentan et des lamprophyres du Nord-Cotentin”.

Communication écrite de P. HUVELIN et B. MANET :

“Précision sur les âges viséen supérieur et namurien de quelques calcaires bioclastiques du Maroc oriental”.

ASSEMBLÉE GÉNÉRALE DU MERCREDI 9 MARS 1988

Présidence de M. François THIEBAULT, Président

La séance est consacrée à une conférence de M. Christian BECK sur :

“Forages océaniques profonds au front d’une marge active : premiers résultats de la mission Ocean Drilling Program 110”.

Communications écrites

- B. GORDO, J.Y. HENRY, A. LEBLANC et J.P. HENRY. – Energie d’initiation et de fracture dans deux calcaires. Influence de la longueur propagée et de la pression de confinement.
- A. BOUROZ. – Réflexions sur l’orogénèse varisque dans le Nord de la France : Grande Faille du Midi et tectonique globale.

LISTE DES MEMBRES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

ÉTABLIE AU 10 JANVIER 1989

- ACCARIE Hugues, 7, rue des Tilleuls, 77210 Avon.
AMEDRO Francis, 26, rue de Nottingham, 62100 Calais.
ANGELIER Jacques, Université P. et M. Curie, Lab. de Géologie Structurale, 4, place Jussieu, T. 26-25, E 1,
75230 Paris Cedex 05.
ANSART-LELIEVRE T., Tour de l'Europe, 3, boulevard de l'Europe, 68100 Mulhouse.
ARNOULT Philippe, 6, square E. Blandin, 44400 Rezé.
ASSOR Richard, 39, rue des Amandiers, 97139 Abymes-Raizet.
AUGRIS Claude, IFREMER Centre de Brest, B.P. 70, 29263 Plouzane.
- BABIN Claude, Université Claude Bernard, Dép. des Sciences de la Terre, 27-43, boulevard du 11 Novembre,
69622 Villeurbanne Cedex.
BADILLET Guy, 8, rue de l'Alboni, 75016 Paris.
* † BARROIS Charles, Membre de l'Institut.
* BARROIS C.E., Fontaine-les-Grès, 10170 Méry-sur-Seine.
* † BARROIS Jean.
BARTA Ladislav, Faculté des Sciences de Reims, B.P. 347, 51862 Reims Cedex.
BASSIAS Joannis, 23, rue Bobillot, 75013 Paris.
BATTIAU-QUENEY Yvonne, 8, Résidence Tuileries, 566, avenue de la République, 59000 Lille.
BEAUCHAMP Jacques, Université de Picardie, Département de Géologie, 80039 Amiens Cedex.
BEAUMONT Claude, 3, avenue Sainte-Marie, 92370 Chaville.
BEAUVAIS Louise, Université P. et M. Curie, Lab. de Paléontologie des Invert., 4, place Jussieu, T. 24, 75230 Paris Cedex 05.
BECK Christian, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Dyn. Séd. Struct., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
BECKARY Sophie, Musée de Géologie et Houiller, 19, rue de Bruxelles, 59000 Lille.
BECQ-GIRAUDON Jean-François, 10, rue du Grenier à Sel, 45000 Orléans.
BELHIS Amor, 7, Cité Sainte-Barbe, 62110 Hénin-Beaumont.
BELTAN Laurence, Muséum d'Histoire Naturelle, Institut de Paléontologie, 8, rue Buffon, 75005 Paris.
BENEST Michel, Université Claude Bernard, Dép. des Sciences de la Terre, 15-43, boulevard du 11 Novembre,
69622 Villeurbanne Cedex.
BERGERAT Françoise, Université P. et M. Curie, Dép. de Géotectonique, 4, place Jussieu, T. 26, 75230 Paris Cedex 05.
BEUN Noël, Terdeghem, 59114 Steenvoorde.
BIAYS Pierre, 5, allée des Résédas, 59700 Marcq-en-Barœul.
BICHOT Francis, Université de Bordeaux III, Institut de Géodynamique, avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex.
BIGEY Françoise, Université P. et M. Curie, Dép. de Géologie Sédimentaire, 4, place Jussieu, T. 15, 75252 Paris Cedex 05.
BLAISE Bertrand, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Dyn. Séd. Struct., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
BLIECK Alain, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Paléobotanique, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
BLONDEAU Alphonse, Université P. et M. Curie, Lab. de Géol. des Bassins Séd., 4, place Jussieu, T. 14, E. 4,
75230 Paris Cedex 05.
BONTE Antoine, 11/2, rue Calmette, Bois de Gruson, 59152 Chérenghem.
BOREL André, 605, rue du Pont, Auchy-les-Orchies, 59310 Orchies.

Les noms des Membres à perpétuité sont précédés d'un astérisque, ceux des Membres à vie de deux astérisques.

- BOULVAIN Frédéric, Université Libre de Bruxelles, Lab. Ass. de Géol. Pétr. Géochrono., 50, avenue Roosevelt,
B - 1050 Bruxelles (Belgique).
- BOUQUILLON Anne, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Dyn. Séd. Struct.,
59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- BOUROZ Alexis, 110, avenue Félix Faure, 75015 Paris.
- BOURROUILH Robert, 1, avenue Labourdette, 64000 Pau.
- BRICE Denise, 14, rue Yves Decugis, 59650 Villeneuve d'Ascq.
- BROUSMICHE Claudine, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Paléobotanique,
59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- BUISSART Hubert, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Géol. Dyn., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- BUREAU Dominique, Université P. et M. Curie, Lab. de Géodynamique, 4, place Jussieu, T. 15, E. 1, 75230 Paris Cedex 05.
- CAPELLE Hervé, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Pétrologie, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- CAPET Xavier-François, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Dyn. Séd. Struct.,
59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- CARLIER Erick, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Hydrogéologie, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- CELET Paul, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Géol. Dyn., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- CHALARD Jacques, 65, rue d'Arleux, 59500 Douai.
- CHAMLEY Hervé, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Dyn. Séd. Struct., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- CHARLET J.M., 268, route de Mons, 7320 Hornu (Boussu) (Belgique).
- CHARVET Jacques, Université d'Orléans, Dép. des Sciences de la Terre, Domaine Universitaire, 45046 Orléans Cedex.
- CHAUVE Pierre, Université de Besançon, Lab. Géologie Struct. Appl., Fac. Sciences, place Leclerc, 25030 Besançon Cedex.
- CHOROWICZ Jean, 73, boulevard Roger Salengro, 93190 Livry-Gargan.
- CLABAUT Philippe, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Dyn. Séd. Struct., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- CLEMENT Bernard, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. de Pétrologie, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- CLIN Michel, Université de Bordeaux III, Institut de Géodynamique, avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex.
- COEN Michel, 1, avenue E. Lacomblé, 1040 Bruxelles (Belgique).
- COEN-AUBERT Marie, 1, avenue E. Lacomblé, 1040 Bruxelles (Belgique).
- COLBEAUX Jean-Pierre, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Hydrogéologie, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- CONIL Raphaël, Université Catholique de Louvain, Institut de Géologie, place Louis Pasteur, 1348 Louvain-la-Neuve (Belgique).
- CONRAD Georges, Univ. des Sci. et Tech. de St-Jérôme, Laboratoire de Sédimentologie, 13397 Marseille Cedex 13.
- CONRAD Jacqueline, Faculté des Sciences St-Jérôme, Laboratoire de Sédimentologie, 13397 Marseille Cedex 13.
- COQUEL Robert, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Paléobotanique, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- CORSIN Paule, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Géol. Stratigr., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- COULON Hervé, Centre d'Etudes Nucléaires D.R.D.D. - L.A.M.C., B.P. n° 6, 92260 Fontenay-aux-Roses.
- COULON Michel, Faculté des Sciences de Reims, Laboratoire de Géologie, 51062 Reims Cedex.
- COUREL Louis, Université de Dijon, Institut des Sciences de la Terre, 6, boulevard Gabriel, 21000 Dijon.
- COURTY Georges, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Pétrologie, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- CRAMPON Norbert, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Hydrogéologie, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- CRASQUIN-SOLEAU Sylvie, Université P. et M. Curie, Lab. Géologie des Bassins Séd., 4, place Jussieu, T. 14, E. 4,
75252 Paris Cedex 05.
- CROUZEL Fernand Jacques, Institut Catholique, 31, rue de la Fonderie, 31068 Toulouse Cedex.
- CUIR Pierre, 7, avenue du 18 Juin, 59790 Ronchin.
- DALINVAL André, Résidence St-Rémy, 182, rue de Loffre, Lewarde, 59287 Guesnain.
- DANLOUX Joël-Marc, 6, place Comerre, 59132 Trélon.
- DAOUDI Lahcen, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Dyn. Séd. Struct., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- DAVID Louis, 393, cours Emile Zola, 69100 Villeurbanne.
- DE LUCA Patrick, Université François Rabelais, Laboratoire de Géologie, Parc de Grantmont, 37200 Tours.
- DEBAERE Jean-Pierre, 67, avenue Becquart, 59130 Lambersart.
- DEBRABANT Christian, 139, rue J.B. Corot, Cuincy 59500 Douai.
- DEBRABANT Pierre, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Dyn. Séd. Struct., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- DEBUYSER Michel, 471, rue des Moulins, Autingues 62160 Ardres.
- DECONINCK Jean-François, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Dyn. Séd. Struct.,
59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

- DECROUEZ Danielle, Muséum d'Histoire Naturelle, route de Malagnou, CP 434, CH - 1211 Genève 6 (Suisse).
- DEGARDIN Jean-Marie, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Géol. Stratigr., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- DEGRUGILLIERS Patrick, 50, route d'Oppy, Neuveuil 62580 Vimy.
- DELANCE Jean-Henri, Université de Dijon, Institut des Sciences de la Terre, 6, boulevard Gabriel, 21000 Dijon.
- DELBART Robert, Saint-Josse-sur-Mer, 62170 Montreuil-sur-Mer.
- DELMER André, 16, avenue Col. Daumerie, 1160 Bruxelles (Belgique).
- DERCOURT Jean, Univ. P. et M. Curie, Laboratoire de Stratigraphie, 4, place Jussieu, T. 15, E. 4, 75230 Paris Cedex 05.
- DEROO Gérard, chemin du Clos Saint-Martin, 78620 L'Etang-la-Ville.
- DERYCKE Claire, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Paléontologie, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- DESCHAMPS Guy, 3, rue du Commissaire Martin, 59700 Marcq-en-Barœul.
- DESCHAMPS Marc, 71, rue de Neuilly, 93250 Villemomble.
- DESPEYROUX Yves, Conseil Régional, 7, square Morisson, B.P. 2035, 59014 Lille.
- DEZOBRY Claude, 30, Résidence Van Gogh, Cuijcy 59500 Douai.
- DEZWARTE Jean-Marie, 98, rue Louis Guislain, Nomain 59310 Orchies.
- DHONDT Annie, Institut Royal des Sci. Naturelles, Paléontologie, 29, rue Vautier, 1040 Bruxelles (Belgique).
- DIDON Jean, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Dyn. Séd. Struct., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- ** DOLLE Pierre, 48, rue des Belles Feuilles, 75116 Paris.
- DOREMUS Christian, 38, rue Decugis, 59650 Villeneuve d'Ascq.
- DOREMUS Pascal, 2, rue de l'Abbaye, 59740 Liessies.
- DOUBINGER Jeanne, Université Louis Pasteur, Lab. de Géologie et de Paléontologie, 1, rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex.
- DUBREUIL Marcel, 1, rue Comtesse de Ségur, 44800 Saint-Herblain.
- DUPUIS Christian, 149, rue du Delta, 7210 Mons-Excusesmes (Belgique).
- DURAND-DELGA Michel, Université Paul Sabatier, Lab. Géologie Méditerranéenne, 38, rue des 36 Ponts, 31078 Toulouse Cedex.
- ELMI Serge, 32, rue Michel Dupeuple, 69100 Villeurbanne.
- FABRE Jean, Université de Grenoble I, Institut Dolomieu, rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble Cedex.
- FERGUSON Josette, 167, avenue Pottier, 59130 Lambersart.
- FERRANDON Alain, 48, cours Camon, 64000 Pau.
- FERRIERE Jacky, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Géol. Dyn., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- FIEVET Joël, 6, rue des Prairies, Courchelettes 59500 Douai.
- FIRTION F., Saurenhau Kleiner Bartenberg Eichendorffstrasse 13, D - 6601 Scheidt (West Deutschland).
- FLEURY Jean-Jacques, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Pétrologie, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- FOUCHER Jean-Claude, Faculté des Sciences de Reims, Département de Géologie, B.P. 347, Reims Cedex.
- FOULON Janine, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Dyn. Séd. Struct., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- FOURRIER Hervé, 92, rue Ma Campagne, 59200 Tourcoing.
- GARCIA-ALCADE Jenaro, Universidad de Oviedo, Departamento de Paleontologica, Oviedo (Espagne).
- GAYOT Philippe, 176, avenue de la République, 59110 La Madeleine.
- GEHU Jean-Marie, Hameau de Hendries, 59270 Bailleul.
- GEVART Pierre, 28, boulevard Harpignies, 59300 Valenciennes.
- GEYS Jooris, Jan Moorkensstraat 24, B - 2600 Berchem (Belgique).
- GILBIN Bernard, 27, avenue du Peintre Grau, 59200 Tourcoing.
- GODEFROID Jacques, Institut Royal des Sciences Naturelles, 29, rue Vautier, 1040 Bruxelles (Belgique).
- GODFRIAUX Ivan, Faculté Polytechnique du Hainaut, Département de Géologie, 9, rue de Houdain, 7000 Mons (Belgique).
- GOFFETTE Olivier, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Dyn. Séd. Struct., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- * † GOSSELET Jules, Membre de l'Institut, Fondateur de la Société Géologique du Nord.
- GOUILLARD Maurice, 50, avenue des Lilas, 59000 Lille.
- GOURVENNEC Rémy, Université de Bretagne Occidentale, Lab. de Paléont. et Stratigraphie, avenue Le Gorgeu, 29283 Brest Cedex.
- GUILLOT François, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Dyn. Séd. Struct., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- GULLENTOPS Frans, Meesberg 28, 3201 Holsbeek (Belgique).
- HAEQUAERT Armand, Rijksuniversiteit Gent, Krijgslaan 281, 9000 Gent (Belgique).
- HARIELLE Christian, 46 bis, rue du 4 Septembre, 24290 Montignac.

- HAUDOUR Jean, Yronde, 63270 Vic-le-Comte.
HENRY J.L., Université de Rennes, Institut de Géologie, Lab. Paléont. et Stratigraphie, 35042 Rennes Cedex.
HENRY J.P., Université de Lille Flandres-Artois, E.U.D.I.L., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
HERVOUET Yves, Université de Pau, Lab. Géodynamique de Bassins Séd., avenue de l'Université, 64000 Pau.
HEYLER Daniel, Muséum d'Histoire naturelle, Institut de Paléontologie, 8, rue Buffon, 75005 Paris.
HIVET Marinette, 272, rue des Trois Pierres, 59150 Wattrelos.
HOLTZAPFFEL Thierry, Résidence de La Neuville, rue Hyacinthe Corne, 59500 Douai.
HOYEZ Bernard, Université du Havre, UFR des Sciences et Techniques, place Robert Schumann, 76610 Le Havre.
HUPE Pierre, 9, square Charles Laurent, 75015 Paris.
HUVELIN Paul, Service d'Etude des Gîtes Minéraux, Direction de la Géologie, Ministère de l'Energie et Mines, Rabat (Maroc).
HUYGHE Anne, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Dyn. Séd. Struct., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- IMBERT Thierry, Université de Paris XI, Bât. 504, Lab. Géoch. Roches. Sédim., 91045 Orsay Cedex.
IZART Alain, 8, rue Saint-Armand, 62930 Wimereux.
- JACOBSHAGEN V., Freie Universität Berlin, Institut für Geologie, Altensteinstrasse 342, FB 24, WE 1, 1000 Berlin 33 (West Deutschland).
- KHATIR Amar, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Dyn. Séd. Struct., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
KOTZMANN Véronique-Marie, 54, rue de Wattignies, 62430 Sallaumines.
- LAFUSTE Jean, Muséum d'Histoire Naturelle, 8, rue Buffon, 75005 Paris.
LAUMONDAIS Alain, 9, rue des Chenêts, 78100 St-Germain-en-Laye.
LAURENTIAUX Daniel, Faculté des Sciences de Reims, 51062 Reims Cedex.
LAVEINE Jean-Pierre, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Paléobotanique, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
LE MENN Jean, 22, rue de la Fontaine, 29239 Gouesnou.
LEBRET Patrick, 265, rue de Paris, Ecole Jules Ferry, 76800 St-Etienne-du-Rouvroy.
LEFAVRAIS-RAYMOND Andrée, Mas de la Croix, Beduet 46100 Figeac.
LEFEVRE Christian, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Pétrologie, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
LEGRAND Fortuné, 36, rue Jules Guesde, 62430 Sallaumines.
LEGRAND Philippe, Résidence Croix des Rameaux, Bât. B, rue des Robertoux, 63370 Limoges.
LEGRAND-BLAIN Marie, Château Tautzia, route de Bayonne, 33170 Gradignan.
LEKKAS Spiridon, Université d'Athènes, Lab. Géologie et Paléontologie, 46, rue Akadimias, 143 Athènes (Grèce).
LEMOIGNE Yves, Université Claude Bernard, Dép. des Sciences de la Terre, 27-43, boulevard du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne Cedex.
LEMONS DE SOUSA Manuel Joao, rua de Costa Cabral, 799 Porto (Portugal).
LENTACKER Firmin, 17, place du Maréchal Leclerc, 59800 Lille.
LEPLAT José, 18, p. du Sternberg, 59126 Linselles.
LETHIERS Francis, Université P. et M. Curie, Lab. de Géol. des Bassins Séd., 4, place Jussieu, T. 14, E. 4, 74252 Paris Cedex 05.
LOBOZIAK Stanislas, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Paléobotanique, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
LUCAS Gabriel, 3, rue Paillet, 75005 Paris.
LYS Maurice, 36, rue de Buzenval, 92210 Saint-Cloud.
- MAGNE Jean, 16, rue des Pivoines, 31400 Toulouse.
MAGNIEZ Jean-Michel, 51, avenue Belle Isle, St-Léonard, 62360 Pont-de-Briques.
MAGNIEZ-JANNIN Françoise, Université de Dijon, Institut des Sciences de la Terre, 6, boulevard Gabriel, 21000 Dijon.
MAILLOT Henri, Université de Lille Flandres-Artois, E.U.D.I.L., Géotech. Génie Civil, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
MANIA Jacky, Université de Besançon, Laboratoire de Géologie, 1, place Leclerc, 25000 Besançon.
MANSY Jean-Louis, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Dyn. Séd. Struct., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
MARIETTE Henri, 42, rue de Montreuil, 62830 Samer.
MARION M^{me}, 7, rue du Pré Brûlé, 59730 Solesmes.
** MARLIERE René, 20, rue Louis Pierrard, 7020 Hyon (Belgique).
MASCLE Georges, Université de Grenoble I, Laboratoire de Géologie, rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble Cedex.
MASSON François-Xavier, 26, rue de Roubaix, 59242 Templeuve.
MEILLIEZ Francis, Université du Maine, Laboratoire de Géologie, route de Laval, 72017 Le Mans.

- MELOU Michel, Université de Bretagne Occidentale, Lab. Pal. et Strati. du Paléozoïque, 6, avenue Le Gorgeu, 29283 Brest Cedex.
MERCIER Eric, Université de Franche-Comté, Lab. Géologie Struct. et Appliquée, place Leclerc, 25030 Besançon Cedex.
MERCIER-CASTIAUX Monique, 368, rue Henri Dupré, 59590 Raismes.
MERIAUX Emile, I.U.T. Génie Civil, avenue des Facultés, 80044 Amiens Cedex.
MIROUSE Raymond, Université Paul Sabatier, Laboratoire de Géologie, 39, allée Jules Guesde, 31400 Toulouse.
MERLE Louis, 70, rue Giroud, 59500 Douai.
MEURISSE Marc, 3, rue du Plâtre, 75004 Paris.
MIART Emile, 35, rue J.J. Rousseau, 08100 Charleville-Mézières.
MICONNET Pascal, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Géol. Dynamique, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
MISTIAEN Bruno, Faculté Libre des Sciences, Laboratoire de Géologie, 13, rue de Toul, 59045 Lille Cedex.
MONCHY Eugène, 20, rue Raymond Sulliger, 62680 Méricourt-sous-Lens.
MONTENAT Christian, 7, avenue du Cèdre, 91400 Orsay.
MOUTERDE René, 25, rue du Plat, 69002 Lyon.
MULLER Adolphe, Lehrgebiet Allg. u. Hist. Geologie der RWTH Aachen, Templergraben 55, 5100 Aachen (West Deutschland).
MULLER Jacques, Université St-Charles Aix Marseille 1, Lab. Dyn. des Plates-Formes Carb., 3, place Victor Hugo, 13331 Marseille Cedex 3.
MUNAUT André, Université Catholique de Louvain, Institut de Géologie, 4, place Croix du Sud, 1348 Louvain (Belgique).
- OLEJNICZAK Jacques, 34, rue Eiffel, 62300 Lens.
OVTRACHT André, Ministère de l'Énergie et Mines, Service Géologique du Maroc, B.P. 6208, Rabat (Maroc).
- PAREYN Claude, Université de Caen, Département de Géologie, Esplanade de la Paix, 14032 Caen Cedex.
PELHATE Annick, Université du Maine, Laboratoire de Géologie, route de Laval, 72017 Le Mans.
PERRET Marie-France, Université Paul Sabatier, Laboratoire de Géologie Pétrologie, 38, rue des 36 Ponts, 31400 Toulouse.
PIETTE Armelle, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Dyn. Séd. Struct., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
PILLET Jean, Le Prieuré de Beaumont, Bouchemaine-Pruniers 49000 Angers.
PLATEVOET Richard, 68, rue de la Fontaine, Lauwin-Planque 59500 Douai.
PLUSQUELLEC Yves, Université de Bretagne Occidentale, Lab. Pal. et Strati. du Paléozoïque, 6, avenue Le Gorgeu, 39283 Brest Cedex.
POMEROL Charles, 36, Vieux Chemin de Paris, 95270 Luzarches.
PONCET Jacques, Université de Caen, Département de Géologie, Esplanade de la Paix, 14032 Caen.
PREAT Alain R.Y., Université Libre de Bruxelles, Labo. Ass. Géologie-Pétrologie-Géochronologie, 50, avenue F.D. Roosevelt, 1050 Bruxelles (Belgique).
PROUVOST Jean, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Minéralogie, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
PRUDHOMME Victor, 7, allée de la Cerisaie, 59700 Marcq-en-Barœul.
- RAUSCHER Raymond, Université Louis Pasteur, Institut de Géologie I, rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex.
REGNAULT Serge, Université de Rennes, Lab. Paléontologie et Stratigraphie, Campus de Beaulieu, avenue Leclerc, 35042 Rennes Cedex.
RICOUR Jean, BRGM, Domaine de Lermigny, route Léon Lachamp, 13009 Marseille.
RIQUIER Bernard, 19, avenue du Maréchal Leclerc, 59110 La Madeleine.
ROBARDET Michel, Université de Rennes, Institut de Géologie, Campus de Beaulieu, avenue Leclerc, 25042 Rennes Cedex.
ROBASZYNSKI Francis, Faculté Polytechnique du Hainaut, Département de Géologie, 9, rue de Houdain, B - 7000 Mons (Belgique).
ROBERT Pierre, Université de Picardie, Fac. Sci., Département de Géologie, 33, rue St-Leu, 80039 Amiens Cedex.
ROCHE Pierre-Marc, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Paléontologie, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
ROHART Jean-Claude, 90, rue Claude Gardelein, 59140 Dunkerque.
- SARTENAER P., Institut Royal des Sci. Naturelles, Paléontologie, 29, rue Vautier, 1040 Bruxelles (Belgique).
SERRET Laurence, c/o M. MICHEL J.L., 46 B, rue du Brouazn, 74100 Annemasse.
SOMME Jean, 119 bis, rue de la Rianderie, 59700 Marcq-en-Barœul.
SOUQUET Pierre, 5, rue Mondran, 31400 Toulouse.
STYZA André, 43, rue d'Haubourdin, 59000 Lille.
SUTER Gabriel, Les Clausonnes, 06410 Biot.

TERMIER Geneviève, 90, rue Gustave Vatonne, 91190 Gif-sur-Yvette.

TERMIER Henri, 90, rue Gustave Vatonne, 91190 Gif-sur-Yvette.

THIEBAULT François, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Dyn. Séd. Struct.,
59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

TIEGHEM Gilbert, 94, rue Alfred Delecourt, 59150 Wattrelos.

TOURNEUR Francis, Université Catholique de Louvain, Lab. de Paléontologie, 4, place Croix du Sud,
1348 Louvain-la-Neuve (Belgique).

TRIBOULET Claude, Université P. et M. Curie, Lab. de Pétrologie Minéralogique, 4, place Jussieu, T. 26. E. 3,
75230 Paris Cedex 05.

TSOFLIAS Pandelis, 11, rue Metsovou Paleo Faliro, 17 563 Athènes (Grèce).

VACHARD Daniel, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Paléobotanique, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

VANDENBERGHE Noël, K. U. Leuven Inst. Geologie Redingenstraat 16, 3000 Leuven (Belgique).

VETTER Pierre, 4, allée Frédéric Mistral, 31400 Toulouse.

VIDIER Jean-Pierre, rue Verte, Nortkerque, 62370 Audruicq.

VIZCAINO Daniel, 22, rue Basse, 11000 Carcassonne.

VOISIN Léon, 8, rue Meyrac, 08000 Charleville-Mézières.

VRIELYNCK Bruno, Université P. et M. Curie, Laboratoire de Stratigraphie, 4, place Jussieu, T. 15, 75230 Paris Cedex 05.

WAGNER Robert H., E.N. Carbonifera del sur Penarroya-Pueblonuevo, Cordoba (Espagne).

WATERLOT Michel, Univ. Lille Flandres-Artois, UFR Sciences de la Terre, Lab. Géol. Strati., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

WILLEFERT Solange, 8, rue de Tétouan, Rabat (Maroc).

Minéraux argileux du bassin d'Agadir (Maroc) au Jurassique supérieur-Crétacé Comparaison avec le domaine est-atlantique voisin

Upper Jurassic-Cretaceous clay mineral assemblages of the Agadir Basin (Morocco) Comparison with the adjacent East-Atlantic D.S.D.P. sites

par Lahcen DAOUDI*, Jean-François DECONINCK*, Jacques BEAUCHAMP** et Pierre DEBRABANT*

Résumé. – Les assemblages argileux oxfordiens à maastrichtiens du domaine situé au Sud du Haut Atlas occidental (bassin d'Agadir) sont étudiés par diffraction des rayons X et microscopie électronique à transmission. Leur nature dépend de la diagenèse d'enfouissement et des environnements mésozoïques.

La diagenèse d'enfouissement se manifeste surtout au Malm et au Crétacé inférieur par l'accroissement des proportions d'illite et de chlorite avec la profondeur. Les influences détritiques sur la composition des assemblages argileux du bassin d'Agadir dépendent de la combinaison de trois facteurs principaux :

1) L'activité tectonique des bordures continentales, qui s'exprime au Jurassique supérieur, au passage Barrémien-Bédoulien et au Turonien par l'apport accru de minéraux illitiques.

2) La transgression cénomaniennne, enregistrée par l'augmentation de smectite aux dépens des autres minéraux argileux.

3) L'existence de climats chauds et hydrolysants durant les périodes de stabilité, suggérée par les fortes proportions moyennes de smectite et de kaolinite par rapport à l'illite et à la chlorite.

Au large des côtes marocaines, les assemblages argileux sont proches de ceux du bassin d'Agadir. Des différences existent toutefois, marquées par la présence de smectites au Crétacé inférieur et l'apparition de palygorskite dès le Barrémien en Atlantique ; elles résultent, respectivement, de l'absence de diagenèse d'enfouissement dans les sites atlantiques et de conditions locales d'érosion. Plus au Sud, dans le bassin du Sénégal et du Cap Vert, les assemblages argileux beaucoup plus riches en smectites qu'à la latitude du Maroc reflètent la stabilité du craton africain par rapport à l'instabilité des chaînes alpines du Nord-Ouest de l'Afrique.

Abstract. – *X-ray diffraction and transmission electron microscope analyses have been performed on clay-mineralogical assemblages of the Oxfordian to Maastrichtian series of the Agadir basin (South West of the High Atlas range, Morocco).*

The distribution of the clay assemblages throughout Upper Jurassic and Cretaceous depends on burial diagenesis and detrital supply.

Burial diagenesis expressed by increasing proportions of illite and chlorite with depth, mainly occurs in Upper Jurassic sediments.

The composition of the detrital clay-mineralogical assemblages results from the combination of three main factors :

– *The tectonic activity is expressed by illitic inputs during Upper Jurassic, at the Barremian-Bedoulian boundary and during the Turonian.*

– *The Cenomanian transgression correlates to increasing proportions of smectite.*

– *Hot and seasonally-humid climates are expressed by smectite-rich clay assemblages during Upper Cretaceous.*

Off the Moroccan coasts, clay mineral assemblages are similar to those encountered in the Agadir basin and reflect the same sedimentary features. The differences recorded are marked by the occurrence of smectites during Lower Cretaceous, and inputs of palygorskite as soon as the Barremian into the Atlantic ; they respectively result from the absence of burial diagenesis in the Atlantic sites and from local conditions of erosion. More southward, in the Cape Verde basin (site 367), the average smectite-rich clay assemblages in Cretaceous sediments reflect the stability of the African basement relatively to the instability of the Alpine Chains in North-West Africa.

* Laboratoire de dynamique sédimentaire et structurale et U.R.A. 719 C.N.R.S., Sciences de la terre, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

** Département de Géologie, Faculté des Sciences, 33, rue Saint-Leu, 80039 Amiens Cedex.

Note présentée le 8 Février 1988 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 Novembre 1988.

I. - PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Le bassin d'Agadir, encore appelé bassin des Idaou-Tanane, représente le versant méridional du Haut Atlas occidental, situé au Sud-Ouest du Maroc. Il constitue en partie la terminaison occidentale de la chaîne alpine du Haut Atlas orientée Nord-Est/Sud-Ouest (fig. 1).

Le bassin d'Agadir est constitué de plis à grands rayons de courbure. Il comprend au Nord la zone haute centrale où n'affleure que le Jurassique, et au Sud la zone sud atlasique, beaucoup moins montagneuse, et qui recèle du Crétacé.

Les subdivisions stratigraphiques du Jurassique supérieur et du Crétacé, qui s'étendent sur 2 000 mètres d'épaisseur, sont fondées sur des faunes d'Ammonites à l'exclusion du Cénomaniens daté par des Huitres, et du Campanien daté par des Foraminifères (Ambroggi et Breistroffer, 1959 ; Ambroggi, 1963).

La présente étude comprend d'une part la description et l'interprétation de l'évolution des assemblages argileux du bassin depuis l'Oxfordien jusqu'au Maastrichtien, et d'autre part la comparaison de ces assemblages avec ceux reconnus dans le domaine Est-Atlantique voisin à la faveur des forages du Deep Sea Drilling Project.

chtien, et d'autre part la comparaison de ces assemblages avec ceux reconnus dans le domaine Est-Atlantique voisin à la faveur des forages du Deep Sea Drilling Project.

II. - ÉCHANTILLONNAGE ET MÉTHODES D'ÉTUDES

Une centaine d'échantillons prélevés sur cinq coupes stratigraphiquement complémentaires ont été étudiés (fig. 1) : Coupe du Cap Rhir, d'Addar, d'Iggui n'Tassila, de Tarhzoute et d'Aourir.

La technique utilisée pour l'identification de la fraction argileuse ($< 2 \mu\text{m}$) est la diffraction des rayons X sur pâtes orientées de particules non calcaires selon des techniques décrites par Holtzapfel (1985). Pour les échantillons trop pauvres en matériel argileux, on utilise la technique des agrégats orientés. De plus, certains échantillons ont fait l'objet d'observations par microscopie électronique à transmission afin de confirmer la présence d'argiles fibreuses.

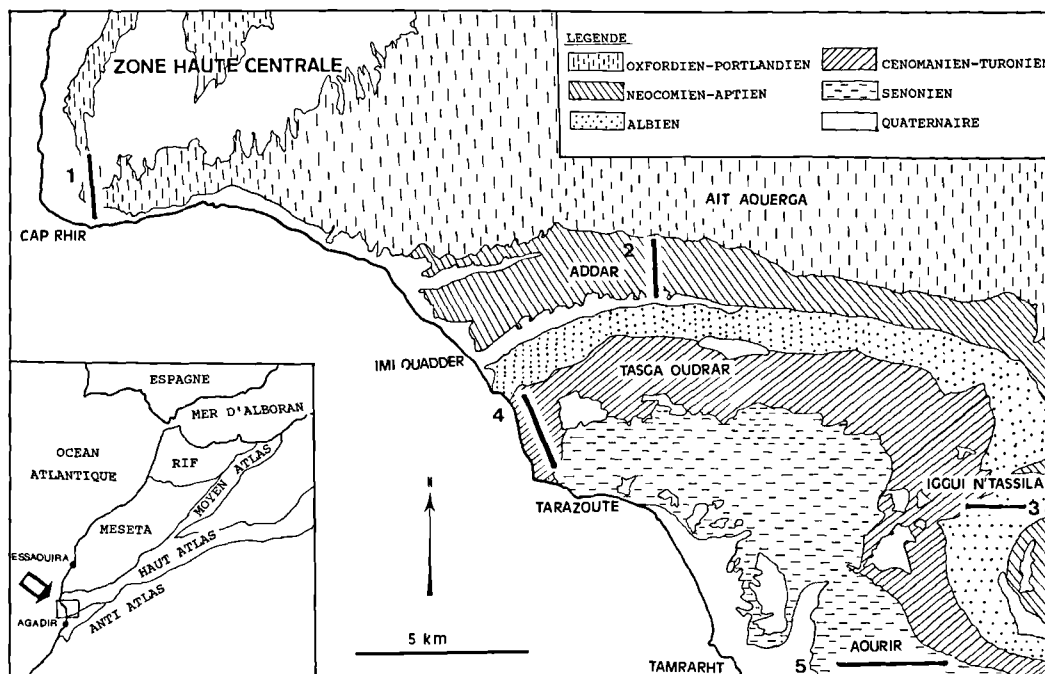


Fig. 1. - Localisation du secteur et des coupes étudiées.

- 1 : Coupe du Cap Rhir (Oxfordien-Portlandien) ; 2 : Coupe d'Addar (Berriasien-Aptien) ; 3 : Coupe d'Iggui n'Tassila (Albien) ; 4 : Coupe de Taghazoute (Cénomaniens-Turonien) ; 5 : Coupe d'Aourir (Coniacien-Maastrichtien).

Fig. 1. - Location map and studied sections.

- 1 : Cap Rhir section (Oxfordian-Portlandian) ; 2 : Addar section (Berriasian-Aptian) ; 3 : Iggui n'Tassila section (Albian) ; 4 : Taghazoute section (Cenomanian-Turonian) ; 5 : Aourir section (Coniacian-Maastrichtian).

Des analyses géochimiques de la roche totale ont également été effectuées sur les seize échantillons du Jurassique supérieur dans le but d'identifier d'éventuelles influences volcaniques. Les analyses ont été réalisées par spectrométrie d'absorption atomique et moléculaire selon les techniques définies par Pinta (1971).

III. - RÉSULTATS

Les assemblages argileux identifiés de l'Oxfordien au Maastrichtien sont constitués de minéraux variés : Chlorite, illite, interstratifiés irréguliers, vermiculite, smectite et kaolinite. Les variations des proportions relatives de ces minéraux permettent d'individualiser 5 zones minéralogiques (fig. 2). A l'exception du Kimméridgien inférieur, la série étudiée ne présente pas de relations entre la lithologie et la minéralogie des argiles.

1) Zone I : Oxfordien supérieur - Valanginien

La lithologie est très variée mais les assemblages argileux sont assez homogènes : surtout illite (70 % en moyenne), puis chlorite (15 % en moyenne) et peu d'interstratifiés irréguliers vermiculitiques (illite-vermiculite et chlorite-vermiculite). A partir du Kimméridgien supérieur, la proportion de chlorite diminue régulièrement vers le sommet de la zone.

Au Kimméridgien, au sein d'une lithologie particulière (les marnes chocolats) apparaît une association minérale caractérisée par la présence de vermiculite (20 %) et de traces de kaolinite.

2) Zone II : Hauterivien supérieur - Albien

Cette période est marquée par le développement de la kaolinite (jusqu'à 25 %). L'illite (60 à 70 %) domine encore le cortège minéralogique, mais la chlorite continue à diminuer progressivement. A la limite du Barrémien et du Bédoulien, s'observe une augmentation nette d'illite et de chlorite compensée par une disparition momentanée de la kaolinite. Cet assemblage argileux est associé à une lithologie à dominante gréseuse.

3) Zone III : Cénomanién

Cette zone, qui prend naissance dans les calcaires de l'Albien supérieur, correspond à l'apparition et au large développement des smectites aux dépens de l'illite, de la chlorite, puis de la kaolinite. La proportion de smectite est de l'ordre de 40 % au Cénomanién inférieur, et atteint 85 % au sommet de l'étage.

4) Zone IV : Turonien-Coniacien

Elle est définie par une augmentation brutale de l'illite, des interstratifiés, de la kaolinite et du quartz. Elle peut être subdivisée en deux sous-zones.

- Au Turonien, la fraction argileuse est dominée par l'illite (75 %) et les interstratifiés irréguliers illite-vermiculite (20 %). La quantité de chlorite est pratiquement négligeable.

- Au Coniacien, en revanche, la kaolinite domine l'assemblage minéralogique (55 %), puis décroît rapidement.

5) Zone V : Santonien-Maastrichtien

La smectite redevient très rapidement dominante et constitue le minéral majeur (65 à 95 %). La kaolinite et la chlorite disparaissent pratiquement. L'illite presque inexistante au Santonien supérieur réapparaît ultérieurement par à-coups pour tendre vers un maximum de 30 % au Maastrichtien. L'opale CT (cristobalite-tridymite) est le minéral dominant associé aux argiles.

IV. - DISCUSSION

1) Influences diagénétiques

Du haut vers le bas de la série, dans les dépôts albo-cénomanién, l'accroissement des proportions d'illite et de chlorite au détriment de la smectite et de la kaolinite suggère l'influence d'une diagenèse d'enfouissement. Les smectites sont en effet sensibles aux augmentations de pression et de température et se transforment selon la disponibilité respective du potassium et du magnésium en illite ou chlorite (Dunoyer de Segonzac, 1969 ; Hower *et al.*, 1976 ; Kisch, 1983). L'amélioration de la cristallinité de l'illite (diminution de l'indice de cristallinité correspondant à la largeur à mi-hauteur du pic à 10 Å de l'illite sur essai glycolé) vers le bas de la série, reflète également l'influence de l'enfouissement (fig. 2). Du reste, l'amélioration nette de la cristallinité de l'illite s'opère au niveau de la disparition des smectites. Par ailleurs, la disparition de la smectite et de la kaolinite est compatible avec l'enfouissement qui atteint 3000 mètres au niveau du Malm. Une évolution similaire des assemblages argileux a été rencontrée dans le forage Kafountine 1, réalisé dans le bassin du Sénégal, où la diagenèse argileuse s'exprime, à partir de 2 000 m d'enfouissement, par une augmentation des proportions d'illite et de chlorite aux dépens de la smectite (Chamley *et al.*, 1988).

Au Kimméridgien inférieur, la vermiculite associée aux marnes chocolats semble également avoir une origine diagénétique. En effet, la transformation diagénétique de la smectite en chlorite magnésienne nécessite la présence en quantité suffisante d'ions Mg^{++} (Dunoyer de Segonzac, 1969) ce qui ne semble pas être le cas à ce niveau, puisque les données géochimiques (tableau I) ne montrent que de faibles teneurs en magnésium. La vermiculite des marnes chocolats résulterait donc d'une transformation incomplète de la smectite en chlorite.

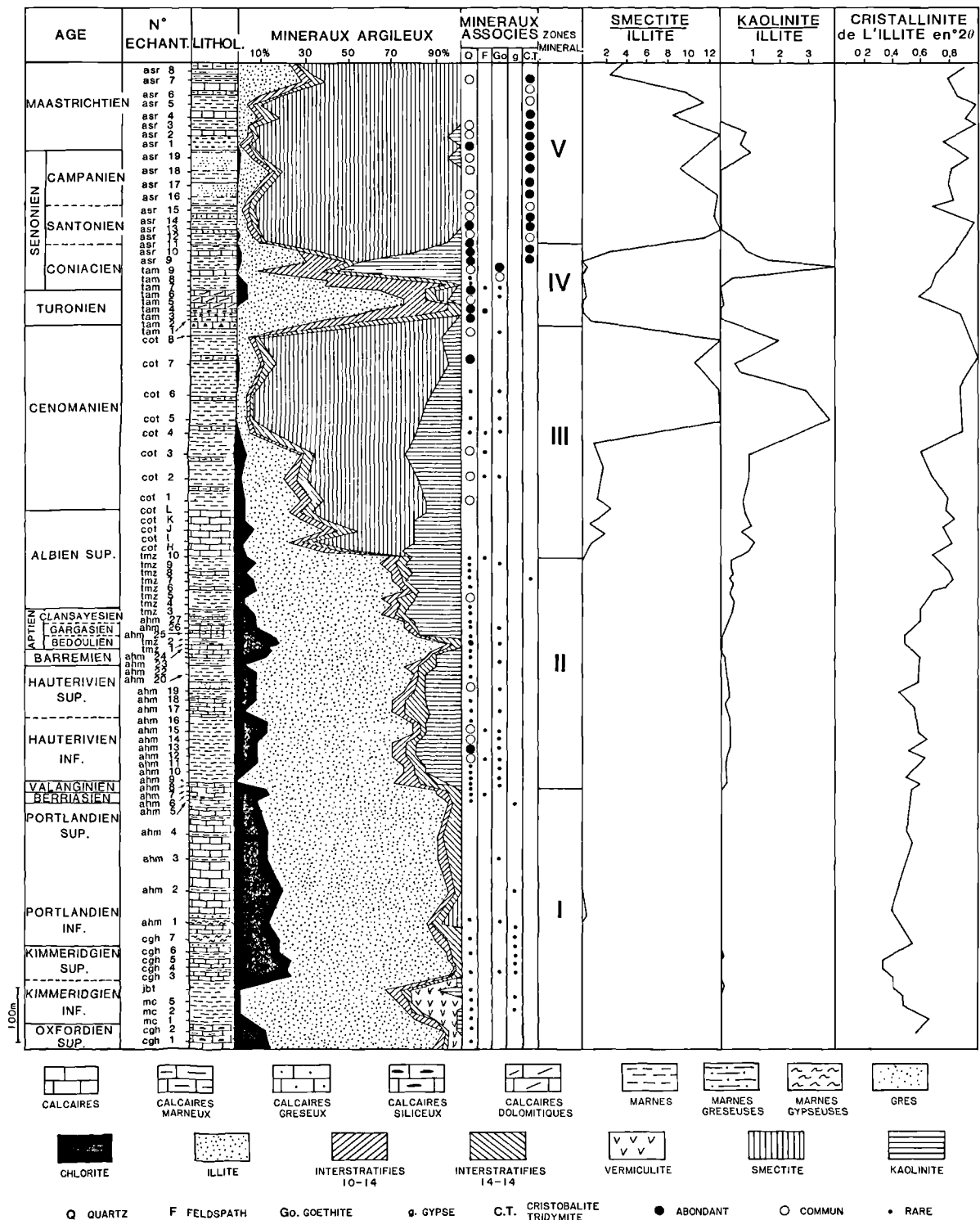


Fig. 2. – Minéralogie des argiles des formations oxfordiennes à Maastrichtiennes du bassin d'Agadir.

Fig. 2. – Clay mineralogical successions (Oxfordian to Maastrichtian) of the Agadir Basin.

2) Influences détritiques

Les influences détritiques sur la composition des assemblages argileux du bassin d'Agadir apparaissent clairement dans les zones III, IV et V à partir de l'Albien supérieur où l'abondance de la smectite traduit une influence négligeable de la diagenèse d'enfouissement. En revanche, dans les zones I et II, les assemblages argileux détritiques ont été modifiés par une empreinte diagenétique croissante vers le bas. Toutefois dans ces deux zones, les messages d'origine sédimentaire restent en partie identifiable.

a) Instabilité tectonique

Au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur, une partie des illites et chlorites pourrait provenir de roches anciennes soumises à une érosion active liée à la déstabilisation des marges de l'Atlantique lors des premiers stades de l'ouverture de l'Océan Atlantique Nord (Von Rad *et al.*, 1979). L'instabilité marginale se traduit par une subsidence permanente jusqu'au Cénomaniens supérieur dans la région du Haut Atlas occidental (Ager, 1974; Adams, 1979). Cependant l'identification des influences respectives de l'héritage et de la diagenèse est délicate. En particulier, les interstratifiés vermiculitiques relativement abondants peuvent avoir deux origines. En premier lieu ils peuvent représenter l'évolution incomplète de l'illite et de la chlorite en smectite dans les profils pédogéniques, à cause d'un processus d'érosion active, privilégiant l'altération physique par rapport à l'altération chimique. En second lieu, ils peuvent constituer les termes intermédiaires des transformations diagenétiques de la smectite en illite et chlorite (fig. 3). La difficulté de distinguer les mécanismes de l'héritage et de la diagenèse est réelle si les séries sont soumises à ces deux facteurs de manières comparables.

- La limite Barrémien - Aptien inférieur (zone II) correspond à l'activité importante de minéraux primaires (chlorite et illite, 95 %). Cet événement exprimé aussi bien en bordure Est qu'en bordure Ouest de l'Atlantique résulte probablement de la réaction tectonique des marges continentales à une accélération momentanée de l'élargissement atlantique (Chamley & Debrabant, 1984). L'augmentation des minéraux primaires au passage Barrémien-Aptien est également connue dans de nombreuses régions téthysiennes (bassin lombard, bassin des Marches-Ombrie) ainsi que dans le bassin subalpin au Sud-Est de la France (Deconinck *et al.*, 1985).

- Le Turonien se caractérise également par une brusque décroissance de la teneur en smectite au profit de l'illite et des interstratifiés irréguliers. Ce changement minéralogique est probablement la conséquence de

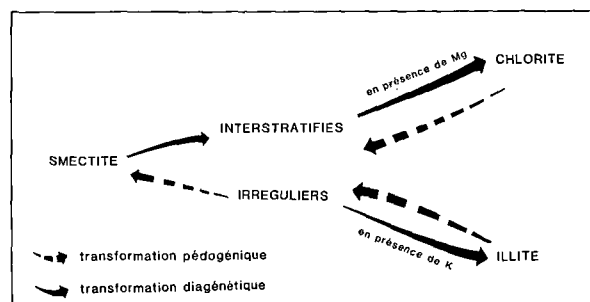


Fig. 3. - Origine pédogénique et diagenétique des interstratifiés irréguliers.

Fig. 3. - Pedogenic and diagenetic origin of irregular mixed-layers.

N°ECH.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Sr	Mn	Zn
AHM5	15,40	5,62	2,10	22,92	14,05	0,31	1,55	0,23	137	205	189
AHM4	9,60	3,87	1,32	34,66	8,70	0,11	1,15	0,14	200	168	168
AHM3	29,80	11,50	3,01	15,13	11,05	0,35	3,27	0,39	110	189	384
AHM2	14,30	4,75	1,62	25,08	14,60	0,11	1,47	0,18	121	174	289
AHM1	42,60	12,04	3,09	10,70	8,35	0,72	3,50	0,59	84	184	700
CGH7	13,20	3,55	1,86	26,11	14,30	0,20	1,24	0,17	142	221	715
CGH6	13,30	5,04	1,81	24,10	14,75	0,19	1,71	0,19	163	231	158
CGH5	17,50	5,66	2,02	21,56	14,25	0,26	1,86	0,22	147	216	221
CGH4	8,90	2,85	0,98	37,59	7,10	0,12	1,01	0,13	195	205	142
CGH3	16,50	4,88	2,33	22,49	14,45	0,17	1,63	0,21	179	405	426
JBT	31,90	10,57	3,00	19,79	5,91	0,11	2,87	0,47	121	731	126
MC5	50,70	19,17	8,04	4,09	2,81	0,16	6,12	0,70	74	305	216
MC2	50,40	20,93	9,30	2,36	2,76	0,16	6,38	0,68	95	268	389
MC1	45,90	17,20	7,15	9,19	2,25	0,15	5,00	0,67	105	331	289
CGH2	27,90	9,09	3,48	26,72	2,28	0,58	3,04	0,40	226	184	95
CGH1	30,60	6,28	2,18	27,51	3,05	0,79	2,12	0,33	184	347	352

Tableau I

l'émersion puis de l'érosion active de la partie centrale du Haut-Atlas occidental signalée au Sud du Maroc (Choubert et Faure Muret, 1962 ; Duffaud *et al.*, 1971). Cet événement se manifeste également par le remaniement de fossiles cénomaniens dans les sédiments coniaciens de la bordure sud du Haut-Atlas occidental au Nord-Est d'Agadir (Lancelot et Winterer, 1980). Au Coniacien, le relais de l'illite par la kaolinite paraît déterminé par un aplanissement progressif des reliefs du Haut-Atlas permettant l'installation de sols bien drainés où se forme la kaolinite. L'aplanissement du continent se poursuivant, l'apport du matériel terrigène décroît ; en même temps, les conditions de drainage s'altèrent par suite de l'usure des reliefs. De telles conditions favorisent de plus en plus, au cours du Sénonien, la formation pédologique des smectites au détriment de la kaolinite.

b) Influence eustatique

L'élévation ou la baisse du niveau de la mer provoque l'éloignement ou le rapprochement des rivages par rapport aux sites étudiés. Les minéraux argileux subsistent, en arrivant dans le domaine marin, des tris liés à la sédimentation différentielle (Gibbs, 1977). En particulier l'illite, la chlorite et la kaolinite se déposent près des rivages tandis que les smectites sont exportées au large. Le passage Albien - Céno-manien, qui correspond à une diminution des minéraux primaires et de la kaolinite au profit des smectites, semble être la conséquence de la grande transgression céno-manienne décrite au Maroc par Ambroggi (1963) et Michard (1976).

Cette transgression a établi des conditions marines qui persistent durant le Crétacé supérieur dans tous les bassins du Maroc, à l'exception du bassin du Haut-Atlas occidental où une régression se produit après le Céno-manien. Cette régression est due à l'événement tectonique très localisé du Turonien, examiné au paragraphe précédent.

c) Influences climatiques

Les périodes d'instabilité tectonique favorisant le remaniement des minéraux argileux des roches par rapport à ceux des sols ne permettent pas l'établissement de reconstitutions climatiques, mieux exprimées dans la sédimentation argileuse lors des périodes de stabilité.

Au Crétacé supérieur, l'apport de smectite dans le bassin d'Agadir paraît refléter l'établissement d'un climat chaud à forts contrastes saisonniers de l'humidité (Paquet, 1970). Ce fait est d'ailleurs admis dans la plupart de reconstitutions paléoclimatiques (Furon, 1972 ; Frakes, 1979). Cependant, il ne faut pas négliger l'importance des tris minéralogiques déterminés par l'éloignement des rivages à cette époque, et qui ont pu provoquer un enrichissement relatif en smectite du secteur étudié. L'abondance des smectites dans le domaine marin ne reflète donc pas forcément les conditions d'altération régnant sur les continents. L'importance de la transgression céno-manienne a pu déformer le message climatique apporté par les minéraux argileux.

V. - COMPARAISON AVEC LE DOMAINE EST-ATLANTIQUE VOISIN

La comparaison est fondée sur une revue bibliographique des forages effectués sur la marge Nord-Ouest africaine (fig. 4) : Site 367 (Leg 41) dans le bassin du Cap Vert ; site 370 (Leg 41), site 397 (Leg 47), sites 415 et 416 (Leg 50) réalisés au large du Maroc. L'essentiel des minéraux argileux identifiés dans les forages étudiés est considéré comme hérité (Mélières, 1978 ; Chamley, 1979 ; Chamley et Giroud d'Argoud, 1979 ; Chamley *et al.*, 1980). Les assemblages argileux du domaine atlantique présentent de nombreux points communs avec ceux du bassin d'Agadir, mais on note néanmoins quelques différences.

Au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur, les assemblages argileux des deux domaines sont marqués par l'abondance des minéraux primaires (illite et chlorite) par rapport aux minéraux issus d'une pédogenèse active (fig. 5). Mais contrairement aux séries du bassin d'Agadir, la smectite est présente au site 416, ce qui tend à confirmer indirectement, l'influence d'une diagenèse d'enfouissement sur les argiles des formations du Jurassique et du Crétacé inférieur du bassin d'Agadir.

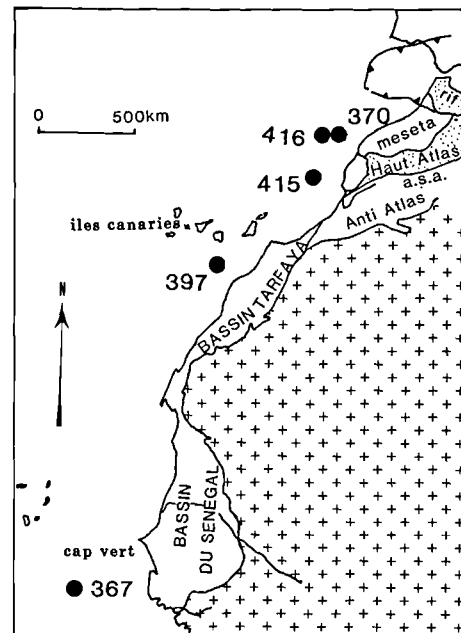


Fig. 4. - Situation géographique des sites D.S.D.P. et principales entités géologiques du Nord-Ouest de l'Afrique (a.s.a. : accident sud-atlasique).

Fig. 4. - Location of the D.S.D.P. sites and main geologic realms of North West Africa.

L'augmentation des proportions de kaolinite au Crétacé inférieur est enregistrée dans les deux domaines. Elle traduit le développement d'une pédogenèse active sur les bordures continentales par suite d'une diminution de l'instabilité tectonique liée à l'ouverture océanique. A la fin du Crétacé inférieur, on enregistre dans l'Atlantique des apports importants de palygorskite (sites 416 et 370). Ce minéral fibreux n'a pas été observé dans le bassin d'Agadir, malgré les investigations faites au microscope électronique à transmission. Dans l'Océan Atlantique, les apports de palygorskite résultent probablement d'une déstabilisation tectonique de bassins semi-clos chimiquement confinés établis sur les bordures continentales (Chamley, 1979). L'origine de la palygorskite peut être recherchée dans le bassin évaporitique jurassico-crétacé de Safi proche du site 370 (Boulangier *et al.*, 1985). Le cortège argileux très diversifié du Barrémien du site 370 aurait la même signification que celui (surtout illitique) du bassin d'Agadir. L'événement tectonique du passage Barrémo-Aptien serait donc enregistré de façon différente dans les deux domaines en raison de conditions locales d'altération et d'érosion.

- A l'Albien et au Cénomanién, la proportion de smectite augmente dans le bassin d'Agadir comme dans l'Atlantique, au large du Maroc (site 370), au large du

Sénégal (site 367) ainsi qu'à terre dans le bassin du Sénégal (forage Kafountine 1). Selon Chamley *et al.* (1988), l'invasion des smectites serait l'écho d'un ralentissement de la subsidence et de l'amincissement de la croûte de la marge continentale ouest-africaine. Mais à ce facteur, peuvent s'ajouter les effets de la grande transgression cénomaniénne qui a provoqué un éloignement des rivages par rapport aux sites étudiés, et par conséquent une augmentation relative des smectites par rapport aux autres minéraux argileux (cf. § IV 2b).

- Au Crétacé supérieur, la minéralogie des argiles des sites atlantiques n'est pas connue en raison des hiatus résultant de la remobilisation du matériel déposé par des courants profonds, mis en place lors de l'ouverture de l'extrême Nord de l'Atlantique au Crétacé supérieur (Lancelot & Winterer, 1980).

En résumé, le bassin d'Agadir présente des assemblages argileux dont l'évolution et/ou la signification sont comparables à celles décrites dans les sites forés au large des côtes marocaines (370, 397, 415, 416). Cependant, dans le bassin d'Agadir, la diagenèse d'enfouissement perturbe les messages sédimentaires mieux conservés en Atlantique.

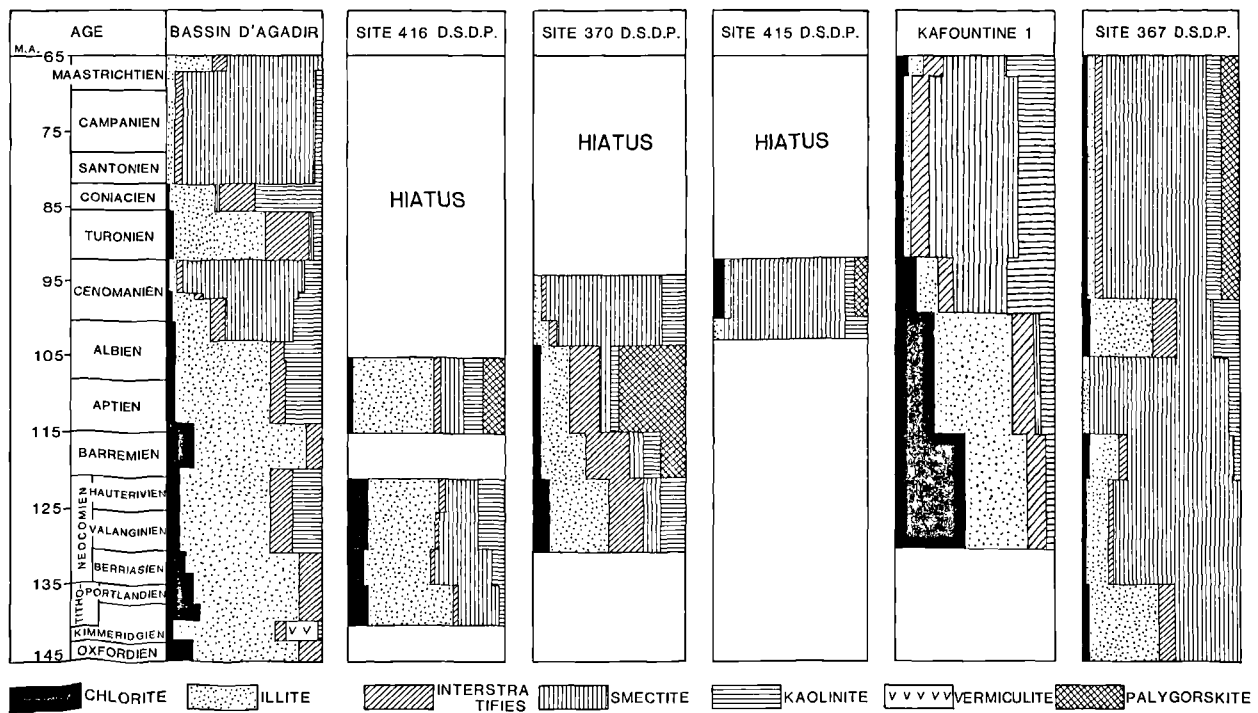


Fig. 5. - Successions minéralogiques argileuses comparées du bassin d'Agadir et des sites D.S.D.P. Est atlantique voisins.

Fig. 5. - Clay mineral successions of the Agadir Basin compared with D.S.D.P. sites off West Africa.

Des différences remarquables sont à noter avec le site 367 (bassin du Cap Vert) dont les assemblages argileux sont en moyenne beaucoup plus riches en smectite qu'au large du Maroc (fig. 5). Cette abondance de smectite traduit un apport des zones continentales plus stables soumises à une pédogenèse active. Ceci s'explique du fait que l'Afrique Nord-occidentale peut être divisée en deux parties limitées par l'accident majeur Sud-Atlantique, également appelé faille de Tizi n'test, limitant au Sud le bassin d'Agadir (fig. 4). Au Nord de cet accident, les terrains et donc le bassin d'Agadir sont affectés par l'orogénèse alpine (Michard, 1976). En revanche au Sud, se situe le craton Nord-Ouest africain, caractérisé par un socle granitique précambrien, très stable et n'ayant subi que des mouvements épeirogéniques (Rocci, 1965 ; Black, 1967). La stabilité des bordures continentales au niveau du bassin du Cap Vert, riche en smectite, s'oppose donc à la relative instabilité du bassin d'Agadir et des bassins atlantiques adjacents, en moyenne plus riches en minéraux primaires et en kaolinite.

VI. - CONCLUSION

Les successions argileuses du Malm au Crétacé supérieur du bassin d'Agadir permettent d'individualiser 5 zones minéralogiques.

- Les deux premières couvrent l'intervalle Oxfordien supérieur/Albien supérieur et correspondent à des assemblages riches en illites (zone I) puis en kaolinite (zone II) en partie issues, comme dans les sites D.S.D.P., de l'érosion active des bordures continentales du jeune océan. L'abondance d'illite dans le bassin d'Agadir résulte également d'une évolution des smectites au cours de la diagenèse d'enfouissement (fig 6).

- Dans la zone III (Cénomanién), l'enrichissement important en smectite, connu aussi en Atlantique et dans le bassin du Sénégal, résulte de l'action combinée, de la transgression cénomaniénienne et d'un ralentissement de la subsidence.

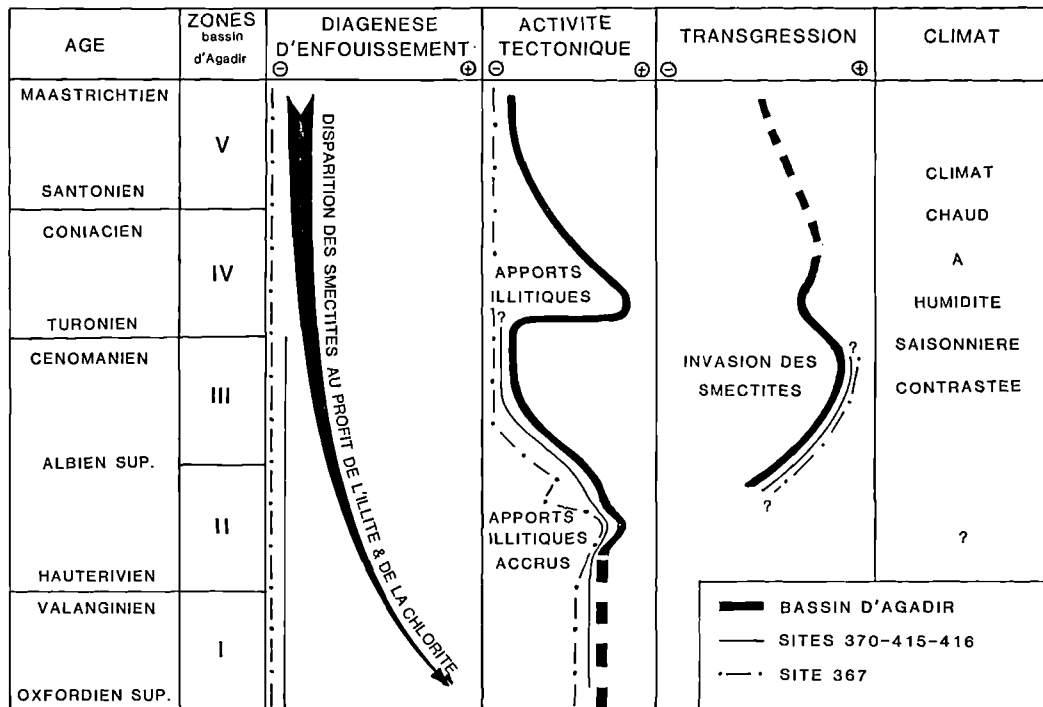


Fig. 6. - Expression minéralogique de la diagenèse et des paléoenvironnements du bassin d'Agadir comparé au domaine atlantique au large de l'Afrique nord-occidentale.

Fig. 6. - Upper Jurassic and Cretaceous clay mineralogical expression of diagenesis and palaeoenvironment of the Agadir Basin compared with data of D.S.D.P. Atlantic sites.

- Au Turonien-Coniacien (zone IV), le bassin d'Agadir reçoit les produits surtout illitiques issus de l'érosion des reliefs de la partie centrale du Haut-Atlas rajeunie par une tectonique active. Au large du Sénégal, les assemblages argileux de cette période restent très riches en smectite, ce qui confirme le caractère local de l'événement tectonique turonien affectant le Haut-Atlas.

- Au Sémonien (zone V), les très fortes proportions de smectites traduisent une grande stabilité des zones

continentales aplanies soumises à un climat chaud à humidité saisonnière contrastée.

En moyenne sur l'ensemble de la période étudiée, les sites réalisés à la latitude du Cap Vert, riches en smectites issues de sols développés sur le bouclier africain stable, s'opposent à ceux situés à la latitude d'Agadir, plus riches en minéraux primaires et en kaolinite provenant de l'érosion des reliefs des zones alpines actives.

Contribution C.N.R.S. - I.N.S.U. - D.B.T., n° 80, thème : Message sédimentaire.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ADAMS A.E. (1979). - Sedimentary environments and palaeogeography of the Western High Atlas, Morocco, during the Middle and Late Jurassic. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, vol. 28, p. 185-196.
- 2) AGER S.V. (1974). - The Western High Atlas of Morocco and their significance in the history of the North Atlantic. *Proc. Geol. Ass. Lond.*, 85, p. 23-41.
- 3) AMBROGGI R. (1963). - Etude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental et de la plaine du Souss. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc.*, n° 157, 321 p.
- 4) AMBROGGI R. & BREISTROFFER M. (1959). - Stratigraphie du Crétacé du Haut Atlas occidental (Sud marocain). *Cong. Geologico intern. XX^e Session, Mexico, 1956*, p. 33-40.
- 5) BLACK R. (1967). - Sur l'ordonnance des chaînes métamorphiques en Afrique occidentale. *Chronique des Mines et de la Recherche Minière*. 35^e année, n° 364.
- 6) BOULANGER D., LARHZAL M. & BEUN N. (1985). - Le gypse de la région de Safi (Maroc) : géologie et sédimentologie. Note préliminaire. *Ann. Soc. géol. Nord*, CIV, p. 27-32.
- 7) CHAMLEY H. (1979). - North Atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since the Late Jurassic. Reprint from : Deep Drilling results in the Atlantic ocean ; continental margins and paleoenvironment. *Maurice Ewing Series*. 3, Amer. Geoph. Union. publ., Ed. M. Talwani, W. Hay, W.B.F. Ryan : p. 342-361.
- 8) CHAMLEY H. & DEBRABANT P. (1984). - Paleoenvironmental history of the north Atlantic region from mineralogical and geochemical data. *Sedimentary geology*, 40, p. 151-167.
- 9) CHAMLEY H., DEBRABANT P. & FLICOTEAUX R. (1988). - Comparative evolution of the Senegal and the eastern Central Atlantic Basins from mineralogical and geochemical investigations. *Sedimentology*, 35, p. 85-103.
- 10) CHAMLEY H. & GIROUD D'ARGOUD G. (1979). - Clay mineralogy of site 397, south of Canary Islands (D.S.D.P., Leg 47A). *Init. Rep. D.S.D.P.* vol. 47, part 1, p. 595-601.
- 11) CHAMLEY H., GIROUD D'ARGOUD G. & ROBERT C. (1980). - Clay mineralogy of cretaceous and cenozoic sediments off the moroccan margin, Deep sea drilling project sites 415 and 416. *Init. Rep. D.S.D.P.* vol. 50, p. 715-723.
- 12) CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1962). - Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps Paléozoïques. *Mém. h. Ser. géol., Fr.* (Livre mémoire P. Fallot), t. 1, p. 447-527.
- 13) DECONINCK J.F., BEAUDOIN B., CHAMLEY H., JOSEPH P. & RAOULT J.F. (1985). - Contrôles tectonique, eustatique et climatique de la sédimentation argileuse mésozoïque du domaine subalpin. *Rev. géol. dyn. géogr. phys.*, vol. 26, Fasc. 5, p. 311-320.
- 14) DUFFAUD F., BRUN L. & PLAUCHUT B. (1971). - Le bassin du Sud-Ouest marocain. In D. Reyre (Edit). *Sedimentary basins of the African coasts*, Part 1. Atlantic Coast, *Assoc. Serv. géol. afr.*, p. 5-12.
- 15) DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969). - Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Cart. géol. Als.-Lorr.*, 29, 320 p.
- 16) FRAKES L. A. (1979). - Climates throughout geologic time. *Elsevier, Amsterdam*, 310 p.
- 17) FURON R. (1972). - Eléments de paléoclimatologie. *Vuibert, Paris*, 216 p.
- 18) GIBBS R.J. (1977). - Clay mineral segregation in the marine environment. *J. Sedim. Petrol.*, 47, 1, p. 237-243.
- 19) HOLTZAPFFEL T. (1985). - Les minéraux argileux : Préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Soc. géol. Nord*. Publication n° 12, 136 p.
- 20) HOWER J., ESLINGER E., HOWER M. & PERRY E. (1976). - Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments : 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, p. 725-737.

- 21) KISCH H.J. (1983). – Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. *In: Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*, vol. II, p. 289-494, Elsevier, Amsterdam.
- 22) LANCELOT Y. & WINTERER E.L. (1980). – Evolution of the Moroccan oceanic basin and adjacent continental margin: A synthesis. *Init. Reports D.S.D.P.*, vol. 50, p. 801-821.
- 23) MELIERES F. (1978). – X Ray mineralogy studies, Leg 41, Deep Sea Drilling Project, Eastern North Atlantic Ocean. *Init. Reports, D.S.D.P.*, vol. 41, p. 1065-1086.
- 24) MICHARD A. (1976). – Eléments de géologie marocaine. *Notes et Mém. serv. géol. Maroc*, n° 252, 408 p.
- 25) PAQUET H. (1970). – Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. *Mém. Serv. Cart. géol. Als.-Lorr.*, 30, 206 p.
- 26) PINTA M. (1971). – Spectrométrie d'absorption atomique. 1 et 2, Edit. Masson.
- 27) ROCCI G. (1965). – Essai d'interprétation de mesures géochronologiques. La structure de l'ouest africain. *Sciences de la terre*, tome X, n° 3-4, p.
- 28) STETS J. & WURSTER P. (1982). – Atlas and Atlantic Structural relations. *In Geology of the North West African Continental Margin*. Von Rad U., Hinz K., Sarthein M. et Seibold E. (eds), Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, p. 69-85.

Le magmatisme alcalin de la distension post-varisque dans le Nord du Massif armoricain : exemples des volcanites carbonifères du bassin de Carentan et des lamprophyres du Nord-Cotentin

Composition and petrogenesis of the post-Variscan volcanic rocks (Carboniferous lavas and lamprophyres) from north-east Armorican Massif (France)

par Jean LE GALL*, Francis DORÉ*, Frédéric GRESSELIN* et Claude PAREYN*

Résumé. – Dans le Nord du Massif Armoricain, les volcanites de la distension post-varisque se composent de basaltes à olivine et de trachy-andésites à biotite, épanchés dans les séries houillères (Westphalien à Stéphaniens) du bassin de Carentan. Ces laves alcalines, chimiquement analogues aux lamprophyres potassiques du Nord-Cotentin, se caractérisent par des teneurs élevées en éléments de transition (Cr, Ni) et en éléments incompatibles (K, Ba, terres rares légères). Ces données suggèrent des venues comagmatiques dérivant de la fusion partielle d'un manteau métasomaté, en l'absence de contamination crustale notable. Le magmatisme fini-carbonifère, de type intra-plaque continentale, paraît s'établir à l'aplomb d'un domaine crustal aminci, éloigné de l'influence des subductions varisques.

Abstract. – The post-orogenic Variscan volcanic rocks from north-east Armorican Massif are interbedded in Upper Carboniferous (Westphalian to Stephanian) Coal Series of the bassin de Carentan (Normandy). These alkaline lavas, divided into olivine basalts and biotite trachybasalts, are chemically analogous with regional K-rich lamprophyre dykes. Both groups have high concentrations of transition elements (Cr, Ni) and are characterized by enrichment of incompatible elements (K, Ba, LREE). These data are interpreted of derivation of cogenetic magmas by partial melting of metasomatized mantle, without important crustal contamination. The Cotentin volcanic rocks and lamprophyres appear to be examples of alkalic within plate magmatism developed on probably thin continental crust unaffected by contemporaneous subduction.

I. – INTRODUCTION

Bien que restreintes par le volume de leurs produits, les manifestations magmatiques liées à l'histoire post-varisque du Massif armoricain nord-oriental s'expriment de façon variée par des émissions volcaniques interstratifiées dans les cuvettes houillères du bassin de Carentan et par l'injection d'un essaim de filons lamprophyriques, surtout concentrés dans le Nord-Cotentin.

Ce travail fournit les premières données géochimiques (éléments majeurs, traces et terres rares) obtenues sur les laves carbonifères du bassin de Carentan et les filons lamprophyriques du Nord-Cotentin (Le Rozel et La Hague). Elles permettent de définir l'affinité alcaline du magmatisme et d'envisager sa genèse dans le cadre des événements post-orogéniques varisques.

II. – ENCADREMENT STRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURAL

1) Les laves carbonifères du bassin de Carentan

Le bassin de Carentan (fig. 1), structure topographiquement déprimée dans son comportement actuel (seuil ou col du Cotentin), renferme des dépôts limniques du Carbonifère supérieur, recouverts par un Autunien gris puis rouge, sur lesquels transgressent les sédiments continentaux du Trias terminal. Cette couverture permo-carbonifère repose en discordance sur les formations cambro-dévonienues plissées lors de l'orogénèse varisque ou sur le socle cadomien composé de sédiments briovériens et de la diorite quartzique de Coutances. Les formations carbonifères associent des horizons conglomératiques et gréseux, des venues volcaniques et des

*Laboratoire de Géologie de Normandie occidentale, Université de Caen, 14032 Caen Cedex et R.C.P. 705 "Géodynamique du Massif armoricain".

Note présentée le 3 Février 1988 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 Novembre 1988.

assises schisteuses renfermant des couches de houille. Celles-ci ont fait l'objet d'exploitations anciennes dans deux cuvettes séparées: le bassin de Littry à l'Est et celui du Plessis à l'Ouest (Bigot, 1946; Pareyn, 1954). L'intime association entre les sédiments houillers et les volcanites (Termier, 1918) permet d'approcher l'âge de ces dernières: Westphalien dans le bassin du Plessis (Lemoigne, 1968; Coquel *et al.*, 1970) et plus précisément Westphalien D selon les derniers travaux en cours (Doubinger et Pareyn, sous presse); Stéphanien C dans celui de Littry (Coquel *et al.*, 1969) où cependant les émissions volcaniques se perpétuent jusque dans les couches de passage avec l'Autunien (Aubry, 1982).

Les affleurements de roches volcaniques sont très rares. Dans le bassin de Littry (fig. 1), ils sont confinés à deux témoins, respectivement à l'Ouest (Tournières) et à l'Est (Goville, autrefois appelé "Montmirail") de Littry-la-Mine, localité où le charbon fut découvert à la surface du sol en 1741. Le charbon sain et les volcanites coexistent ainsi le long d'un accident majeur (faille-limite) qui accole le houiller et le Briovérien. Tout concourt à démontrer que cet accident témoigne d'un rejeu quaternaire important, puisque son tronçon occidental affecte à la fois l'Autunien et le plio-quaternaire du Bosq

d'Aubigny (Marchésieux). De même, les volcanites du Plessis sont ramenées à la surface par l'exhaussement de la série houillère westphalienne qui se fait sans autre manifestation tectonique qu'un système de petites failles relevant de la néotectonique pleistocène, très active dans le bassin de Carentan (Pareyn, 1980 et 1984).

2) Les lamprophyres du Nord-Cotentin

L'activité magmatique du bassin de Carentan atteste du rôle actif des distensions post-varisques qui, loin de se cantonner à cette seule structure, favorisent également l'injection d'un essaim filonien composé de kersantites et de minettes. Ces venues lamprophyriques, particulièrement fréquentes dans le Nord-Cotentin, infiltrent le socle ancien et les formations paléozoïques (Cambrien à Dévonien inférieur) mais sont inconnues dans la couverture permo-triasique. Elles se rattachent donc aux derniers événements magmatiques connus régionalement et qui s'expriment postérieurement à la tectogenèse varisque. Au cap du Rozel (côte ouest du Nord-Cotentin), le lacis de dykes et sills lamprophyriques injecté dans les siltites du Cambrien inférieur recoupe en effet clairement la fracturation fini-varisque, cicatrisée par des

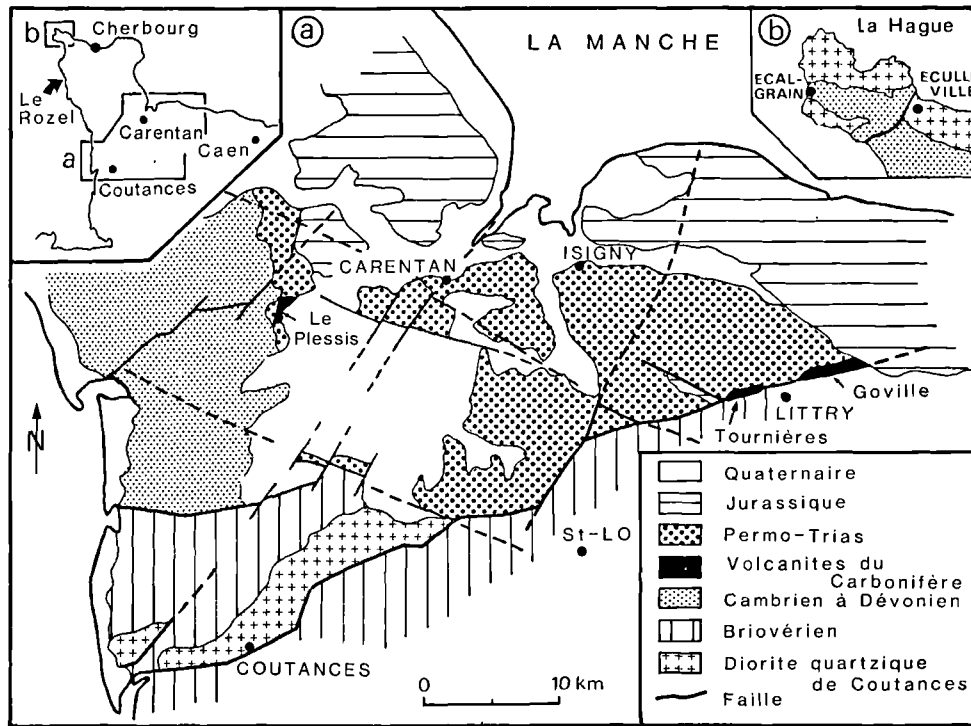


Fig. 1. - Emplacements des volcanites carbonifères du bassin de Carentan et de quelques filons lamprophyriques du Nord-Cotentin.

Fig. 1. - Distributions of Carboniferous lavas in the bassin de Carentan and lamprophyres in the North-Cotentin.

filons de quartz (Doré *et al.*, 1977) (fig. 2). En aucun cas la thèse développée par Roblot (1971) et qui retenait l'existence de niveaux volcano-sédimentaires interstratifiés dans les schistes cambriens ne peut être soutenue. Le cortège de dykes de la Hague est également postérieur à la déformation varisque puisqu'il infiltre la shear-zone du Nord-Cotentin, postérieurement à son fonctionnement. Ce dernier procède de chevauchements à vergence sud, localisés au flanc nord du synclinal de Siouville et contemporains de la mise en place des granites de Barfleur et de Flamanville (Dissler et Gresselin, 1988 ; Dissler, 1987 ; Gresselin, 1989). Ceci explique que les lamprophyres du Cotentin apparaissent toujours tardifs vis-à-vis non seulement du cortège filonien microgranitique associé à ce plutonisme, mais également du cortège doléritique mis en place antérieurement à la phase de structuration varisque.

Dans le Nord-Cotentin, les dykes lamprophyriques s'infiltrent selon des directions très variables, comprises entre N 0 et N 100 (fig. 3), qui suggèrent la réutilisation d'anciens accidents varisques. L'injection des sills lamprophyriques s'effectue au contraire selon une orientation unique, N 30 20° NW, identifiée dans le Val de Saïre en tant que direction d'affaissement fini-varisque. Le développement particulier des sills lamprophyriques au flanc sud du synclinal de Siouville s'expliquerait ainsi par l'orientation N-NE de ce dernier et par le jeu en faille normale que ses assises auraient subi au cours des distensions post-orogéniques.

La seule donnée radiométrique disponible sur le cortège lamprophyrique du Nord de l'Armorique provient d'un dyke intrusif dans le socle pentévrien de Guernesey et daté à 296 ± 8 Ma (âge K/Ar sur micas ; Adams, 1976). Cet âge est conforme à celui des émissions lam-

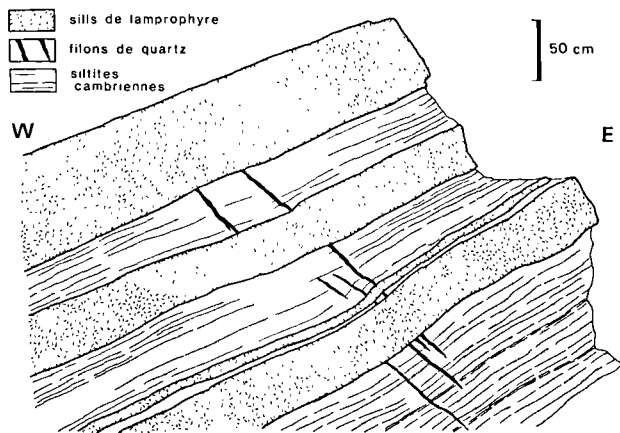


Fig. 2. - Relation entre les sills lamprophyriques du cap du Rozel et les filons de quartz de la fracturation varisque.

Fig. 2. - Relation between lamprophyre sills and variscan quartz veins at Cap du Rozel.

prophyriques et basaltiques de Cornouailles anglaise (291 ± 6 Ma, âge K/Ar recalculé ; Thorpe *et al.*, 1986) situées à la base des séries permienues, ainsi qu'à celui du magmatisme alcalin du rift d'Oslo, fixé à 292 ± 8 Ma (Rb/Sr ; Sundvoll, 1978). Enfin, en Bretagne nord, dans le complexe de Ploumanac'h, les lamprophyres (kersantites) s'injectent dans les granites porphyroïdes datés à 302 ± 15 Ma (âge Rb/Sr recalculé ; Vidal, 1980), tout en étant antérieurs aux venues granitiques à grain fin (Loy, 1967 ; Barrière, 1977).

III. - PÉTROGRAPHIE DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS

1) Les volcanites carbonifères du bassin de Carentan

Les volcanites présentent toujours une altération intense qui se solde par la déstabilisation partielle ou totale des minéraux ferro-magnésiens en calcite, chlorite, serpentine, épidote et par l'oxydation des minéraux opaques en hématite. Cependant, l'examen des laves les moins transformées révèle qu'elles appartiennent à deux types pétrographiques :

- Basalte à olivine (Goville, Le Plessis)

Ces roches sombres, verdâtres, contiennent quelques phénocristaux de plagioclases calciques et de nombreux

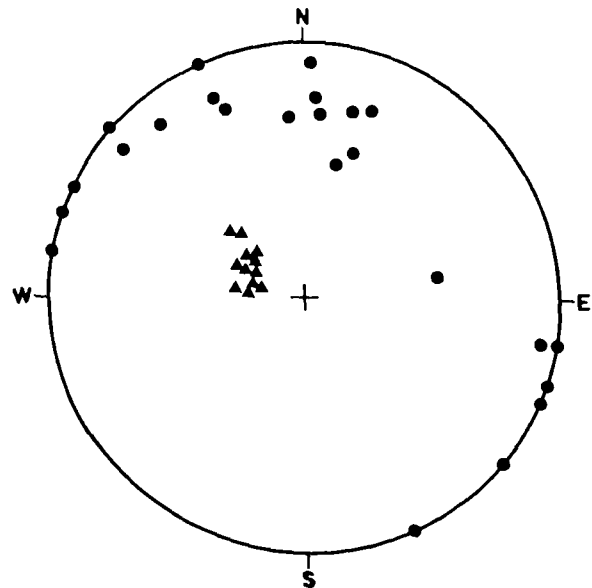


Fig. 3. - Stéréogramme des cortèges de dykes (cercle) et de sills (triangle) lamprophyriques du Nord-Cotentin (Wulf ; hémisphère supérieur).

Fig. 3. - Wulf Net stereogram: closed circles are poles to lamprophyre dykes; closed triangles are poles to lamprophyre sills.

prismes d'olivine, totalement pseudomorphosés en un mélange de serpentine et d'iddingsite. Ces minéraux sont noyés dans une mésostase feldspathique riche en petites baguettes limpides de clinopyroxène, en minéraux opaques (magnétite) et en apatite aciculaire. Quelques xéno-cristaux de quartz, blindés par une couronne de clinopyroxène, soulignent la légère contamination crustale qui affecte les laves basiques.

- *Trachy-andésite à biotite* (Goville, Tournières, Le Plessis)

De teinte gris-clair, ces laves à texture trachytique diffèrent des précédentes par la quasi-absence d'olivine et l'abondance des cristaux de biotite. Elles renferment en outre des pyroxènes déstabilisés en chlorite et calcite, des granules opaques, d'innombrables aiguilles d'apatite et de rares xéno-cristaux de quartz. Ce dernier minéral se rencontre également en phase secondaire dans la pâte microlitique feldspathique.

Basaltes à olivine et trachy-andésites à biotite constituent les deux seuls types de laves rencontrés à l'affleurement dans les bassins du Plessis et de Littry. Ce sont également les termes décrits dans les anciens sondages miniers du bassin de Littry, tel celui de Saint-Martin-de-Blagny (Termier, 1918) dans lequel les épanchements, interstratifiés dans la série houillère, atteignent 67 m de puissance cumulée. Plus récemment, un sondage implanté également sur la commune de Saint-Martin-de-Blagny (Aubry, 1982) a traversé trois coulées basaltiques à augite et fantômes d'olivine, intercalées dans des dépôts attribués aux couches de passage à l'Autunien. Il faut encore ajouter qu'à côté de ces laves existent des horizons de cinérites localisés dans le Stéphanien houiller et l'Autunien rouge du bassin de Littry. Enfin des galets de rhyolite sont signalés dans la formation du "tuf de Fumichon", terme des mineurs locaux désignant un conglomérat d'origine torrentielle (Pareyn, 1954). Ces laves acides pourraient cependant dériver du démantèlement de coulées volcaniques anciennes, car elles demeurent inconnues dans la sédimentation houillère.

2) Les lamprophyres du Nord-Cotentin

Le cortège filonien du cap du Rozel, exception faite d'un dyke de microgranite, se compose de sills et dykes de lamprophyres se rapportant au groupe des kersantites (association biotite + plagioclase), et à celui des minettes (association biotite + feldspath potassique), bien que le degré d'altération n'autorise pas toujours leur identification exacte. Quelle que soit leur nature, ces filons renferment des phénocristaux de biotite fréquemment chloritisée et d'olivine totalement transformée en un mélange de chlorite, calcite et silice; plus rarement s'observent des prismes de pyroxène, eux-mêmes chloritisés. La matrice, riche en biotite et en apatite, contient des plages de calcite et plus accessoirement de quartz. Le développement d'une texture ocellaire affecte plus sélectivement les minettes. Certains dykes, en particulier le filon N 60 longeant la bordure nord du Cap du Rozel,

charrient des xéno-lites provenant de la formation ignimbritique de Saint-Germain-le-Gaillard (substratum du Cambrien régional), ainsi que des granophyres roses.

Deux lamprophyres de la Hague (fig. 1) ont fait l'objet d'une analyse géochimique: il s'agit de dykes pluri-décimétriques recoupant l'un, les grès ordoviciens situés au Sud de la baie d'Ecalgrain (Ech. 841), l'autre, le socle granito-gneissique d'Eculleville, affecté par la shear-zone varisque du Nord-Cotentin (Ech. 957; Est de la baie de la Quervière). Ces filons de minette à texture ocellaire renferment de petits prismes limpides de clinopyroxène et des phénocristaux d'olivine pseudomorphosée en calcite et silice, concentrés surtout dans la matrice chloriteuse reliant les ocelles. Les micas se répartissent en grands cristaux zonés à cœur de-nature magnésienne (phlogopite) et frange brune ferrifère, auxquels s'ajoute une génération de petites biotites brunes envahissant toute la roche. Les ocelles (3 à 5 mm de diamètre), cernés d'une pellicule enrichie en oxydes de fer, sont constitués d'un fond d'orthose brunâtre criblée d'apatite aciculaire. Ces observations corroborent celles de Velde (1969) qui, à la suite d'une analyse détaillée d'une minette de Jersey, constatait un enrichissement en alcalins et fer ferrique dans les "globules", et en magnésium et H₂O dans la matrice, ceci conformément à leur composition minéralogique. L'origine de ces textures, très communes dans les lamprophyres (Rock, 1977; Hughes, 1982) est attribuée à une immiscibilité magmatique (Velde, 1969; Ferguson et Currie, 1971; Strong et Harris, 1974), phénomène fréquent lors de la cristallisation de magmas alcalins riches en fluides (Philpotts, 1976).

IV. - CARACTÈRES GÉOCHIMIQUES

1) *Volcanites du Carbonifère du bassin de Carentan*

Les laves analysées, deux basaltes (48 à 52 % de SiO₂) et quatre trachyandésites (57 à 66 % de SiO₂), se caractérisent toutes par une perte au feu élevée, de 1,35 à 11 % au maximum, soulignant l'importance des phases secondaires hydratées et carbonatées (tabl. I). En dépit de la mobilité de certains éléments chimiques, l'affinité alcaline des volcanites est attestée par les forts pourcentages en Na₂O + K₂O, compris entre 7 et 8 % avec K₂O > Na₂O et par les teneurs élevées en P₂O₅ (0,4 à 1,1 %) et en éléments incompatibles (Ba: 1000 à 2000 ppm; Rb: 120 à 380 ppm; Sr: 180 à 1350 ppm). Cette affinité se trouve confortée par l'examen des spectres de terres rares (fig. 4), toujours très fractionnés (La/Yb = 25 à 58), enrichis en terres rares légères (La = 40 à 100 fois les chondrites) et presque dépourvus d'anomalies en europium (Eu/Eu* = 0,82 à 0,93). L'allure régulière des spectres et leur similitude avec ceux d'autres séries alcalines récentes (Massif Central; Chauvel, 1982) ou actuelles (Sun et Hanson, 1975) prouve une nouvelle fois le caractère réfractaire des terres rares face aux processus d'altération.

	VOLCANITES CARBONIFERES DU BASSIN DE CARENTAN						LAMPROPHYRES			
	LE PLESSIS		Tournières		LITTRY		LE ROZEL		LA HAGUE	
	699	1528 B	1526 B	1526 A	1527 A	1527 B	965 A	1548	957	841
SiO ₂	51,70	66,34	58,93	62,89	48,27	56,48	49,33	51,94	48,30	52,71
Al ₂ O ₃	14,84	12,62	15,05	15,54	12,14	13,26	11,86	12,58	11,99	12,32
Fe ₂ O ₃	6,34	4,66	3,58	4,46	5,76	5,75	8,56	8,44	7,94	5,64
MnO	0,11	0,06	0,05	0,04	0,13	0,05	0,17	0,12	0,12	0,10
MgO	3,95	0,85	0,98	1,42	5,66	4,83	10,18	8,31	10,40	6,50
CaO	7,52	1,49	4,78	2,34	6,65	4,03	5,89	5,17	6,92	4,96
Na ₂ O	3,57	1,74	3,55	3,26	1,77	2,25	1,87	1,83	2,07	1,10
K ₂ O	4,11	7,63	4,12	3,09	5,26	5,86	0,31	2,22	5,09	6,32
TiO ₂	0,90	1,19	0,80	0,96	1,33	1,42	1,70	1,54	1,29	1,04
P ₂ O ₅	0,83	1,12	0,35	0,37	0,81	0,87	1,03	1,01	1,15	1,03
P.F.	4,78	1,35	6,69	5,56	11,41	4,09	8,19	6,79	4,91	7,20
Total	98,65	99,05	98,88	99,93	99,22	98,89	99,09	99,95	100,18	98,92
éléments-traces (ppm)										
Ba	1965	1463	1234	345	2081	1780	442	1534	3688	2216
Co	42	19	13	22	15	14	65	48	42	15
Cr	368	479	172	117	420	423	689	684	653	465
Cu	31	30	21	16	25	30	56	51	41	36
Ni	162	79	41	52	187	201	325	307	306	234
Sr	1354	733	451	180	903	686	325	309	1826	852
V	133	93	92	94	128	124	187	167	148	96
Rb	136	381	171	122	143	233	11	75	258	219
La	102,26	66,96	72,18	75,15	40,08	45,14	62,91	80,01	159,69	69,06
Ce	183,63	130,05	124,79	129,80	82,01	90,57	127,21	171,59	306,31	132,21
Nd	80,43	71,06	51,40	52,93	36,40	40,64	65,85	74,97	132,95	58,10
Sm	12,03	12,78	7,80	7,98	6,79	7,42	12,33	15,25	23,15	10,68
Eu	3,05	2,91	1,74	1,86	1,69	1,77	3,37	4,14	5,75	2,78
Gd	8,44	9,02	5,41	6,08	5,34	5,99	9,84	10,78	13,02	8,85
Dy	4,61	5,01	3,03	3,26	3,69	3,90	5,41	6,08	6,80	5,17
Er	2,10	2,08	1,44	1,66	1,82	1,92	2,38	2,66	2,73	2,42
Yb	1,79	1,69	1,24	1,34	1,60	1,69	1,94	2,21	2,36	1,93
Lu	0,26	0,24	0,19	0,22	0,29	0,32	0,30	0,39	0,32	0,31
Y	24,41	27,35	17,09	18,12	20,79	21,98	30,37	36,62	37,45	30,42
La/Yb	57,1	39,6	58,2	56	25	26,7	32,4	36,2	67,6	35,8
Eu/Eu*	0,93	0,84	0,83	0,83	0,87	0,82	0,94	0,99	1,03	0,88

Tabl. I. - Analyses chimiques des laves carbonifères du bassin de Carentan et des filons lamprophyriques du Nord-Cotentin (analyses C.R.P.G., Nancy).

Tabl. I. - Major and trace elements of Carboniferous lavas from bassin de Carentan and lamprophyres from North-Cotentin (Chemical analyses: C.R.P.G., Nancy).

2) Lamprophyres du Nord-Cotentin

Les deux analyses des minettes de la Hague (Ech. 841 et 957) présentent d'étroites analogies tant avec les basaltes du bassin de Carentan (tabl. I), qu'avec les minettes de Jersey (Velde, 1969 ; Lees, 1974 et 1978) ou celles provenant d'autres régions (Métais et Chayes, 1963 *in* Velde, 1969 ; Bachinski et Scott, 1979 ; Cullers et Graf, 1984). En revanche, les deux analyses des filons du Rozel (tabl. I) révèlent des teneurs anormalement basses en K₂O (0,31% pour l'échantillon 965 A), teneurs rencontrées également chez plusieurs autres lamprophyres de même origine (tabl. II) et qui traduisent toutes un important lessivage du potassium, et plus généralement des alcalins. Parmi les éléments en traces, on note en outre (Ech. 965 A) de faibles concentrations en Ba et surtout en Rb (11 ppm). Ces données s'écartent non seulement de celles des minettes, mais aussi de

celles des kersantites dont les teneurs moyennes en K₂O s'échelonnent entre 2,5 et 3,7 % (tabl. II). Cependant, le caractère lamprophyrique des filons du Rozel apparaît à la lecture des éléments réputés immobiles : pourcentages en MgO élevés (8,3 à 11 %) pour des teneurs en fer total faibles (7 à 8,5), fortes valeurs en P₂O₅ (> 1 %) et surtout spectres de terres rares très fractionnés, identiques à ceux des minettes de la Hague (La/Yb > 30) (fig. 4).

3) Pétrogenèse

La nature des minéraux ferro-magnésiens et les teneurs élevées en Cr (370 à 690 ppm) et Ni (160 à 320 ppm) suggèrent que les basaltes du bassin de Carentan et les lamprophyres du Nord-Cotentin dérivent de la fusion partielle d'une source mantellique. Le degré de fractionnement des terres rares et les concentrations basses en terres rares lourdes (Yb_N ≤ 10), pourraient s'expliquer

N° Ech.	L e R o z e l				A	B	C	D
	1035	1036	963 B	964				
SiO ₂	49,10	49,80	54,10	62,00	55,88	51,17	51,80	50,17
Al ₂ O ₃	9,50	11,40	12,41	10,80	14,21	13,87	14,84	14,15
Fe ₂ O ₃	1,56	1,19	1,43	2,49	3,82	3,27	3,03	1,15
FeO	5,42	6,78	6,86	5,42	4,20	4,16	5,32	6,07
MnO	0,14	0,18	0,25	0,03	0,12	-	-	0,12
MgO	11,45	10,20	8,33	9,40	5,80	6,91	6,29	8,75
CaO	8,40	7,70	3,77	1,52	1,26	6,58	6,24	6,54
Na ₂ O	0,81	1,58	2,14	0,30	2,44	2,12	2,98	2,57
K ₂ O	0,58	0,18	2,95	0,56	6,86	5,49	3,68	2,43
TiO ₂	1,35	1,59	1,70	1,20	1,50	1,36	1,32	1,15
P ₂ O ₅	1,06	0,99	1,16	1,02	0,21	-	-	0,58
H ₂ O+	5,15	5,35	4,35	5,20	2,39	2,42	-	4,69
H ₂ O-	0,13	0,19	0,38	0,30	0,72	-	-	0,40
CO ₂	5,10	3,55	-	-	-	1,30	1,14	1,82
PF	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	99,75	100,08	99,84	100,24	99,41	-	-	100,59

Tabl. II. - Comparaison des analyses chimiques des lamprophyres du Rozel avec celles de minettes et de kersantites. A : minette à texture globulaire de Jersey (Velde, 1969) ; moyennes de 64 analyses de minettes (B) et de 95 analyses de kersantites (C) (Métais et Chayes, 1963 *in* Velde, 1969) ; D : moyenne de 16 analyses de kersantites de Bretagne (Velde, 1969).

Tabl. II. - Comparison of major element abundances in lamprophyres from Le Rozel and in other minettes and kersantites. A : minette from Jersey (Velde, 1969) ; average major element abundances of minettes (B) and kersantites (C) (Métais and Chayes, 1963 *in* Velde, 1969) ; D : average major element abundances of kersantites from Brittany (Velde, 1969).

par de faibles taux de fusion partielle appliqués à une source renfermant un résidu à grenat, conformément au mécanisme envisagé dans la genèse des basaltes alcalins (Kay et Gast, 1973 ; Arculus, 1976).

Cependant, l'enrichissement en terres rares légères et en éléments incompatibles, relevé aussi bien dans les basaltes que dans les lamprophyres, implique surtout un métasomatisme préalable du manteau par une phase fluide (Lloyd et Bailey, 1975 ; Bachinski et Scott, 1977 ; Wass et Rogers, 1980 ; Chauvel, 1982). Ce modèle est envisagé pour la genèse des laves basaltiques et des lamprophyres de Cornouailles anglaise, épanchés à la base du Permien (Exley *et al.*, 1983) dans un contexte structural analogue à celui du bassin de Carentan. L'enrichissement du manteau interviendrait à la suite d'un processus de subduction sous le Sud-Ouest de l'Angleterre (Thorpe *et al.*, 1986), bien que la réalité d'une telle subduction, fonctionnant au Paléozoïque supérieur, soit contestée par Grimmer et Floyd (1986). Ces derniers préconisent en revanche une contamination crustale pour rendre compte des caractéristiques géochimiques des magmas alcalins. Les concentrations en terres rares légères, relevées dans les laves du bassin de Carentan et

les lamprophyres du Nord-Cotentin, se situent entre celles des basaltes et des lamprophyres de Cornouailles anglaise (fig. 5), sans pour autant que l'on puisse admettre l'intervention d'une contamination curstale. D'une part, les spectres de lanthanides offrent toujours une parfaite homogénéité, indépendamment de la provenance des termes analysés et de la nature de leur gisement (lave ou filon), et d'autre part, ces spectres demeurent toujours plus fractionnés que ceux des dolérites varisques (Mary et Le Gall, 1985 ; Le Gall, en prép.) dont les magmas, d'origine mantellique, ont également traversé une épaisseur de croûte continentale semblable.

En résumé, seule la fusion partielle d'une source mantellique enrichie demeure le mécanisme adéquat expliquant la pétrogenèse des laves du bassin de Caren-

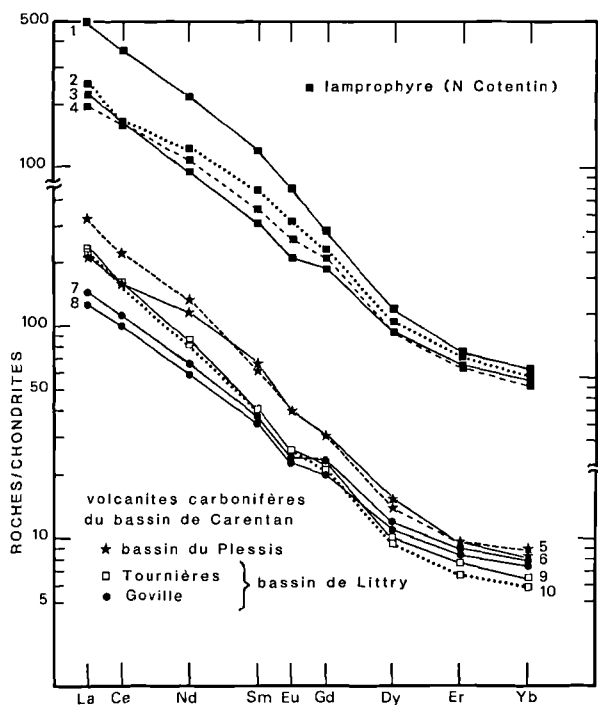


Fig. 4. - Spectres de terres rares des laves carbonifères du bassin de Carentan et des lamprophyres du Nord-Cotentin (lamprophyres : 1 = 957 ; 2 = 1548 ; 3 = 841 ; 4 = 965 A ; volcanites carbonifères : 5 = 699 ; 6 = 1528 B ; 7 = 1527 B ; 8 = 1527 A ; 9 = 1526 A ; 10 = 1526 B).

Fig. 4. - Chondrite-normalized REE patterns for Carboniferous lavas from bassin de Carentan and lamprophyres from North-Cotentin.

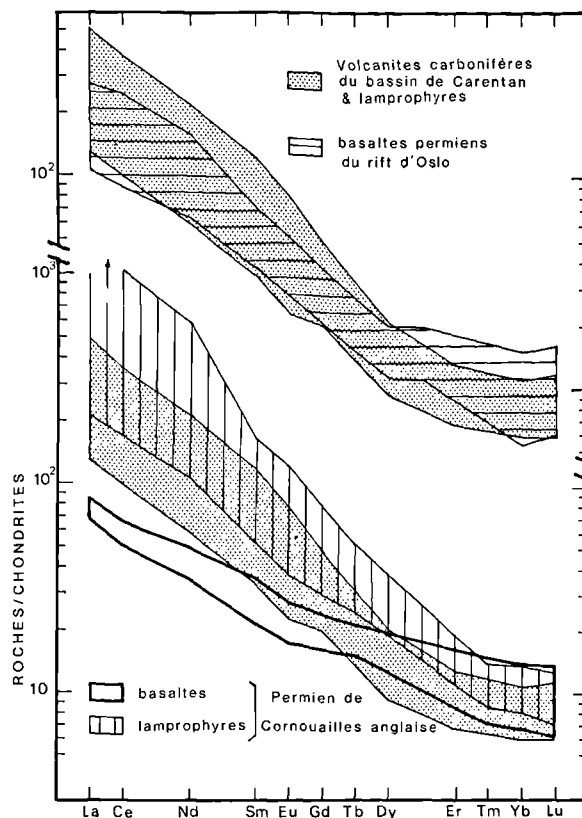


Fig. 5. - Comparaison des profils de terres rares des laves carbonifères et des lamprophyres du Cotentin avec ceux des basaltes et lamprophyres permien de Cornouailles anglaise (Thorpe *et al.*, 1986) et ceux des basaltes permien du rift d'Oslo (Grimmer et Floyd, 1986).

Fig. 5. - Comparison of chondrite-normalized REE patterns for Carboniferous lavas and lamprophyres from north-east Armorican Massif with Permian basalts and lamprophyres from Cornubian (Thorpe *et al.*, 1986) and Permian basalts from Oslo graben (Grimmer and Floyd, 1986).

tant et des filons de lamprophyres. Faute de données isotopiques, l'origine des fluides reste hypothétique, mais elle ne peut être directement liée à un processus de subduction dont les dernières expressions régionales remontent à la fin de l'histoire cadomienne, soit 250 Ma auparavant (Dissler *et al.*, 1988).

V. - CONCLUSIONS

Les laves épanchées dans le Carbonifère supérieur du bassin de Carentan rassemblent des basaltes à olivine et des trachy-andésites à biotite d'affinité alcaline, géochimiquement analogues aux filons lamprophyriques (minette et kersantite) du Nord-Cotentin, à savoir : - teneurs élevées en alcalins, P₂O₅ et en éléments de transition (Cr, Ni) ; - forts enrichissements en éléments incompatibles (K, Ba, Rb, terres rares légères) ; - spectres de terres rares très fractionnés (La/Yb = 25 à 68). Ces caractéristiques communes, qui suggèrent le cogénéisme de ces magmatismes, reflètent plus la nature de la souche initiale impliquée par la fusion (péridotite à grenat métasomatée ?) que l'intervention d'une éventuelle contamination crustale.

L'injection des volcanites du bassin de Carentan et du cortège filonien lamprophyrique accompagne les premiers stades de la distension post-varisque, fixés au Westphalien D par l'âge des sédiments houillers du bassin du Plessis.

Ces événements distensifs dont il est difficile de préciser s'ils s'inscrivent ou non dans un régime tectonique en décrochement comme dans le cas des petits bassins limniques westphalo-stéphaniens de Bretagne méridionale (Rolet, 1984) et centrale (Houlgatte *et al.*, 1988), succèdent aux phases compressives terminales de l'histoire varisque. Ces dernières apparaissent synchrones, dans le Cotentin, du plutonisme de Barfleur et de Flamanville (Dissler, 1987 ; Gresselin, 1989), lui-même contemporain de l'intrusion du complexe de Ploumanac'h daté à 302 ± 15 Ma (Vidal, 1980). Cet âge est également conforme à celui de la structuration varisque du bassin de Laval qui se place entre le Namurien A et le Stéphien, probablement au Westphalien inférieur (Houlgatte *et al.*, *op. cit.*).

Le volcanisme fini-carbonifère du bassin de Carentan se présente comme un volcanisme intra-plaque continentale, établi à l'aplomb d'un domaine crustal fortement empreint de l'héritage cadomien et qui correspond à l'emplacement d'un bassin intra-arc non totalement occulté (Dissler *et al.*, 1988). Ainsi, le cadre géodynamique du magmatisme de la distension post-varisque dans le Cotentin s'apparente-t-il à celui du rift permien d'Oslo, installé sur une croûte amincie (Ramberg et Larsen, 1978), et dont les laves basiques (fig. 5) possèdent des spectres de terres rares (Sundvoll, 1978 ; Grimmer et Floyd, 1986) identiques à ceux des basaltes du bassin de Carentan et des lamprophyres du Nord-Cotentin.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ADAMS C.J.D. (1976). - Geochronology of the Channel Islands and adjacent French mainland. *J. Geol. Soc. London*, 132, p. 233-250.
- 2) ARCULUS R.J. (1976). - Geology and geochemistry of the alkali basalt-andesite association of Grenada, Lesser Antilles island-arc. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, p. 612-624.
- 3) AUBRY J. (1982). - Formations permienes et triasiques du bassin de Carentan : quelques aspects de la distinction entre les deux formations. Thèse de 3^e cycle, Univ. de Caen, 285 p.
- 4) BACHINSKI S.W. et SCOTT R.B. (1979). - Rare-earth and other trace element contents and the origin of minettes (mica-lamprophyres). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, p. 93-100.
- 5) BARRIÈRE M. (1977). - Le complexe de Ploumanac'h (Massif armoricain). Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcaline tardi-orogénique. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. de Brest, 291 p.
- 6) BIGOT A. (1946). - Le terrain houiller de Basse-Normandie. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, 9, V, p. 94-104.
- 7) CHAUVEL C. (1982). - Géochimie isotopique (Nd, Sr) et géochimie des éléments-traces des basaltes alcalins du Massif Central français : Contraintes pétrogénétiques et arguments en faveur du métasomatisme mantellique. Thèse de 3^e cycle, Univ. de Rennes, 180 p.
- 8) COQUEL R., LOBOZIAK S. et PAREYN C. (1969). - Confirmation palynologique de l'âge Stéphien supérieur de la couche de houille du bassin de Littry (Calvados). *Ann. Soc. géol. Nord*, LXXXIX, p. 309-315.
- 9) COQUEL R., LOBOZIAK S. et LEMOIGNE Y. (1970). - Confirmation de l'âge Westphalien du houiller de Le Plessis (Manche) d'après l'étude palynologique de quelques échantillons de charbon. *Ann. Soc. géol. Nord*, XC, p. 15-21.
- 10) CULLERS R.L. et GRAF J.L. (1984). - Rare-earth in igneous rocks of continental crust : predominantly basic and ultrabasic rocks. In : Henderson P. (Ed.). Rare earth element geochemistry ; Developments in geochemistry, 2, Elsevier, 510 p.
- 11) DISSLER E. (1987). - Evolution géodynamique cadomienne du Nord-Cotentin (Massif Armoricain). Thèse Univ. Caen, 255 p.

- 12) DISSLER E. et GRESSELIN F. (1988). – The North-Cotentin shear-zone: Variscan mobilization of the Cadomian basement and its Palaeozoic cover. *Geol. Journ.*, 23, p. 191-204.
- 13) DISSLER E., DORE F., DUPRET L., GRESSELIN F. et LE GALL J. (1988). – L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. France* (8), IV, 5, p.801-814.
- 14) DORE F., JUIGNET P., LARSONNEUR C., PAREYN C. et RIOULT M. (1977). – Guides géologiques régionaux : Normandie. Masson Ed., Paris, 207 p.
- 15) EXLEY C.S., STONE M. et FLOYD P.A. (1983). – Composition and petrogenesis of the Cornubian granite batholith and post-orogenic volcanic rocks in Southwest England. In : Hancock P.L. (Ed.) The Variscan Fold Belt of the British Isles, Adam Hilger Ed., Bristol, p. 152-177.
- 16) FERGUSON J. et CURRIE K.L. (1971). – Evidence of liquid immiscibility in alkaline ultrabasic dikes at Callander Bay, Ontario, *Journ. Petrol.*, 12, p. 561-585.
- 17) GRESSELIN (1989). – Le granite de Flamanville : mobilisation varisque du linéament cadomien du Nord de l'Armorique. *C.R. Ac. Sc., Paris*, sous presse.
- 18) GRIMMER S.C. et FLOYD P.A. (1986). – Geochemical features of Permian rift volcanism : a comparison of Cornubian and Oslo basic volcanics. *Proc. Ussher Soc.*, 6, p. 352-359.
- 19) HOULGATTE E., LE HERISSE A., PELHATE A. et ROLET J. (1988). – Evolution géodynamique du Bassin carbonifère de Laval. *Géologie de la France*, 1, p. 27-46.
- 20) HUGHES C.J. (1982). – Igneous petrology. Elsevier Ed., Amsterdam, 551 p.
- 21) KAY R.W. et GAST P.W. (1973). – The rare-earth content and origin of alkali-rich basalts. *Journ. of Geol.*, 81, p. 653-682.
- 22) LEES G.J. (1974). – Petrochemistry of the mica-lamprophyres (minettes) of Jersey (C.I.). *Proc. Ussher Soc.*, 3, p. 149-155.
- 23) LEES G.J. (1978). – Rare-earth elements in minettes from Jersey, Channel Islands. *Proc. Ussher Soc.*, 4, p. 218.
- 24) LEMOIGNE Y. (1968). – La paléoflore du Houiller de Le Plessis (Manche). *Bull. Soc. géol. France*, 7, X, p. 696-701.
- 25) LLOYD F.E. et BAILEY D.K. (1975). – Light element metasomatism of the continental mantle : the evidence and the consequences. *Phys. Chem. Earth*, 9, p. 389-416.
- 26) LOY W. (1967). – Intrusion d'une phase lamprophyrique entre deux phases granitiques dans le batholite de Trégastel (Côtes-du-Nord, Bretagne). *C.R. Ac. Sc., Paris*, 264, p. 2265-2267.
- 27) MARY G. et LE GALL J. (1985). – Le Dinantien basal du flanc nord du bassin de Laval à Argentré : volcanites basiques et formations volcano-sédimentaires. *Hercynica*, 1, 2, p. 155-163.
- 28) PAREYN C. (1954). – Le bassin houiller de Littry (Calvados). *Pub. B.R.G.M.*, 14, 132 p.
- 29) PAREYN C. (1980). – Mise en évidence d'une activité néotectonique pliocène et quaternaire dans le Cotentin, le bassin de Carentan et le Bessin (Manche et Calvados). *Bull. Soc. géol. France*, 7, XXII, p. 695-701.
- 30) PAREYN C. (1984). – Les découvertes récentes sur les séries marines néogènes et pléistocènes ouvrent la voie à une conception nouvelle de l'évolution structurale et morphologique de la Basse-Normandie. In : Mélanges offerts à André Journaux, Univ. de Caen, p. 215-232.
- 31) PHILPOTTS A.R. (1976). – Silicate liquid immiscibility : its probable extent and petrogenetic significance. *Amer. J. Sc.*, 276, p. 1147-1177.
- 32) RAMBERG I.B. et LARSEN B.T. (1978). – Tectonomagmatic evolution. In : Dons J.A. and Larsen B.T. (Ed.). The Oslo paleorift, *Nor. Geol. Unders.*, 337, p. 55-73.
- 33) ROBLLOT M.-M. (1971). – Encadrement volcanique de la transgression cambrienne dans le Cotentin. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, 102, p. 28-34.
- 34) ROCK N.M.S. (1977). The nature and origin of lamprophyres : some definitions, distinctions, and derivations. *Earth Sc. Reviews*, 13, p. 123-169.
- 35) ROLET J. (1984). – Graben losangiques (pull-apart) en régime de décrochement. Le rôle des coulissements hercyniens dans l'individualisation des bassins carbonifères du Massif armoricain. *Ann. Soc. géol. Nord*, C, III, p. 209-220.
- 36) STRONG D.F. et HARRIS A. (1974). – The petrology of Mesozoic alkaline intrusives of Central Newfoundland. *Can. J. Earth Sci.*, 11, p. 1208-1219.
- 37) SUN S.S. et HANSON G.M. (1975). – Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 52, p. 77-106.
- 38) SUNDEVOLL B. (1978). – Isotope and trace-element chemistry, geochronology. In : Dons J.A. and Larsen B.T. (Ed.). The Oslo paleorift, *Nor. Geol. Unders.*, 337, p. 35-40.
- 39) TERMIER P. (1918). – Roches éruptives interstratifiées dans le terrain houiller de Littry. *C.R. Ac. Sc., Paris*, 167, p. 107.
- 40) THORPE R.S., COSGROVE M.E. et VAN CALSTEREN P.W.C. (1986). – Rare earth element, Sr-and Nd – isotope evidence for petrogenesis of Permian basaltic and K-rich volcanic rocks from south-west England. *Miner. Mag.*, 50, p. 481-490.
- 41) VELDE D. (1969). – Minettes et kersantites. Une contribution à l'étude des lamprophyres. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. de Paris, 235 p.
- 42) VIDAL P. (1980). – L'évolution polyorogénique du Massif armoricain : apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 21, 162 p.
- 43) WASS S.Y. et ROGERS N.W. (1980). – Mantle metasomatism – precursor to continental alkaline volcanism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, p. 1811-1823.

Energie d'initiation et de fracture dans deux roches calcaires Influence de la longueur propagée et de la pression de confinement

Initiation Energy and fracture Energy for two calcareous rocks Influence of crack propagation and confining pressure

par B. GORDO*, J.Y. HENRY*, A. LEBLANC** et J.P. HENRY*

Résumé. – Des essais de propagation de fissures ont été menés sur deux roches calcaires : une micrite très homogène et un marbre présentant une anisotropie d'orientation de fissures. Des essais de flexion trois points asservis ont permis d'étudier l'influence de la microfissuration sur les énergies d'initiation γ_i et de fracture γ_F . L'essai de compression de plaque percée d'un trou a permis de traduire l'évolution de K_{Ic} avec la longueur propagée. Enfin, des essais de flexion trois points ont été menés en cellule afin d'étudier l'influence de la pression sur γ_i , γ_F et K_{Ic} .

Abstract. – Crack propagation tests are performed on two calcareous rocks : a micrite and a marble which exhibits a structural anisotropy due to a preferential crack distribution. Three points bending servo controlled tests allowed to study the effect of the natural microcracks state on the energy of initiation γ_i and on fracture energy γ_F . The evolution of K_{Ic} with propagated crack length was studied through compression tests of plates within a hole. Endly three points bending tests are performed in triaxial cell to determine the confining pressure influence on γ_i , γ_F and K_{Ic} .

INTRODUCTION

Le mécanisme principal de déformation des roches sous confinement faible ou modéré est un mécanisme lié à la fissuration qui fait apparaître, d'une part une phase de dilataance, et d'autre part, un radoucissement par naissance de bandes de cisaillement. Pour apprécier le comportement global de ce matériau, il importe donc de connaître les conditions de propagation de ces défauts et de l'interaction entre microfissuration naturelle et microfissuration induite, et l'influence de la pression de confinement sur ces propriétés.

Deux paramètres sont ici étudiés relativement à la théorie de Griffith (5). Il s'agit de l'énergie d'initiation d'une fissure macroscopique γ_i , (ou G_c Energie critique de propagation, ou K_{Ic} Facteur d'intensité de contrainte critique) et de l'énergie totale dépensée dans le processus de propagation γ_F . Si l'énergie fournie au système est totalement dépensée dans la création d'une surface modélisée alors $\gamma_i = \gamma_F$. Cependant des mécanismes dis-

sipatifs peuvent intervenir : rupture intergranulaire contournant les grains, rendant la surface réelle de rupture supérieure à l'aire apparente, propagation de microfissures naturelles... Dans ces cas, l'énergie γ_F peut être nettement supérieure à γ_i .

La présente étude a pour objet de mettre en évidence l'influence de la microstructure de la roche sur ces paramètres et sur leur valeur en fonction de la longueur propagée et de la pression de confinement. Deux essais sont utilisés : le premier, classique, est l'essai de flexion 3 points qui a été mené dans des machines d'essais asservis afin d'obtenir un maximum de renseignements sur les comportements, le second est un essai en compression de plaque percée d'un trou (7), (8) ; l'avantage de ce dernier essai est de propager de façon contrôlée les fissures avec des machines d'essais simples.

Deux roches calcaires sont étudiées : un calcaire fin micritique à microfissuration naturelle quasi inexistante, et un marbre avec une microfissuration à distribution anisotrope.

(*) Laboratoire de Mécanique des Matériaux Fragiles. Ecole Universitaire d'Ingénieurs de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

(**) IDN, B.P. 48, 59651 Villeneuve d'Ascq.

Note présentée le 9 Mars 1988 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 Novembre 1988.

I. - ROCHES ÉTUDIÉES

L'étude expérimentale a été faite sur deux types de roches calcaires (micrite des Gorges de la Vis (Hérault), marbre de St-Pons) caractérisées par une structure homogène et une haute teneur en carbonate de calcium.

a) Micrite

La micrite testée est une roche calcaire lithographique du Séquanien dont la taille de grain est de l'ordre du micron. Elle provient des Gorges de la Vis (Hérault), de couleur gris foncé. Elle présente deux pôles de distribution de taille de grain ; l'un aux environs de 0,6 µm, et l'autre entre 1,5 et 3,5 µm.

Cette roche est caractérisée par l'inexistence de débris de fossiles et de fissures centimétriques, par une teneur de 96 % de Ca CO₃ et quelques impuretés en Si, Fe, Al, Mg. La porosité totale est de 2,2 %. La porosité ouverte, contribuant à la perméabilité de la roche, est nulle. La microfissuration naturelle est quasi inexistante.

b) Marbre de St-Pons

Marbre du Gothlandien, il est caractérisé par une teneur de 98 % de Ca CO₃, une porosité de 2,5 % et une granulométrie assez homogène de l'ordre de 250 µm. Les grains sont intensément maclés et présentent des bandes de glissement. La plus grande partie de la porosité est intergranulaire à cause du mauvais contact entre les grains. Il présente également une fissuration préférentiellement orientée (9) dans le plan de foliation.

II. - DESCRIPTION DES ESSAIS ET PARAMÈTRES DE PROPAGATION

Tous les essais ont été menés sur échantillons préalablement séchés.

a) Essai de flexion trois points

Cet essai standard a été principalement utilisé pour sa facilité de mise en œuvre. Les côtes principales des échantillons sont : distance entre appuis 60 mm, hauteur 15 mm, épaisseur 10 mm. Un capteur d'ouverture de fissure de type LVDT a également été utilisé. La vitesse de chargement a été fixée à 0,15 µm/s. Dans le cas des essais à l'ambiante, la manipulation a été conduite avec l'asservissement sur le capteur d'ouverture (fig. 1). Dans ce cas, le capteur a été introduit dans la chaîne d'asservissement de la machine d'essai. Une attention particulière doit être portée aux polarités des signaux : il est nécessaire que le capteur d'ouverture donne un signal négatif lorsque le noyau du capteur sort de son corps.

A partir de ces essais, le traitement des paramètres s'effectue sur la courbe charge-flèche (fig. 2). Les paramètres d'initiation de la fissure sont alors déterminés

selon les normes, en traçant une pente à 95 % de la pente élastique (10). Ceci permet le calcul de K_{Ic} et de G_{Ic} puis γ_i par :

$$G_{Ic} = \frac{K_{Ic}^2}{E} \text{ et } \gamma_i = \frac{G_c}{2}$$

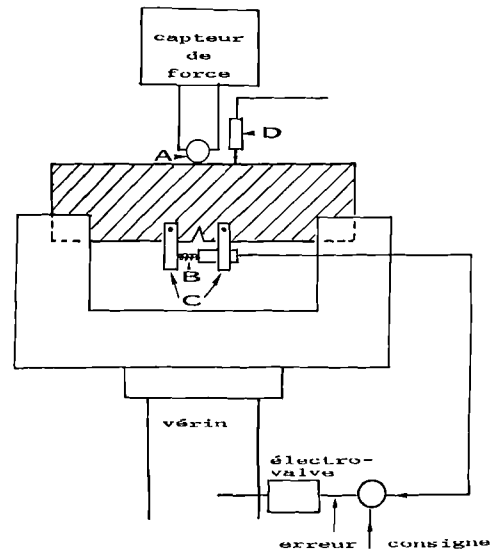


Fig. 1. - Description de l'essai asservi de flexion trois points à partir du capteur d'ouverture.

- A : rouleau d'appui supérieur.
- B : capteur d'ouverture.
- C : câles d'appuis.
- D : capteur de flèche.

Fig. 1. - Description of servo-controlled bending test with crack opening transducer.

- A : Upper roller support.
- B : Crack opening transducer.
- C : Support of LVDT transducer.
- D : Displacement transducer.

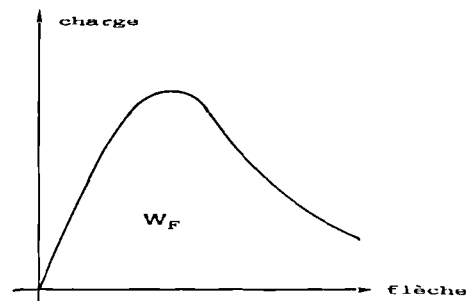


Fig. 2. - Courbe schématique charge-flèche dans un essai de flexion trois points.

Fig. 2. - Schematic load-displacement diagram of a three point bending test.

Le paramètre γ_F , énergie de fracture, est obtenu à partir de l'énergie W_F dépensée dans le processus de fracture

$$\gamma_F = \frac{W_F}{2A}$$

avec A aire apparente de la rupture. Dans tous les cas la détermination de la longueur initiale de la fissure s'est effectuée par visée au microscope après rupture de l'échantillon.

Dans le cas des essais sous pression de confinement, l'échantillon a été complètement moulé dans du silastène, avec ses trois appuis.

b) Essais de plaque en compression

Comme nous le verrons au paragraphe suivant, l'essai de flexion trois points n'a pas permis de définir précisément, par la méthode de compliance, la variation des paramètres en fonction de la longueur de fissure propagée. Nous avons préféré utiliser un essai plus simple, mis au point au laboratoire (7).

Cet essai consiste en une compression d'une plaque parallélépipédique avec un trou en son centre (fig. 3). Pendant l'essai de compression, deux fissures apparaissent en bord de trou dans la direction de l'axe de compression. Le calcul de l'énergie G de propagation en fonction de la taille de la plaque H/R et L/H a été effec-

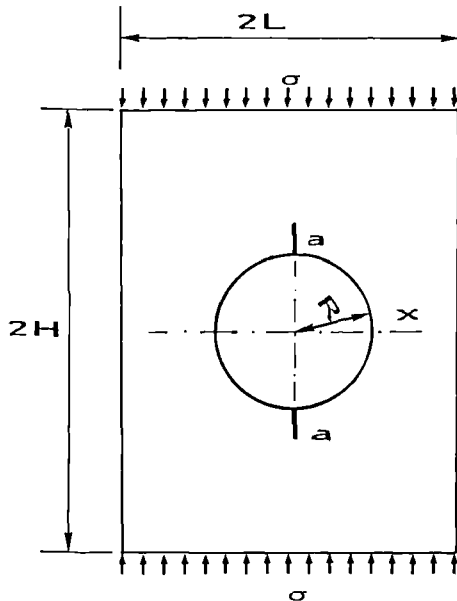


Fig. 3. - Paramétrage de l'essai de compression de plaque percée d'un trou.

Fig. 3. - Parameters of the compression test of plate within a hole.

tué par la méthode des discontinuités de déplacement (8). Les principaux résultats, pour la présente étude, sont donnés par la figure 4.

L'avantage de cet essai est double. Tout d'abord, les fissures se propagent de façon stable à partir d'une longueur a/R supérieure ou égale à 0,2. Ensuite, et en conséquence, il est possible d'étudier l'évolution des conditions de propagation en fonction de la longueur de fissure propagée. A cet effet, il a été mis au point une technique de dépouillement par jauges d'extensométrie (7) (11) afin de connaître à tout instant la position de la fissure. La position de la fissure et la charge correspondante permettent alors de calculer G_c .

Dans le cas de l'étude de l'influence de la pression de confinement, l'échantillon comme pour l'essai de flexion 3 points a été moulé dans du silastène ainsi que ses embases d'appui. Dans les deux cas, les essais ont été menés dans une cellule triaxiale conventionnelle.

III. - ESSAI DE FLEXION TROIS POINTS A PRESSION AMBIANTE

La figure 5 représente respectivement les courbes charge-flèche des essais réalisés sur éprouvettes sèches de micrite et de marbre selon deux orientations de propagation : la première, parallèle au plan de foliation (//), la seconde, perpendiculaire à ce plan de foliation (⊥), (fig. 6). La vitesse de chargement a été très faible, de l'ordre de 0,015 $\mu\text{m/s}$. Pour la micrite, la courbe est quasi linéaire jusqu'au pic de résistance, ensuite on observe un retour en arrière de la flèche, retour indétectable sans l'asservissement utilisé. En ce qui concerne le marbre, la perte de linéarité a lieu à environ 85 % du pic de résistance, ensuite le comportement est moins "fragile" que pour la micrite ; l'essai en direction ⊥ apparaît d'ailleurs plus "stable" que pour l'essai en direction //.

Les valeurs moyennes sur 6 essais de l'énergie d'initiation γ_i du facteur d'intensité de contrainte K_{Ic} et de l'énergie de fracturation γ_F sont données par le tableau I.

Essayons maintenant d'interpréter la différence entre les valeurs de γ_i et de γ_F . Dans le cas du marbre, cette différence est très importante (supérieure à 30 J/m²),

	K_{Ic} (MPa $\sqrt{\text{m}}$)	γ_i (J/m ²)	E (MPa)	γ_F (J/m ²)	γ_F / γ_i
Micrite	0,69	2,92	82 000	12,2	4,2
Marbre //	0,57	3,93	42 000	35	8,9
Marbre ⊥	0,66	5,70	42 000	46,8	8,2

Tableau I. - Résultats des essais en flexion trois points sur éprouvettes sèches.

Results of three points bending tests on dry sample.

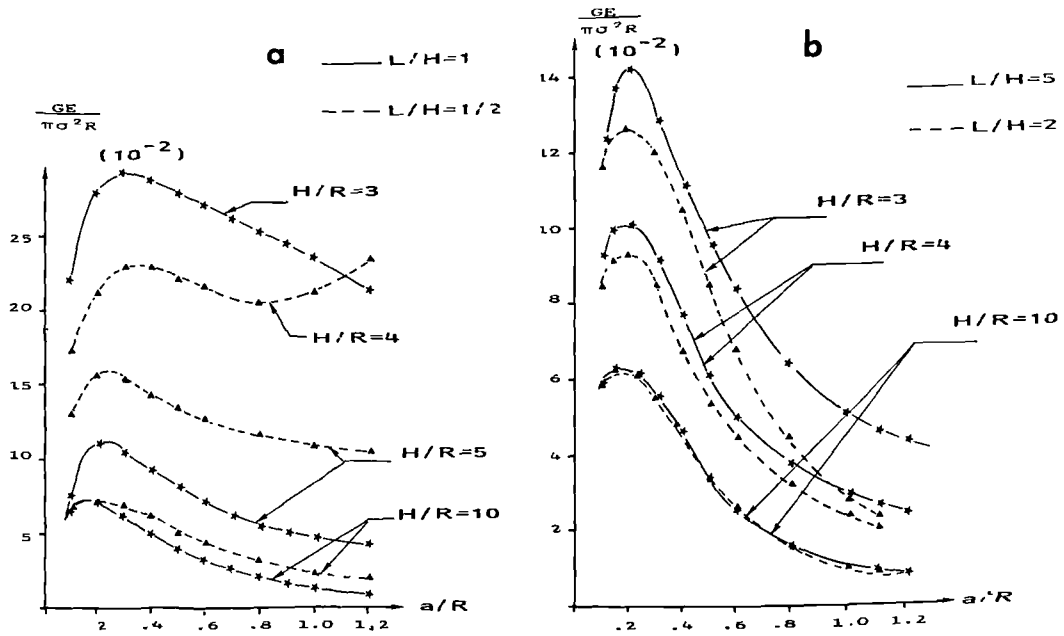


Fig. 4. - Influence de la taille de la plaque sur l'énergie d'avancement de fissure G.

a : rapport de côtés inférieur à 1.
 b : rapport de côtés supérieur à 1.

Fig. 4. - Influence of the size of the plate on strain energy release rate G.

a : size ratio less than 1.
 b : size ratio great than 1.

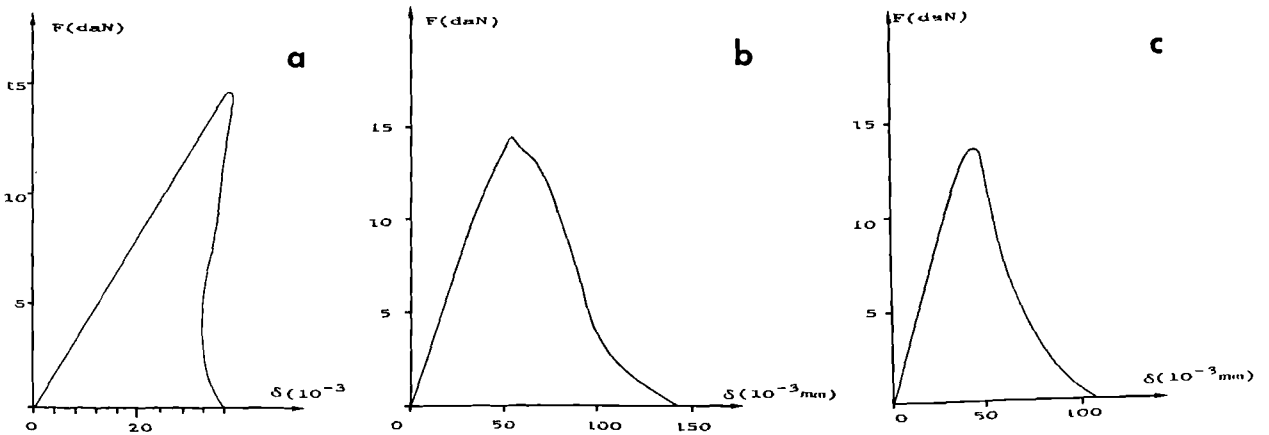


Fig. 5. - Allure des courbes charge-flèche.

a : micrite.
 b : marbre ⊥.
 c : marbre //.

Fig. 5. - Load-displacement diagram.

a : micrite.
 b : marble ⊥.
 c : marble //.

alors que dans le cas de la micrite, cette différence est faible. Ceci met clairement en évidence le rôle joué par la microfissuration naturelle qui est importante dans le cas du marbre, et inexistante dans le cas de la micrite. La différence entre γ_F et γ_i s'interprète d'une part, par l'incertitude sur la mesure de l'aire réelle de la fracture (rupture contournant les grains, désorientation du plan de clivage par rapport au plan de rupture...), et d'autre part, par le rôle des mécanismes dissipatifs (plasticité, microfissuration). Dans notre exemple, et ceci a été montré récemment par Nolen *et al.* (12), il y a développement de la microfissuration en tête de fissure, non seulement avant le pic, mais surtout après le pic. Dans ce cas, une grande partie de l'énergie est dissipée avec propagation des microfissures naturelles dans une zone de quelques millimètres autour de la fissure principale. On remarquera d'ailleurs que la différence $\gamma_F - \gamma_i$ est plus importante pour une propagation \perp que pour une propagation \parallel , bien que $\gamma_F (\perp)$ soit supérieur à $\gamma_F (\parallel)$, point qui avait déjà été discuté antérieurement (9), (6). Cette dissipation plus importante peut être trouvée dans la difficulté, pour la fissure principale de franchir les microfissures qui lui sont perpendiculaires, l'obligeant à des bifurcations et branchements importants qui conduisent à une forte dissipation énergétique.

IV. - INFLUENCE DE LA LONGUEUR PROPAGÉE

a) Essais de flexion trois points

Une des méthodes possibles dans ce type d'essais pour caractériser les paramètres de ténacité en fonction de la longueur propagée est d'utiliser une technique de compliance. La compliance est définie par le rapport $C = y/P$ avec y la flèche de l'éprouvette sous la charge P . L'énergie de propagation déduite par cette méthode est calculée à partir de (3) (10) :

$$G = \frac{1}{2} P^2 \frac{\partial C}{\partial a}$$

avec a profondeur d'entaille. La compliance est déterminée sur des éprouvettes de différentes longueurs d'entaille.

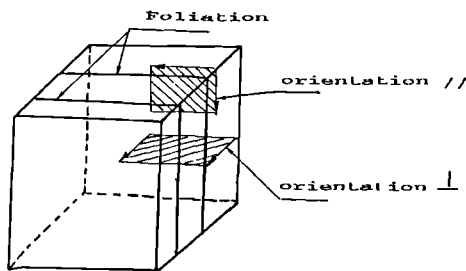


Fig. 6. - Direction de propagation de fissure dans le marbre par rapport à la foliation.

Fig. 6. - Crack propagation directions for the marble related to the foliation plane.

On établit alors les variations de C ramenée à une unité de largeur D de l'éprouvette en fonction de a . Le terme $\partial C/\partial a$ est alors obtenu en prenant la pente à la courbe $C = f(a)$ pour une longueur a donnée (fig. 7).

Ainsi, lors d'un essai de flexion trois points si l'on peut effectuer un cyclage chargement-déchargement après le pic, la mesure de la compliance devrait pouvoir conduire à la connaissance de la longueur actuelle de la fissure. La figure 8 montre un exemple d'un tel essai pour le marbre qui n'a pu être réalisé correctement que grâce à l'asservissement utilisé.

Une difficulté importante a été soulevée dans cette façon de procéder : l'estimation de la longueur de fissure à partir des mesures de compliance s'est avérée totalement fautive et ceci pour deux raisons :

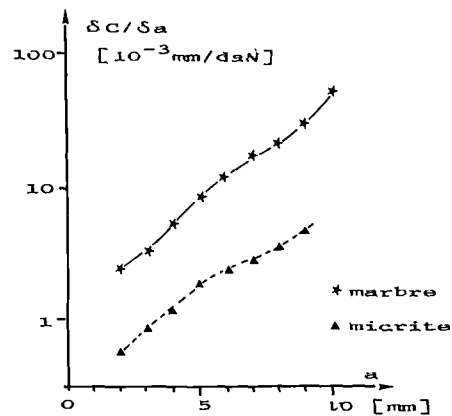


Fig. 7. - Variation de $\partial C/\partial a$ en fonction de la profondeur d'entaille pour les deux roches calcaires.

Fig. 7. - Variation of $\partial C/\partial a$ versus crack length pour the two calcareous rocks.



Fig. 8. - Essais de flexion 3 points avec chargement-déchargement pour le marbre.

Fig. 8. - Three point bending test with unloading and reloading for the marble.

- 1°) il n'est pas possible de déterminer précisément une pente élastique dans le chargement-déchargement, les boucles d'hystérésis étant très importantes (fig. 8);
- 2°) l'endommagement cité au paragraphe précédent lors de la propagation de fissure change totalement les courbes de compliance en fonction de la longueur de fissure.

Pour éviter ce dernier point, nous proposons de dépouiller les essais en faisant la remarque que la courbe $\partial C/\partial a$ en fonction de a est simplement translatée entre l'essai sur matériau initial et l'essai sur matériau endommagé. Cette hypothèse étant établie, la relation $\partial C/\partial a$ en fonction de la longueur d'entaille peut s'écrire de la façon suivante :

$$\ln \frac{\partial C}{\partial a} = Aa + B$$

avec A pente de la droite des moindres carrés dans la figure 7. La constante B est calculée à partir de la longueur initiale d'entaille et des conditions initiales de propagation de fissure au pic (4). A partir de cette méthode, nous donnons le dépouillement d'un essai dans le tableau II.

Au vu de ces résultats, il semblerait que les paramètres de ténacité varient très peu avec la longueur propagée. Cependant, la dispersion est très grande et le dépouillement très délicat. Il nous semble en conséquence que cette technique expérimentale doit être abandonnée dans le cas des roches.

b) Essai de compression de plaque percée d'un trou

Comme mentionné précédemment, cet essai a permis d'étudier aisément l'évolution de γ_i ou K_{Ic} en fonction de la longueur de fissure propagée; cependant, cet essai ne permet pas de traduire l'évolution de γ_F en fonction de a . Les résultats de ces essais pour les deux roches sont donnés par la figure 9.

Les courbes peuvent être décomposées en deux parties: une partie ascendante pour des valeurs a/R inférieures ou égales à 0,2, et une partie légèrement descendante ou constante au-delà.

La première partie doit être discutée et contestée pour deux raisons :

longueur fissure a (mm)	γ_i (J/m ²)	K_{Ic} (MPa√m)	γ_F (J/m ²)
4,2	2,9	0,50	41,1
9,7	9	0,87	41,5
10,5	3,7	0,56	13,8

Tableau II. - Variation des paramètres de ténacité en fonction de la longueur propagée dans un essai de flexion 3 points (marbre \perp).

Variation of toughness parameters with propagated crack length for three points bending tests (marble \perp).

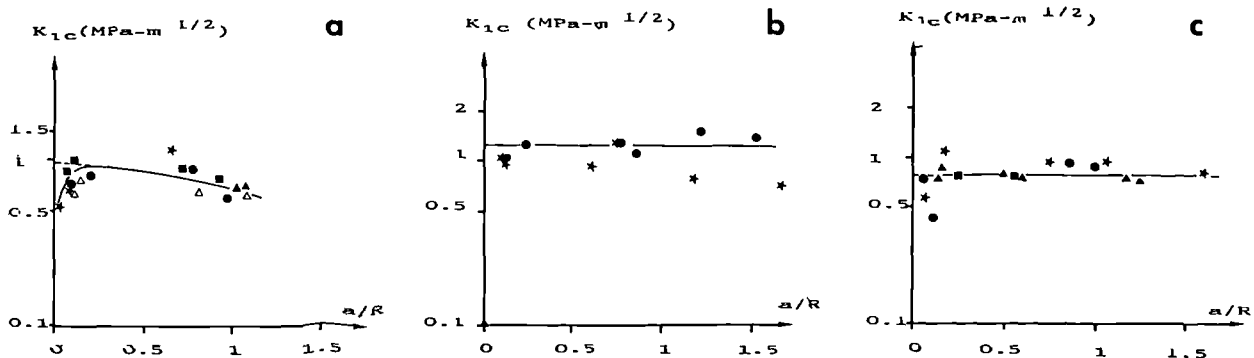


Fig. 9. - Relation entre K_{Ic} et la longueur de fissure propagée pour :

- a : micrite.
- b : marbre \perp .
- c : marbre $//$.

Fig. 9. - Relation between K_{Ic} and propagated crack length :

- a : micrite.
- b : marble \perp .
- c : marble $//$.

- 1°) Dans ce type d'essai, la propagation est instable pour des longueurs a/R inférieures ou égales à 0,2, ce qui conduit à de mauvais dépouillements ;
- 2°) La mesure proposée de longueur de fissure n'est pas appropriée pour des faibles longueurs de fissure. Dans ce cas, il est nécessaire de tenir compte de l'effet de concentration de contrainte due au trou, ce qui devient délicat.

La deuxième partie traduit correctement l'évolution de la ténacité en fonction de la longueur de fissure propagée. On remarquera qu'en fonction de la propagation, K_{Ic} diminue pour la micrite, reste sensiblement constant pour le marbre \perp , devient légèrement croissant pour le marbre $//$. Là encore la microstructure doit jouer un rôle mais celui-ci en regard des faibles variations des

	Micrite	Marbre \perp	Marbre $//$
K_{Ic} (Mpa \sqrt{m})	0,91	1,10	0,70

Tableau III. - Valeurs de K_{Ic} obtenues par l'essai de compression de plaque percée d'un trou.

K_{Ic} values obtained in compression tests on plates within a hole.

ténacités peut être considéré comme assez négligeable et l'on peut conclure que les conditions de propagation de fissure dans ces deux roches calcaires sont indépendantes des longueurs propagées.

Les conditions de démarrage des fissures en bord de trou ont été déterminées en prolongeant la droite de la deuxième partie jusqu'à la valeur $a/R = 0$. Les valeurs de K_{Ic} ainsi obtenues sont données par le tableau 3. Celles-ci sont légèrement supérieures à celles données précédemment par l'essai de flexion 3 points. Notons qu'elles sont proches des valeurs de K_{Ic} déterminées par essais de flexion trois points avec des vitesses de chargement 10^3 fois plus élevées (6). Il semble donc que la nature de l'essai influence légèrement les résultats surtout lorsque l'état de microfissuration naturelle est plus important. L'explication peut être donnée par l'influence des champs de contrainte au voisinage de la fissure. Dans l'essai de compression de plaque percée d'un trou, l'état de compression induit la fermeture des fissures perpendiculaires ou quasi perpendiculaires à l'axe des charges. En conséquence, l'interaction entre fissure principale et microfissures naturelles est faible, nettement plus faible que dans le cas de l'essai de flexion trois points où l'état de traction est important. Il est donc logique de trouver un K_{Ic} plus important par l'essai de compression de plaque que par l'essai de flexion trois points. Dans le cas de la micrite où la fissuration natu-

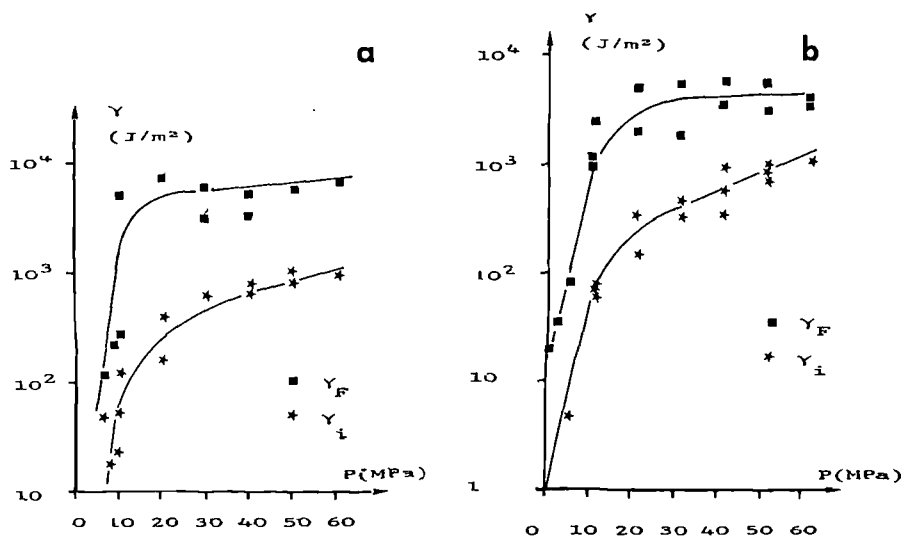


Fig. 10. - Variation des paramètres γ_i et γ_F pour le marbre.
 a : marbre \perp .
 b : marbre $//$.

Fig. 10. - Variation of γ_i and γ_F parameters for the marble.
 a : marble \perp .
 c : marble $//$.

relle est quasi inexistante, les valeurs de K_{Ic} sont très voisines.

V. - INFLUENCE DE LA PRESSION DE CONFINEMENT

Très peu d'études ont jusqu'alors été effectuées sur les roches sous pression de confinement (14) (13) (1) (2). Généralement, il a été noté tant sur les calcaires que sur les grès que les conditions d'initiation de fissures dépendaient de la pression de confinement et croissaient avec elle.

Différentes techniques expérimentales ont été utilisées: traction d'éprouvette à entaille latérale (13), flexion trois points (14), éprouvette cylindrique à entaille annulaire (2).

Dans notre étude, nous avons dû abandonner l'essai de compression de plaque percée d'un trou, bien qu'il soit plus simple à mettre en œuvre, car dans le cas du marbre, la fissure de traction n'apparaissait plus pour des pressions de confinement supérieures à 10 MPa. Nous présentons ici les résultats obtenus par essai de flexion trois points.

La figure 10 présente la variation des paramètres γ_i et γ_F pour le marbre et la figure 11 pour la micrite. Dans le cas du marbre, nous remarquons que :

- pour une pression inférieure ou égale à 100 MPa, γ_i et γ_F croissent très rapidement avec la pression,

- entre 10 et 20 MPa, γ_F diminue plus rapidement que γ_i ,

- au-delà de 20 MPa, γ_F reste sensiblement constant et égal à $6 \cdot 10^3$ J/m², alors que γ_i continue à croître, plus lentement, pour se rapprocher de γ_F .

Pour la micrite, l'allure générale des courbes γ_i et γ_F reste du même type. On notera cependant que la croissance de γ_i avec la pression est beaucoup plus régulière, et que γ_F atteint plus lentement un palier.

Nous allons maintenant comparer nos résultats en K_{Ic} obtenus sur la micrite avec ceux de Biret (2) et Schmidt et Huddle (13) sur des calcaires à grains fins. Tout d'abord, la figure 12 reporte les résultats de K_{Ic} en fonction de la pression. On remarque, de façon analogue à Biret (13), qu'il existe une dépendance quasi linéaire de K_{Ic} avec la pression. La figure 13 compare les différentes études de K_{Ic} en fonction de la pression. Il s'avère que la pente que nous obtenons est très nettement supérieure aux résultats présentés par les auteurs cités en référence.

Afin de vérifier nos résultats, des essais de flexion 3 points ont été réalisés sur des éprouvettes taillées dans le calcaire comblanchien fourni par Biret. Les résultats obtenus, pour les pressions de confinement 20 et 40 MPa, sont spécifiés par les deux points reportés à la figure 13. Les valeurs de K_{Ic} ainsi obtenues confirment nos précédents résultats sur la micrite. Il paraît envisageable de conclure, en conséquence, que la nature de l'essai influence très fortement les résultats. Il importe donc que désormais des études comparatives soient menées entre les différentes techniques expérimentales existantes afin de préciser l'influence de la pression de confinement sur les conditions de propagation. Le problème à résoudre peut donc se formuler: quel tenseur sphérique faut-il prendre en compte comme paramètre ?

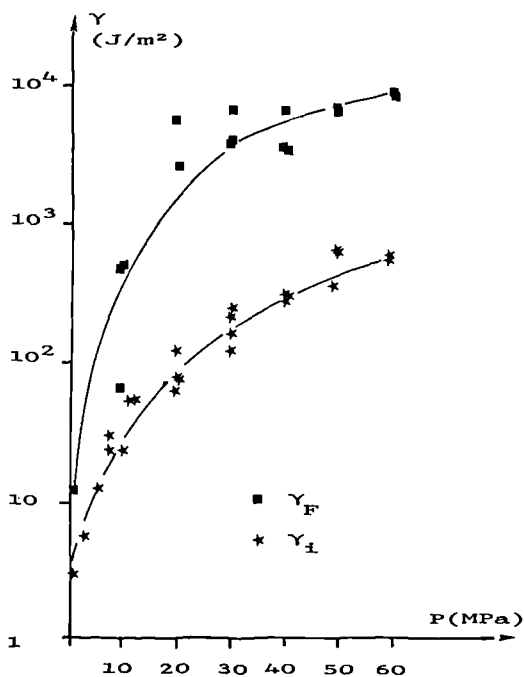


Fig. 11. - Variation des paramètres γ_i et γ_F pour la micrite.

Fig. 11. - Variation of γ_i and γ_F parameters for the micrite.

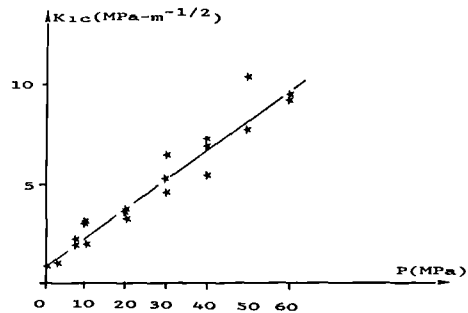


Fig. 12. - Variation de K_{Ic} en fonction de la pression pour la micrite.

Fig. 12. - Variation of K_{Ic} with confining pressure for the micrite.

CONCLUSION

L'étude qui a été menée sur deux roches calcaires a permis de mettre en lumière un certain nombre de points caractéristiques.

Tout d'abord, nous noterons que la microfissuration naturelle joue un rôle primordial dans les conditions de propagation. En premier lieu, elle participe à un mécanisme dissipatif d'énergie qui a donc tendance à stabiliser la propagation et à rendre le matériau moins "fragile". Dans un deuxième temps, elle interagit avec l'essai et le gradient de contrainte appliqué, ce qui conduit à des paramètres de propagation dépendant de la nature de l'essai.

Il a ensuite été montré que l'on pouvait considérer que les conditions de propagation sont indépendantes de la longueur propagée pour les roches caractérisées.

En ce qui concerne l'influence de la pression de confinement jusqu'à des valeurs de 60 MPa, nous noterons que :

- l'énergie de fracture γ_F atteint rapidement un palier se situant à des valeurs de $5 \cdot 10^3$ à 10^4 J/m²,

- l'énergie d'initiation γ_i croît linéairement avec la pression pour le marbre, plus lentement pour la micrite,

- K_{Ic} croît linéairement avec la pression comme dans les études antérieures, mais que le gradient est plus important,

- la nature de l'essai est un facteur d'influence des résultats formulés justifiant à ce titre la standardisation des essais de caractérisation.

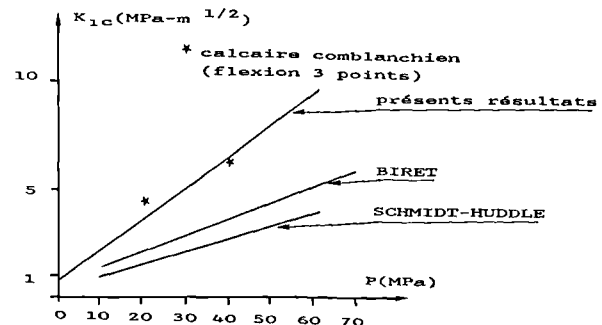


Fig. 13. - Comparaison des différents résultats de K_{Ic} en fonction de la pression pour des calcaires à grains fins.

Fig. 13. - Comparison of K_{Ic} confining pressure results on fine grained calcareous rocks.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ABOU SAYED A.S. (1977). - Fracture toughness K_{Ic} of triaxially loaded. Indiana limestone. *Proc. 17th U.S. Symp. Rock Mech.* 273, p. 1-8.
- 2) BIRET F. (1987). - Mesure de l'influence de la pression sur la propagation de fissure dans les roches. Thèse de Doctorat. Univ. de Bordeaux.
- 3) FRANÇOIS D. (1975). - Notions de mécanique de la rupture. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XCV, p. 113-117.
- 4) GORDO B. (1988). - Propagation de fissures dans les roches calcaires. Influence de la pression de confinement. Thèse de Doctorat. Université de Lille I (à paraître).
- 5) GRIFFITH A.A. (1924). - The phenomena of rupture and flow in solids. *Phil. Trans. Roy. Soc. A* 221, p. 163.
- 6) HENRY J.P. (1978). - Mécanique linéaire de la rupture appliquée à l'étude de la fissuration et de la rupture de roches calcaires. Thèse de Doctorat d'Etat. Université de Lille I.
- 7) HENRY J.Y. (1980). - Plaque percée d'un trou et soumise en compression. Etude des conditions de propagation de la fissure de traction. Thèse de Docteur Ingénieur, Université Lille I.
- 8) HENRY J.Y. (1983). - Energie d'avancement de fissure G pour une plaque percée d'un trou et soumise en compression. *Mech. Res. Comm.* 10 (5), p. 253-257.
- 9) HENRY J.P., PAQUET J., TANCREZ J.P. (1977). - Experimental study of crack propagation in calcite rocks. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 14, p. 85-91.
- 10) MALKIN J. (1972). - Mécanique linéaire de la rupture. Dans *Rupture des Métaux*. Masson Ed., p. 11-32.
- 11) MOREL E., HENRY J.P. (1983). - Mise au point de techniques expérimentales de détection de la propagation de fissure dans les matériaux fragiles. 18^e Congrès de Rhéologie, p. 313-319.
- 12) NOLEN-HOEKSEMA R.C., GORDON R.B. (1987). - Optical Detection of Crack Patterns in the Opening-Mode Fracture of Marble. *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, Vol. 24, N° 2.
- 13) SCHMIDT R.A., HUDDLE C.W. (1977). - Effect of confining pressure on fracture toughness of Indiana limestone. *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci.*, 14, p. 289-293.
- 14) TERRIEN M., SARDA J.P., CHAYE D'ALBISSIN M., BERGUES J. (1984). - Experimental study of the anisotropy of a sandstone and a Marble. Coll. CNRS, Villars de Lans.

Réflexions sur l'orogénèse varisque dans le Nord de la France : Grande Faille du Midi et tectonique globale. Essai de généralisation

Reflexions on the variscan orogenesis in north of France : Grande Faille du Midi and global tectonics. Generalizing attempt.

par A. BOUROZ (*)

Résumé. – Les différentes phases de l'orogénèse varisque dans le Nord de la France peuvent être circonscrites dans le temps et la dernière, aussi dans l'espace. Une étude critique de la structure des synclinorium de Dinant et de Namur rend caduque la vieille notion de "poussée" venue du Sud (soit le chevauchement du synclinorium de Dinant vers le Nord), comme moteur responsable de la déformation orogénique. Un essai de coordination entre les hypothèses de structure profonde déduites des mesures géophysiques et les observations de sub-surface conduit à admettre :

1° l'existence d'une obduction-subduction, croûte océanique sur croûte continentale (suture rhéique, 400-360 Ma), jalonnée par les ophiolites du cap Lizard à l'Ouest et les roches basiques du Münchberg à l'Est et à laquelle est vraisemblablement due l'anomalie magnétique du Bassin de Paris ;

2° l'ensemble des déformations varisques dans le Nord de la France se compose d'au moins deux subductions continentales à vergence sud, l'une à 325-290 Ma (phase sudète), l'autre, la subduction du synclinorium de Namur sous celui de Dinant, à 290-280 Ma (phase asturienne), ces deux subductions se suivant à peu près dans le temps et chacune d'elles ayant entraîné un raccourcissement de la chaîne vers le Sud. Seule, la dernière (front varisque) a pu faire l'objet d'observations précises de terrain. Cette ultime subduction a comporté d'abord une longue période de serrage intense ayant entraîné la rupture majeure matérialisée par la Grande Faille du Midi (avec ses nombreuses failles satellites sous-jacentes) et suivie, en fin de phase asturienne, par une brève période de distension qui a entraîné la naissance de grandes failles directes sub-verticales à vergence sud. Ces dernières ont entraîné d'une part, des décalages importants dans la surface de la Grande Faille du Midi et d'autre part, permis la montée en surface, de roches profondes (andésites et basaltes des sondages d'Orville et de Sarton, notamment), datées fini-stéphaniennes. Avec le début de la pénélplanation permienne, s'arrête le cycle orogénique hercynien, dans la région (**).

Un essai de généralisation est tenté pour l'ensemble de la chaîne en France.

Abstract. – *The Variscan orogen in North of France can be restricted both in time and space. A critical analysis of the structure of the Dinant and Namur synclinoria yields obsolete the old hypothesis of a "push" coming from the South as responsible of the tectonic deformation (overthrust of Dinant synclinorium toward the North). A co-ordination attempt between the deep structure hypothesis deducted from geophysical investigations and the sub-surface structures based on field observations leads to admit :*

1° the existence of an obduction-subduction, oceanic crust upon continental crust (rheic suture, 400-360 yM), marked out by the Lizard cape ophiolites to the West and the basic rocks of Munchberg to the East, and whose is due the magnetic anomaly of the Paris Basin ;

2° the whole of variscan deformations in North of France is made of not less than two continental subductions with southern grade, one between 325 and 290 yM (Sudet phase), the other, the subduction of Namur synclinorium under the Brabant one, between 290 and 280 yM (asturian phase), the two subductions following each other continuously in time and each of them having produced a shortening of the chain toward the South. Only the last can be observed on the field (Variscan front). The ultimate subduction has comprised, firstly, a long period of intense tightening having produced the break materialized by the Grande Faille du Midi with her numerous subjacent satellite faults, then at the end of Asturian phase, a short period of distension having produced several strongly sloped direct faults shifting the surface of the Grande Faille du Midi and, on the other hand, having allowed the uplift of andesite and basalt of late Stephanian age (Orville and Sarton boreholes). With the beginning of the Permian penneplanation, the hercynian orogenic cycle is finished in this region.

A generalizing attempt is tried on the whole of the chain in France.

(*) 110, avenue Félix Faure, 75015 Paris.

(**) Nous remercions MM. les Professeurs Ph. Matte et J. Dercourt d'avoir bien voulu prendre connaissance de notre premier projet de texte. Dans le cadre de notre expérience personnelle, nous avons tenu le plus grand compte de leurs critiques pour la rédaction définitive de cette étude.

Note présentée le 9 Mars 1988 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 Novembre 1988.

I. - INTRODUCTION

Cette étude est l'explicitation des idées que nous avons émises dans une note antérieure (16), sur les problèmes posés par la déformation orogénique varisque dans le Nord de la France, dont le paroxysme aboutit à une rupture importante matérialisée par la Grande Faille du Midi, accompagnée elle-même par des failles satellites sous-jacentes peu pentées. A ce phénomène tectonique majeur, se sont ajoutées de nouvelles ruptures constituées par de grandes failles directes sub-verticales à vergence sud, tardi-hercyniennes (*). Ultérieurement, celles-ci ont joué horizontalement, en coulissements, au Tertiaire.

Dans une question d'une telle importance, il nous paraît essentiel de séparer ce qui est du domaine de l'orogénèse varisque et ce qui appartient aux phénomènes très postérieurs d'âge tertiaire, semblant en relation avec l'ouverture de l'Atlantique nord. Seul, le domaine de l'orogénèse varisque sera traité ici ; nous le diviserons en deux parties : les observations acquises dans le varisque, les hypothèses de structure qui ont pu en être déduites (fig. 1, 2 et 3).

II. - LES OBSERVATIONS DANS LE VARISQUE

Ces observations sont de deux ordres : d'une part, les observations directes qu'on peut considérer comme définitivement acquises (leviers de surface, mesures de fracturation, travaux miniers, sondages carottés) et d'autre part, ce qui découle des mesures géophysiques qui ne constituent qu'une interprétation sujette à variation suivant la valeur attribuée aux paramètres utilisés dans les calculs et dont les résultats peuvent de ce fait, accuser de possibles variations. Dans cet esprit, nous traiterons successivement des points suivants :

- durée dans laquelle s'inscrit l'ensemble des déformations varisques dans le nord de la France ;
- style tectonique du synclinorium de Dinant ;
- style tectonique du synclinorium de Namur ;
- la Grande Faille du Midi.

A) DURÉE DE LA DÉFORMATION VARISQUE DANS LE NORD DE LA FRANCE

La connaissance de la structure de la chaîne varisque dans le Nord de la France doit beaucoup à l'exploitation minière dans le synclinorium de Namur et aux campagnes de reconnaissance par sondages et méthodes géophysiques dans celui de Dinant.

(*) Nous n'employons pas le terme de "décrochement" pour caractériser ces failles car il est ambigu, un décrochement pouvant être vertical, oblique ou horizontal. En tectonique houillère, on emploie de préférence le terme "effondrement" qui fait image et suggère une quasi-verticalité du phénomène.

Parmi ces renseignements, ceux d'observation directe permettent de préciser la durée dans laquelle s'inscrit l'essentiel des phénomènes tectoniques dans la région :

1° Après l'épisode de calme tectonique relatif correspondant au dépôt des séries marines, en majorité calcaires, du Dinantien, on observe une brusque accélération de la subsidence au début du Namurien, entraînant un apport sédimentaire clastique très important qui va durer jusqu'au Westphalien D.

2° Après la fin des apports clastiques par arrêt de la subsidence, commence l'importante déformation orogénique qui va durer pendant tout le Stéphanien ; on peut fixer assez exactement la fin de cette orogénèse grâce aux venues éruptives qui se sont produites au travers du synclinorium de Dinant (sondages d'Orville et de Sarton) (7). Ces épanchements, formés d'andésites et de basaltes, ont poinçonné un synclinal à flancs très redressés, composé de Namurien bien daté (région de Doullens) (8) ; ces épanchements sont très voisins de l'horizontale, c'est-à-dire qu'ils se sont produits après le paroxysme tectonique. Ils ont pu être datés, notamment par les méthodes paléomagnétiques : les coulées d'Orville sont certainement d'âge stéphanien, comme la moitié inférieure de celui de Sarton. Pour la moitié supérieure de Sarton, il y a un léger doute : Stéphanien ou début du Permien (7).

3° Il est important de remarquer que ces coulées sont incluses dans un Paléozoïque très plissé mais peu faillé (ce que nous verrons par la suite), l'ensemble se trouvant sous la surface de pénéplanation permienne (8) (19).

De tout ce qui précède, découle une observation très importante ; toute la déformation orogénique dans le nord de la France, au voisinage du front varisque, s'est produite au cours du Stéphanien et était terminée avant le début du Permien (soit entre 290 et 280 Ma) : on peut donc en conclure que les dépôts du Westphalien D du synclinorium de Namur (*) se trouvaient à très faible profondeur, au début de l'orogénèse varisque, la suite du Westphalien D ou même le début du Stéphanien (en admettant que ce dernier ait pu se déposer) ayant été enlevés par érosion, après arrêt de la subsidence ou, mécaniquement, par la tectonique.

B) LE STYLE TECTONIQUE DU SYNCLINORIUM DE DINANT

Dans le Nord de la France, le synclinorium de Dinant s'étend depuis la frontière belge à l'est (région d'Avesnes) jusqu'à la côte de la Manche à l'ouest (région

(*) La présence du Westphalien D dans le synclinorium de Namur a été mise en évidence pour la première fois, grâce aux corrélations des cinérites communes aux deux bassins de Sarre-Lorraine et du Nord - Pas-de-Calais (10). En particulier, l'abondance de *N.ovata* à la base du faisceau de Dusouich, permet de classer ce dernier ainsi que le faisceau d'Edouard, dans le Westphalien D. La palynologie a confirmé cette appartenance.

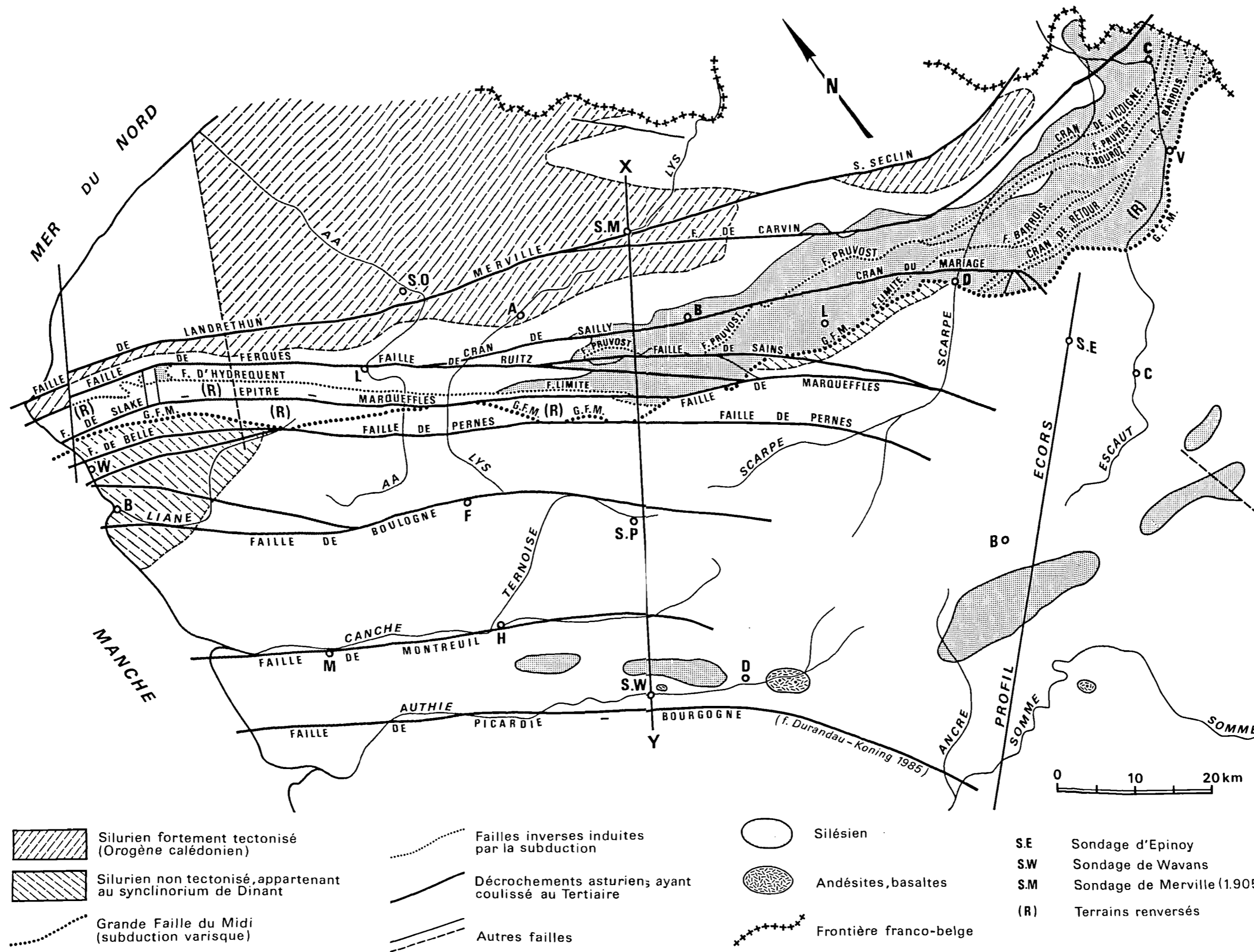


Fig. 1. - Carte du Nord de la France au 1/500.000^e
(Directions tectoniques infra-mésozoïques).

Fig. 1. - Map of north of France
(Infra-mesozoic tectonical directions).

d'Abbeville), sur un peu moins de 200 km. Les terrains paléozoïques n'affleurent, sous une couverture discontinue, qu'à l'est, le long de la frontière belge ; c'est donc dans la région d'Avesnes-Le Quesnoy qu'il est le mieux connu, alors qu'à l'ouest, en Artois-Picardie, il n'affleure nulle part.

1) Région d'Avesnes-Le Quesnoy

Il suffit de se reporter aux deux coupes données, l'une par la carte géologique au 1/50.000, feuille d'Avesnes, l'autre par celle de Le Quesnoy, pour avoir une idée exacte de la structure du Paléozoïque du synclinorium de Dinant dans la région (la longueur cumulée des deux coupes est de 40 km dans le sens nord-sud).

Il s'agit d'une succession de plis isoclinaux de direction approximative EW, dont les terrains s'échelonnent en continuité, du Famennien à la base au Namurien au sommet. Des ondes transverses, parfois remplacées par des failles directes fortement pentées, de direction N10 à N20, recoupent les grands plis de direction varisque.

Une connaissance plus précise de la continuité de cette structure vers l'W, a été acquise grâce aux recherches systématiques, par géophysique et forages, exécutés par un consortium de compagnies pétrolières, aboutissant en 1965, à la publication d'une synthèse (19) comportant notamment un *écorché infra-mésozoïque* constituant une carte géologique de la surface du Primaire (*). Sur cet écorché, on constate que la structure des plissements isoclinaux de la région d'Avesnes, se prolonge avec la même direction EW (direction varisque) jusque dans la région d'Arras, puis prend une direction SE-NW au-delà (direction armoricaine).

Dans les affleurements de la région Avesnes-Le Quesnoy, apparaît une schistosité de pression, soit dans les selles anticlinales, soit au sein des séries incomplètes (anciens shales) mais l'ensemble ne comporte aucune rupture sub-horizontale qu'on pourrait assimiler à une faille de charriage : il s'agit donc d'une tectonique relativement simple.

Les observations faites en Artois-Picardie montrent qu'il en est de même dans la partie occidentale du synclinorium de Dinant.

2) Région d'Artois-Picardie

Chronologiquement, les premiers renseignements précis concernant le synclinorium de Dinant en Artois datent d'une centaine d'années et ont été recueillis grâce aux fonçages de puits de la concession minière de Liévin, qui ont traversé la Grande Faille du Midi (24). Viennent ensuite les campagnes de sondages du Service

(*) Un très grand nombre de forages ont atteint le Paléozoïque, carottés sur une trentaine de mètres. S'y ajoutent deux forages profonds (Jeumont et Epinoy), qui ont traversé la Grande Faille du Midi, le premier vers 2 400 m, le deuxième vers 2 100 m.

géologique des Houillères (8) et des compagnies pétrolières (19). Enfin, le synclinorium a fait l'objet récemment d'études dans le cadre Géologie profonde de la France (3) (4). L'écorché infra-mésozoïque des pétroliers est le seul document donnant une vue synthétique de la surface du Primaire dans le Nord de la France. Les renseignements fournis par cette carte, joints à ceux donnés par les travaux des Houillères dans la région, permettent de se faire une idée assez précise sur la régularité structurale relativement plus grande du synclinorium de Dinant par rapport à celui de Namur.

a) Ecorché géologique infra-mésozoïque du Nord de la France

On sait que le fait structural majeur dans la région est la Grande Faille du Midi dont l'affleurement à la surface du Primaire apparaît sur cet écorché (19) ; au vu de cette carte, il existe une différence évidente entre la régularité relative des structures au sud de la faille, dans le synclinorium de Dinant et leur complexité au nord de celle-ci, dans le synclinorium de Namur. Dans cette dernière région, les exploitations minières ont permis d'en préciser l'allure dans la partie est de la carte, alors qu'à l'ouest, cette dernière se contente d'indiquer en blanc, la présence d'une zone écaillée. Cependant, au sud de la Grande Faille du Midi, dans le synclinorium de Dinant, la présence de quelques travaux de reconnaissance miniers permet de se faire une idée assez exacte des structures en profondeur.

b) Les sondages carottés en Artois-Picardie

La campagne de core-drills pétroliers ne peut être d'un grand secours pour l'appréciation de la régularité des terrains traversés : le Paléozoïque était foré sur une trentaine de mètres et une ou deux carottes étaient prélevées [(19), p. 275]. On ne peut donc s'appuyer solidement que sur la campagne de sondages des Houillères (8) ; celle-ci a réalisé seize sondages entièrement carottés, totalisant 3.123 m de carottes de Paléozoïque, que nous avons débité nous-même. Si l'on excepte les sondages d'Orville et de Sarton qui ont recoupé 213 m de roches éruptives (7), tous les autres sondages ont recoupé des terrains très réguliers n'ayant subi qu'une compaction d'ordre diagénétique (sauf un, Occoches, aux terrains très failleux). En particulier, le sondage de Wavans a atteint la profondeur de 1.509 m (cote - 1.471) en carottage continu à travers un Paléozoïque bien daté (Frasnien, Givétien) à pendages variables (25 à 80°), formés de shales au sommet (schistes de Matagne), puis de calcaires, dans l'ensemble réguliers. Les sondages de Barly et de Villers-L'Hôpital (628 et 487 m de Namurien R₁) ont fourni des shales noirâtres réguliers à faune marine extrêmement riche, comportant notamment des goniatites parfaitement conservées et identifiables spécifiquement, ce qui est un bon indice de la régularité des terrains (étant donné l'extrême finesse des critères d'identification de ces fossiles). Comparés aux sondages exécutés dans le bassin houiller, dans lesquels

les plans de glissement et les terrains faillés sont souvent nombreux, ceux du synclinorium de Dinant contrastent par leurs terrains nettement plus réguliers *dans l'ensemble*. Il serait donc faux de prétendre que le synclinorium de Dinant en France, a subi des contraintes tectoniques plus fortes que celles subies par le synclinorium de Namur, les observations de terrain et les carottes de sondage démontrent constamment le contraire. Le raccourcissement du synclinorium de Dinant, du fait de la contrainte exercée par la subduction du synclinorium de Namur vers le sud, est de l'ordre de 30 % et c'est ce raccourcissement qui a pu faire apparaître une schistosité due à la pression tectonique, dans ce qui était initialement des shales.

c) *Le Siluro-Dévonien du front varisque*

Deux régions comportent du Siluro-Dévonien en bordure nord du synclinorium de Dinant, le Boulonnais et la région de Liévin.

1° *Boulonnais*. Quelques sondages ont recoupé, sous le Jurassique, du Silurien bien daté, dans la région de Boulogne (sondages du Pas-de-Gay, de Wirwignes et du West), il s'agit de Ludlow supérieur [(5), p. 21] représenté par des shales et des calcaires à *Daya navicula*. Le sondage du Pas-de-Gay a été arrêté dans le Famennien, donnant ainsi un point précis de la Grande Faille du Midi dans la région. Plus au sud, des sondages (Samer, Paris-Plage, Merlimont) ont recoupé du Gédinnien, ce qui indique un léger pendage vers le sud, du Siluro-Dévonien au-dessus de la Grande Faille du Midi.

2° *Région de Liévin*. Le Siluro-Dévonien de la région de Liévin occupe, le long de la Grande Faille du Midi, une bande d'environ 25 km entre les méridiens de Béthune et de Douai. Ces formations ont été traversées par quinze puits foncés par les compagnies minières et par vingt-sept sondages carottés, s'échelonnant entre les méridiens d'Auchel et de Douai : c'est dire l'abondance de l'échantillonnage des terrains recueillis et la sûreté des conclusions qu'on a pu tirer de leur étude (la principale publication est due à Gosselet) (24).

Contrairement à ce qui se passe dans le Houiller sous-jacent, le Siluro-Dévonien de Liévin est d'une extrême régularité ; même ses formations les plus tendres (shales à *Tentaculites* de Méricourt) ne présentent aucune trace de schistosité [(24), Pl. V] par ex. Nous-même avons pu vérifier personnellement la régularité de l'ensemble des terrains reposant sur la Grande Faille du Midi, lors du forage du puits 8 de Liévin, dans les années 50.

3° *Le forage de Jeumont*. Ce forage a traversé la Grande Faille du Midi à la profondeur de 2 400 m. Il a fait, entre autres, l'objet d'études détaillées concernant la cristallinité des illites. On peut résumer ainsi le résultat des analyses :

- la série grésopélique du synclinorium de Dinant contient des illites dont l'indice de cristallinité est inférieur ou égal à 5, ce qui indique une aggradation métamorphique dans l'anchizone ou à la limite de l'épizone ;

- au mur immédiat de la Grande Faille du Midi, dans le Houiller, la cristallinité des illites est de l'ordre de 6 à 7, ce qui indique une diagénèse plus avancée, alors que plus bas, les niveaux famenniens et couviniens "hypautochtones" sous-jacents ont subi une évolution anchimétamorphique apparemment analogue à celle ayant affecté la série "allochtone" de Dinant.

La conclusion à tirer de ces analyses peut se résumer ainsi :

L'anchimétamorphisme du synclinorium de Dinant dans la région de Jeumont était acquis antérieurement à la formation de la Grande Faille du Midi, alors que les terrains concernés se trouvaient encore à grande profondeur, comme actuellement, le Famennien et le Couviniens de la base du forage. Cet anchimétamorphisme du synclinorium de Dinant est donc antérieur à la phase asturienne de l'orogénèse hercynienne et la seule action de la Grande Faille du Midi dans la région a été de produire une légère augmentation de la cristallinité des illites dans la frange de Houiller au contact immédiat de la faille [(29), p. 41-43].

De tout ce qui précède, on arrive à la conclusion suivante :

Le synclinorium de Dinant a subi une déformation tectonique en plis isoclinaux simples sous l'effet d'une pression ayant amené l'apparition d'une schistosité dans les formations incompétentes, mais sans aucune rupture importante et plus particulièrement, sans l'apparition de faille de charriage sub-horizontale comme il en existe de nombreuses dans le synclinorium de Namur, ce qui montre qu'il a subi un degré de tectonisation moindre que ce dernier.

D'autre part, il est évident que les caractères d'anchimétamorphisme qui peuvent affecter les terrains au voisinage de la Grande Faille du Midi ont été acquis alors que ceux-ci se trouvaient encore à grande profondeur, avant le début des mouvements tectoniques qui les ont amenés à la faible profondeur où ils se trouvent actuellement.

On possède finalement deux documents de base sur le synclinorium de Dinant en France :

- la coupe Avesnes-Le Quesnoy au voisinage de la frontière belge, à l'est, qui donne une idée exacte du style de la déformation ;

- l'écorché infra-mésozoïque des pétroliers qui donne, à la surface du Primaire, les contours des différents étages géologiques.

Au sud de la Grande Faille du Midi, ces contours sont suffisamment simples pour qu'on puisse dessiner une coupe interprétative normale aux lignes directionnelles, en adoptant le style de la coupe Avesnes-Le Quesnoy. C'est ce que nous avons réalisé sans difficulté sur la coupe XY de notre fig. 2. Ajoutons que les phénomènes de schistosité, si évidents dans la région d'Avesnes, paraissent beaucoup moins importants dans la région de Doullens.

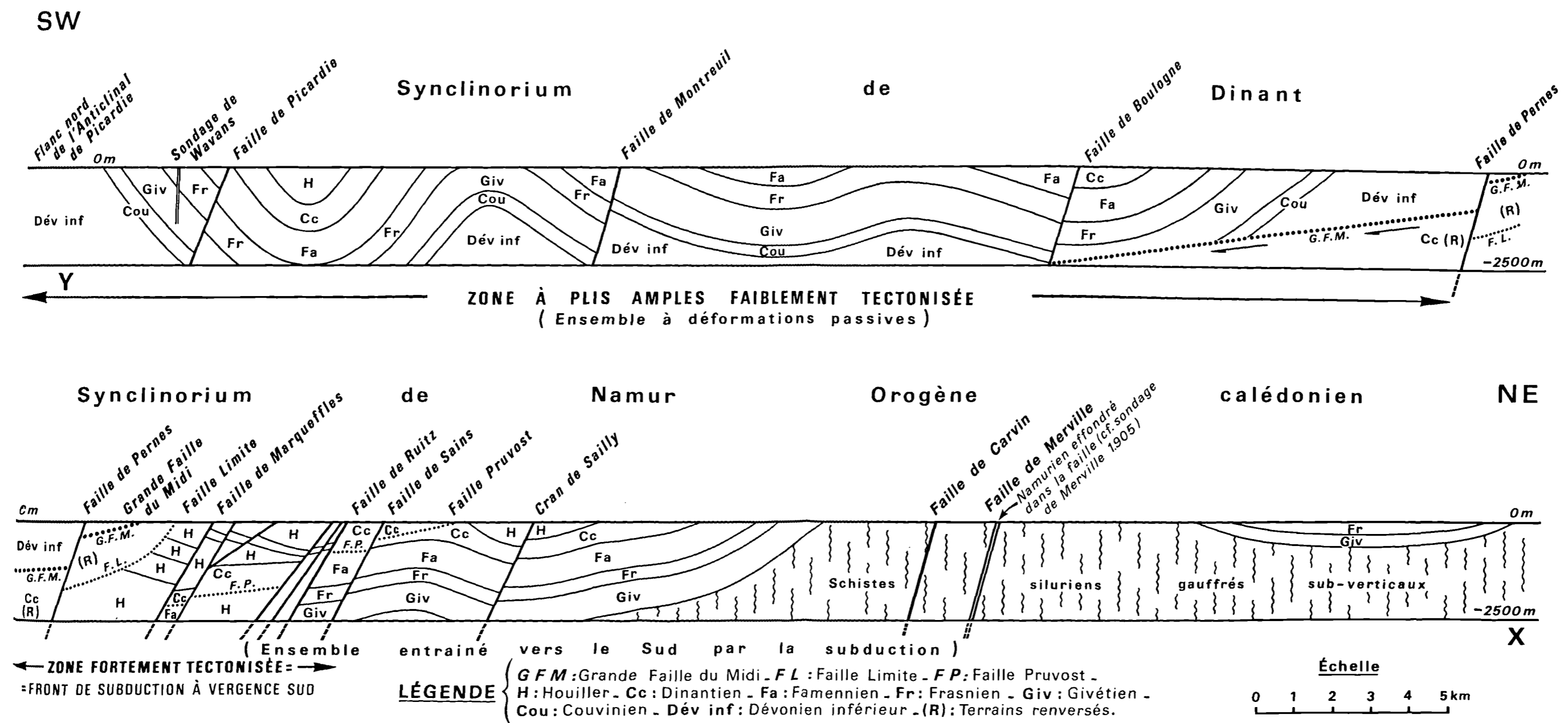


Fig. 2. - Coupe X-Y passant par les sondages de Merville et de Wavans.

Fig. 2. - X-Y crossing by Merville and Wavans boreholes.

C) LE STYLE TECTONIQUE DU SYNCLINORIUM DE NAMUR

Les études concernant le synclinorium de Namur ont été facilitées par l'exploitation du grand bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais et par celle du petit bassin houiller du Boulonnais. De plus, l'important peuplement régional a entraîné le creusement de très nombreux forages pour l'alimentation en eau. Enfin, les récentes recherches pétrolières ont apporté leur contribution à la connaissance de l'ensemble. Finalement, on dispose de deux documents cartographiques de base : la *carte de zones stratigraphiques à la cote -300* (9) et l'*écornché géologique infra-mésozoïque* publié par un consortium de sociétés pétrolières (19), la première en 1963, le second en 1965. De plus, de très nombreuses études ont été publiées sur le Carbonifère de la région, dont on trouvera la plupart des références dans une autre publication (11). On dispose donc de plans et de coupes du grand bassin houiller et de celui du Boulonnais, en quantité suffisante. Cet ensemble de renseignements, établi à partir de la documentation minière, donne une idée aussi exacte que possible, de la structure du synclinorium de Namur dans les quinze cents premiers mètres de Paléozoïque au nord du front varisque. Plus au sud, les forages pétroliers de Jeumont et d'Épinoy ont traversé la Grande Faille du Midi vers 2 400 et 2 100 mètres et pénétré dans le synclinorium de Namur jusqu'à 4 938 et 3 952 mètres.

Alors que le forage de Jeumont, sous la Grande Faille du Midi, a rencontré une série normale allant de la base du Westphalien au Couvinien, celui d'Épinoy est beaucoup plus complexe et mérite quelques détails. En effet, sous la Grande Faille du Midi, rencontrée vers 2100 m, ce forage d'Épinoy a recoupé deux séries renversées : séparées par une faille, de 2100 à 3 289 m, une première série renversée allant du Givétien au Viséen, puis, de 3 289 à 3 952 m, une deuxième série renversée comprenant d'abord 62 m de Silurien puis du Strunien, du Viséen et du Namurien. La présence de ce Silurien a été discutée : elle semble pourtant réelle d'après la palynologie alors que l'étude des ostracodes semble montrer l'existence d'une série à peu près continue allant du Givétien au Namurien. La présence de ce Silurien ne nous paraît pas aberrante car à 50 km de là, un puits de mine, le puits de l'Homme, creusé par un charbonnage belge, a rencontré sous les morts-terrains, une série renversée analogue, l'écaille de Boussu, comportant du Silurien bien daté, du Dévonien, du Dinantien et du Namurien avant de rentrer dans le Houiller exploitable du Borinage.

Au vu de ces observations, apparaît la grande complexité du synclinorium de Namur sous la Grande Faille du Midi, du point de vue tectonique.

Les coupes publiées sur l'ensemble des bassins houillers (grand bassin et Boulonnais) (11) demandent un minimum de commentaires :

a) Un premier sous-ensemble tectonique, pouvant comporter deux sous-unités (forage d'Épinoy), à **flanc sud renversé** sous la Grande Faille du Midi, repose sur une première faille de charriage (faille d'Hydrequent dans le Boulonnais, faille limite dans l'ouest du grand bassin houiller, faille Barrois à l'est) ; entre Bruay et Douai, cette faille s'infléchit vers le sud, sous la Grande Faille du Midi ;

b) Sous cette première sous-unité tectonique, on rencontre un certain nombre de failles de charriage dont la plus importante est la faille Pruvost. Toutes ces failles sont peu pentées, ascendantes vers le nord et grossièrement parallèles entre elles ;

c) Sous ces failles de charriage, apparaissent des failles directes associées, à faible pente, souvent nombreuses [(11), fig. 6, 7 et 8]. Ces grandes failles de charriage et leurs satellites (dites failles plates) découpent le gisement en unités tectoniques élémentaires sub-horizontales et généralement régulières dès qu'on s'éloigne du front varisque vers le nord (veines nombreuses et ayant été activement exploitées) ; leur elongation dans le sens sud-nord peut atteindre jusqu'à vingt fois leur épaisseur (et sans doute plus avant l'effet de l'érosion post-carbonifère) ; il s'agit là d'un exemple typique de la *thin skinned tectonics* (20) et il est essentiel de se rappeler qu'au commencement de la déformation orogénique (début du Stéphanien), les plus élevées de ces unités tectoniques élémentaires, composées de Westphalien D, se trouvaient très près de la surface.

On peut alors se demander pourquoi, dans l'hypothèse d'une "poussée" venue du sud, des unités aussi étendues et aussi minces aient pu cheminer vers le nord sur de soi-disant "rampes tectoniques" sans avoir été mises en "accordéon" puisqu'elles ne supportaient pratiquement aucune surcharge de poids au-dessus d'elles ;

d) Recoupant les failles de charriage et les failles directes peu pentées associées, il existe des failles directes fortement pentées à vergence sud ; elles sont donc postérieures aux précédentes et représentent des ruptures d'effondrement, conséquence d'une brève période de distension en fin d'orogénèse ;

e) Quelques-unes de ces failles d'effondrement ont rejoué très postérieurement (Tertiaire) au cycle orogénique varisque, en coulissements semblant liés à l'ouverture de l'Atlantique nord (14) (15).

Les trois premiers types de failles font partie intégrante de la phase asturienne de l'orogénèse varisque dans la région (Stéphanien) et leur habitus paraît étroitement lié aux conditions de pression régnant dans l'orogénèse au fur et à mesure de son déroulement [(17), p. 31-32] ; on peut classer chronologiquement les divers types de faille de la manière suivante :

1) *Pendant la période de subsidence et d'accumulation, puis de tassement des dépôts, n'apparaissent que des failles synsédimentaires sans intérêt pour le problème traité ici.*

2) *La caractéristique principale de la période de paroxysme asturien* est une phase de compression intense de l'ensemble des terrains houillers, allant jusqu'aux ruptures matérialisées par les grandes failles de charriage mais le comportement des terrains concernés varie suivant la nature de ces derniers ;

a) Si la faille met en présence deux séries de terrains incompetents, le remplissage de la faille est faible, de l'ordre du dm ou moins (2 cm d'argile dans le cas de la faille Barrois à Dourges : shales marins du Namurien sur shales à plantes du Westphalien C).

b) Si la faille met en présence une série compétente (calcaire ou quartzite) avec une série incompetente (shales houillers) le remplissage reste faible (de l'ordre du mètre ou moins). Dans le cas de failles de charriage type Pruvost, on constate parfois l'apparition d'une véritable schistosité : le clivage au marteau débite la roche suivant des plans qui font un angle avec le plan de stratification, lequel peut être marqué soit par des lits plus ou moins clairs (shales rubannés), soit par de petits ressauts lors du débit, dans lesquels apparaissent des débris végétaux soulignant l'ancienne stratification ; à la limite, quand par ex., la faille fait reposer des quartzites du Westphalien A sur des shales du Westphalien C (faille Pruvost, groupe de Béthune, vers la cote -300), nous avons pu constater que le remplissage de la faille (30 cm) était composé d'argile noire pulvérulente (schistes "morts" des mineurs) : c'est dire l'énorme contrainte dynamique subie par les terrains, le stade de la schistosité étant largement dépassé et ce, même dans les parties hautes du gisement.

c) Si la faille de charriage met en présence deux séries compétentes, calcaire sur calcaire par ex., la zone dérangée peut atteindre plusieurs dizaines de mètres (27), le remplissage étant formé par une véritable brèche.

d) L'aspect de la tectonisation des terrains change avec les grandes failles directes fortement pentées, celles-ci s'accompagnent souvent de fractures satellites plus ou moins nombreuses, parallèles à la fracture principale, du fait qu'on se trouve à ce moment-là en période de décompression annonçant le retour au calme orogénique. Mais l'ensemble des terrains reste cohérent et si les fractures satellites peuvent être nombreuses de part et d'autre de la fracture principale, on n'observe pas de remplissages de faille importants (quelques décimètres tout au plus), les bancs sédimentaires restant aisément identifiables de part et d'autre des fractures.

e) Il en va tout autrement avec les failles de coulissement. Elles présentent trois caractères spécifiques : un remplissage de terrains d'épaisseur très variable ; une très grande variabilité dans le degré de régularité des terrains de remplissage, tantôt intimement broyés, tantôt localement sains ; parfois un mélange, par éboulement, de terrains d'âges très différents (plus récents) indiquant qu'à un stade du coulissement, les lèvres de la faille se

sont écartées, créant ainsi un vide provoquant l'éboulement des terrains sus-jacents (terrains dont le dépôt est postérieur à la phase d'effondrement de la faille, mais antérieur à sa phase de coulissement (rappelons que dans le Nord de la France, ces coulissements sont très postérieurs à l'orogénèse varisque et datent du Tertiaire) (14) (15).

Ce rappel succinct d'observations très nombreuses (qui ont pour nous valeur de statistique) démontre la complexité tectonique du synclinorium de Namur, superposant des unités élémentaires relativement régulières et exploitables mais séparées par des ruptures témoins d'une intense tectonisation.

On peut alors se poser une question fondamentale, à propos de l'hypothèse explicative communément admise jusqu'ici, d'une poussée venue du Sud provoquant le cheminement ascendant du synclinorium de Dinant sur celui de Namur :

Comment se fait-il que l'unité tectonique (Dinant) qui aurait dû subir les contraintes les plus élevées puisque c'est elle qui transmettait directement ces contraintes vers le Nord, soit restée presque intacte (à quelques grands plis et failles directes près), alors que l'autre unité (Namur) est de loin la plus tectonisée alors qu'elle n'aurait eu qu'un rôle purement passif. Il y a là manifestement, une contradiction majeure qui, selon nous, invalide l'hypothèse de la poussée venue du Sud et il nous paraît logique d'admettre, arguments à l'appui, que la déformation tectonique du front varisque s'expliquerait mieux par une subduction à vergence sud, du synclinorium de Namur sous celui de Dinant.

D) LA GRANDE FAILLE DU MIDI

Depuis la région nord de Boulogne jusqu'à la frontière belge, la Grande Faille du Midi a été reconnue par de très nombreux sondages et travaux miniers qui ont permis de préciser son tracé à son émergence à la surface de pénéplanation du Paléozoïque (en fait, ce qui subsiste du front varisque après la période d'érosion stéphanopérienne). Deux forages pétroliers récents (Jeu-mont et Epinoy) (3) (4) ont localisé sa présence à moyenne profondeur (respectivement 2 400 et 2 102 m) au sud immédiat du bassin houiller. C'est dire que son prolongement vers le Sud, sous le synclinorium de Dinant et son enracinement éventuel dans cette direction, restent entièrement du domaine des recherches géophysiques. Il est donc intéressant de préciser quel est ou quel pourrait être le comportement éventuel de la Grande Faille du Midi d'après ce qu'on a pu observer jusqu'ici.

1) Les failles directes à vergence sud de fin d'orogénèse varisque.

Toutes les observations de terrain ou minières montrent à l'évidence que ces failles fortement pentées au sud décalent par leur rejet vertical, la surface précédemment continue de la Grande Faille du Midi ; c'est le cas

en particulier des failles de Sains et de Marqueffles (9) ou de la faille de Pernes (19). Plus au sud, les failles directes signalées dans les comptes rendus (18) relatifs au profil ECORS ont vraisemblablement la même influence (failles de Doullens, de la Somme, d'Eu et du Bray).

Un excellent exemple de la réalité de l'influence de ces décrochements sub-verticaux sur la Grande Faille du Midi a été donné dans une étude des courbes de niveaux de celle-ci, tirée des renseignements miniers (30).

2) La Grande Faille du Midi.

Comme les failles de charriage qui lui sont subordonnées dans le bassin houiller, la Grande Faille du Midi s'est produite en période de contrainte maximum.

Son comportement, comme on l'a vu plus haut, dépendra essentiellement de la nature lithologique des terrains qu'elle mettra en contact :

a) série incompétente sur série incompétente = remplissage pratiquement nul et donc transparence complète aux ondes sismiques : c'est le cas de la Grande Faille du Midi, en Belgique dans la région de Dour (24) ou de la faille Barrois en France [(17), p. 31];

b) série compétente sur série incompétente (ou *vice-versa*) = remplissage faible et dans ce cas la Grande Faille du Midi réagira de la même manière qu'un contact sédimentaire entre un terme compétent (calcaire ou quartzite) et un terme incompétent (shales ou argile); dans ce cas il sera impossible de préciser s'il s'agit vraiment de la faille ;

c) série compétente sur série compétente = remplissage bréchiq ue pouvant atteindre 40 m et plus (28); dans ce cas il faudrait des charges très importantes pour que l'onde sismique puisse traverser un tel écran.

En conséquence, il nous paraît plus que discutable d'admettre a priori que la Grande Faille du Midi puisse constituer un réflecteur sismique raisonnablement fiable, car la surface de réflexion attribuée arbitrairement à cette faille se composera en fait de surfaces élémentaires juxtaposées dont quelques-unes seulement et sans qu'on sache réellement lesquelles, appartiendraient à la faille de charriage et si l'on se trouve loin du calage de départ, si même aucune de ces surfaces lui appartient.

III. - TECTONIQUE PROFONDE (mesures géophysiques) et TECTONIQUE DE SUB-SURFACE (observations de terrain)

Les résultats géophysiques ont conduit à des essais de synthèse de la tectonique profonde dont on constate qu'ils sont parfois divergents sinon contradictoires et leurs auteurs soulignent qu'il s'agit d'hypothèses sujettes à révision.

Nous analyserons les plus récents de ces essais pour tenter ensuite de préciser deux points importants : d'une part, comment les mécanismes nécessaires à la sédimentation d'épaisses séries sédimentaires continues peuvent s'insérer dans la tectonique des plaques et, d'autre part, dans quelle mesure est-il possible de raccorder les hypothèses de structure issues de la tectonique profonde avec l'ensemble des observations de terrain, source incontournable de la tectonique de sub-surface.

1) Les interprétations les plus récentes de la chaîne varisque.

Des études de Ph. Matte et de ses co-auteurs (2) (26) nous n'étudierons que ce qui intéresse la partie nord de la chaîne varisque dont le modèle d'évolution peut se résumer ainsi : « Le premier événement important affectant l'océan rhénique dont on est amené à supposer l'existence entre un continent central (Armorique) et un continent septentrional (dont faisait partie l'Ardennes) est l'apparition par obduction-collision, d'une croûte océanique sur une croûte continentale. Les témoins de cette croûte océanique sont les ophiolites du cap Lizard, au Sud de la Cornouailles et les roches basiques du Münchberg (éclogites de la séquence supérieure, mélanges ophiolitiques de la séquence inférieure) au NE de la Bohême. L'âge de cette collision est estimé entre 360 et 400 Ma et la zone d'enracinement des nappes du Lizard et du Münchberg, c'est-à-dire la suture, pourrait se situer dans la Manche pour le Lizard et dans le Nord du massif de Bohême, pour le Münchberg. Entre ces deux affleurements de roches ophiolitiques, très éloignés l'un de l'autre, la suture océanique pourrait correspondre à l'anomalie magnétique à fort gradient située sous le Bassin de Paris. Postérieurement à cette suture, la migration progressive de la déformation vers l'extérieur de la chaîne (c'est-à-dire ici vers le Nord), du métamorphisme et des granites entre 380 et 300 Ma, montre qu'après la collision s'est produite une subduction continentale vers le Sud ».

Nous nous arrêterons là en remarquant que cette subduction continentale vers le Sud a pu ne pas être unique et être suivie par plusieurs subductions (intracontinentales celles-là) échelonnées dans le temps, comme le suggèrent quelques remarques de Ph. Matte : d'une part, il estime à plus de 600 km le raccourcissement intracontinental entre les bords nord et sud de la chaîne varisque (ce qui ne pourrait s'expliquer raisonnablement par une seule subduction au droit de chacune des deux sutures océaniques nord et sud) et d'autre part, qu'on en arrive à un concept de migration de la déformation et du métamorphisme depuis les zones internes vers les zones externes, les événements les plus anciens étant localisés près des zones de collision (sutures). Autrement dit, en ce qui concerne la partie nord de la chaîne, il y a d'une part, serrage à peu près continu vers le Sud entre 380 et 280 Ma (fin de l'orogénèse) et d'autre part, chaque déformation partielle contribuant à ce serrage, se localisant au Nord de la précédente ; *en résumé, la première*

en date est matérialisée par l'obduction-collision océanique (ophiolites du Lizard), les suivantes étant constituées par des subductions intracontinentales successives dont la dernière en date est matérialisée par la Grande Faille du Midi.

Nous avons indiqué dans les chapitres précédents, les observations de terrain qui nous ont amené à cette interprétation : la principale d'entre elles est la moindre tectonisation du synclinorium de Dinant, comparée à celle, beaucoup plus importante, du synclinorium de Namur, ce qui indique que le rôle le plus actif a été rempli par ce dernier. D'autre part, l'hypothèse d'une "poussée" venue du Sud mobilisant le synclinorium de Dinant sur celui de Namur est en contradiction formelle avec le concept d'un serrage progressif de cette partie de la chaîne varisque vers le Sud, admis à l'heure actuelle (1) (23), puisque ce mouvement supposerait au contraire, une extension partielle de la chaîne vers le Nord. D'ailleurs et dans ce cas précis de la tectonique varisque, l'hypothèse d'une éventuelle poussée venue du Sud n'est justifiée par aucune observation concrète et date d'une époque où l'on ignorait à peu près tout de la tectonique globale et de ses moteurs, c'est pourquoi nous considérons qu'elle n'a plus qu'un intérêt historique.

2) Intégration des mécanismes nécessaires à la formation d'un grand bassin houiller dans le cadre de la tectonique globale.

Pour qu'un bassin houiller aussi important que celui du Nord de la France et des pays limitrophes puisse se former, il faut d'une part, que s'installe une période de subsidence à peu près continue permettant l'accumulation d'épaisses séries détritiques (3 600 m environ dont 30 % de grès, 60 % de shales et 10 % de charbon) et d'autre part, que se produise en bordure de la zone de sédimentation un puissant rajeunissement du relief dont l'érosion sera capable d'alimenter l'aire de sédimentation : les deux phénomènes sont intimement liés et le premier est étroitement dépendant du second.

a) La subsidence.

Le début des dépôts terrigènes a commencé avec le début du Namurien (circa 325 Ma) par une accélération de la subsidence régionale ; alors que le Dinantien sous-jacent, d'une épaisseur d'un peu moins de 500 m et formé essentiellement de calcaires zoogènes, s'est déposé pendant une période de 20 Ma, soit au rythme de 25 m d'enfoncement pour 1 Ma, les 3 000 m de Namurien et de Westphalien ont mis 35 Ma pour se déposer, soit un rythme d'enfoncement de 85 m pour 1 Ma. Cela représente une vitesse de subsidence 3,4 fois plus élevée et ne peut correspondre qu'à un phénomène régional très important dans le substratum profond (ce sont les "fore-deep basins" liés à la flexure de la lithosphère en avant de la chaîne).

b) Le rajeunissement du relief.

Sur le continent en bordure sud de l'aire de subsidence, l'érosion était très active puisqu'elle alimentait le

remplissage d'un bassin à taux de subsidence élevé et constamment rempli comme le démontre la présence de très nombreux sols de végétation (6). Ceci suppose un continent à reliefs importants comme l'atteste la présence de nombreux grès grossiers, de poudingues et de conglomérats dans les bassins houillers adjacents internes à la chaîne, notamment dans le Westphalien du bassin houiller de Sarre-Lorraine.

Ce rajeunissement du relief correspond au phénomène général de surrection de l'Europe moyenne qui a débuté avec le Namurien, c'est-à-dire avec le début de la phase orogénique sudète de H. Stille. On est donc conduit à admettre que la fin de cette phase orogénique dans la région coïncide à peu près avec l'arrêt de la subsidence dans le bassin houiller, les deux phénomènes étant étroitement liés.

En résumé, dans le cadre de la tectonique globale, l'ensemble subsidence houillère + surrection de l'Europe moyenne pourrait être expliqué par un mouvement important de l'asthénosphère du nord vers le sud, entraînant une subduction intracontinentale qui se situerait au nord de la suture rhénique. Ce mouvement, commencé avec le Namurien et terminé au Westphalien D, aurait duré environ 35 Ma et représenterait dans la région, la phase sudète de Stille.

c) Lecture du profil ECORS Nord de la France dans l'hypothèse de la subduction.

Ce profil a été réalisé à partir de mesures sismiques et interprété suivant le postulat que la Grande Faille du Midi constituait un réflecteur continu et fiable qu'on devait pouvoir suivre vers le sud sur plusieurs centaines de kilomètres. Or nous avons établi que ce postulat n'a pas résisté à l'examen des faits observés dans la région du front varisque où les travaux miniers et quelques observations de surface ont montré que les grandes failles directes tardi-hercyniennes provoquaient des discontinuités importantes dans la surface de la Grande Faille du Midi (de l'ordre de 500 à 1000 m : faille de Pernes, faille de Marquelles, par ex.).

Dans la coupe de la fig. 3, nous reproduisons le profil ECORS Nord de la France d'après Aubouin [(1), fig. 15, p. 99], profil qui part du sondage d'Epinoy vers le SW en passant à proximité du sondage d'Herbécourt [(19), tabl. C, sondage ARr]. Nous avons réinterprété le profil en tenant compte des faits suivants :

1° Présence de réflecteurs pentés à 40° entre 55 et 80 km au SW du sondage d'Epinoy qui peuvent être attribués, dans l'hypothèse de la subduction, à l'infléchissement du synclinorium de Namur vers la profondeur, sous la Grande Faille du Midi (16).

2° Présence de basaltes dans le sondage ARr d'Herbécourt, dans le prolongement de la faille de Montreuil, alors que ceux d'Orville, Sarton et Frohen-le-Petit jalonnent la faille de Picardie-Bourgogne, soulignant ainsi que ces décrochements fortement pentés ont permis la montée des épanchements volcaniques. Ces fractures

auraient joué ultérieurement car elles suivent approximativement les cours sub-rectilignes de l'Authie et de la Canche qui se seraient installés sur des linéaments constituant une zone de moindre résistance à l'érosion. La fracture principale a été appelée faille de Bourgogne-Picardie dans le cadre d'une hypothèse explicative de certaines caractéristiques que présente le Nord du bassin de Paris (26) et il est vraisemblable d'admettre qu'en profondeur, la faille de Montreuil s'agrège à elle.

Compte tenu de la distance entre les sondages d'Herbécourt et d'Epinoy, on peut situer cette fracture sur la coupe du profil ECORS et l'ensemble subduction-failles d'effondrement se place sur la coupe conformément au processus tectonique que nous avons défini plus haut :

- période de contrainte intense ayant entraîné la subduction vers le sud, du synclinorium de Namur sous la Grande Faille du Midi ;

- courte période de détente (distension) ayant provoqué les failles d'effondrement tardi-varisques et la montée des roches éruptives, mais sans coulissements immédiats, phénomènes qui n'interviendront que plus tard (Tertiaire).

IV. - ESSAI DE COORDINATION

La coordination des événements tectoniques majeurs du début de l'orogénèse varisque, suture réhique et subduction continentales au nord immédiat de celle-ci avec les deux subductions intracontinentales, l'une d'âge sudète, l'autre d'âge asturien qui leur font suite à la fois dans le temps et dans l'espace (et dont nous avons montré l'existence au cours de cette étude) s'établit sans difficulté.

L'ensemble ainsi défini s'intègre dans l'ensemble de la chaîne varisque conformément à ses caractéristiques :

a) Chacune des subductions à vergence sud contribue successivement au resserrement de la chaîne dans cette direction.

b) Chacune des subductions étant située au Nord de la précédente, la tectonisation de la chaîne se déplace bien vers le Nord, chaque subduction étant plus jeune que la précédente et correspond à un paroxysme tectonique local (sudète puis asturienne pour les deux dernières).

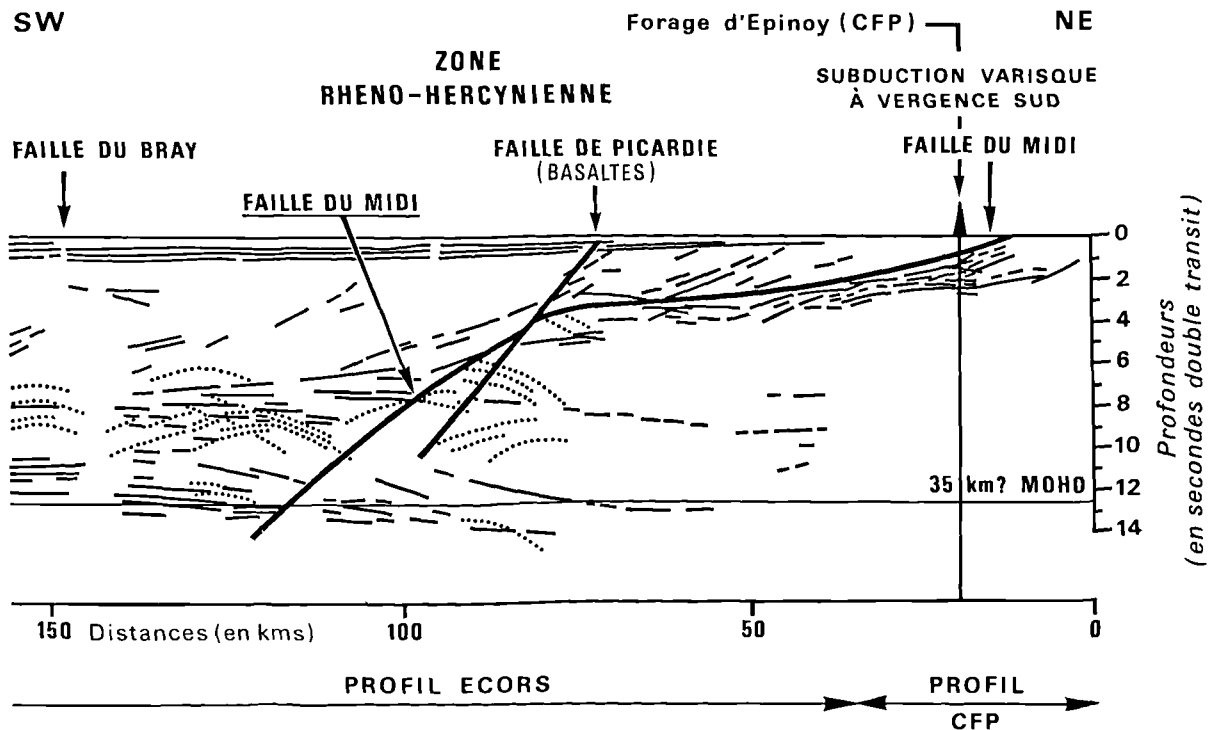


Fig. 3. - Interprétation du Profil ECORS dans l'hypothèse de la subduction.

Fig. 3. - Interpretation of the ECORS profile in case of subduction hypothesis.

c) *La juxtaposition de plusieurs subductions à vergence sud dans le Nord de la France s'accorde avec la profondeur locale du MOHO (35 à 40 km d'après les mesures sismiques du profil ECORS). Cette épaisseur, qui est l'épaisseur moyenne des croûtes stables hercyniennes un peu partout (excepté dans la Manche), résulterait des accumulations successives en profondeur, des ensembles subductés constitutifs de la chaîne varisque dans la région (*)*

V. – APERÇUS DISCURSIFS A PROPOS DE LA CHAÎNE VARISQUE EN FRANCE

1) Nord de la chaîne varisque.

Nous avons essayé de montrer que la dynamique d'édification de la chaîne varisque dans le Nord de la France s'expliquait mieux par des subductions successives à vergence sud plutôt que par une poussée venue du sud, hypothèse incomplète ne résolvant que le problème de la Grande Faille du Midi elle-même.

Notre hypothèse entraîne plusieurs conséquences :

a) Le fait qu'il y a un resserrement de la chaîne en plusieurs étapes mais constamment vers le sud, rend contestable l'idée d'un cheminement spontané de nappes avançant vers le nord (synclinorium de Dinant par ex.), d'autant plus que ce genre de nappe sans surcharge puisque voisine de la surface (comme nous l'avons démontré), cheminerait sans qu'on puisse imaginer un moteur crédible pour provoquer ce déplacement.

b) Les subductions successives vers le sud entraînent l'inutilité de l'hypothèse des rampes tectoniques imaginée pour expliquer le mouvement ascendant vers le nord d'une nappe, d'autant plus que l'on constate que cette nappe en mouvement reste plus régulière que son substratum réputé passif alors que ce dernier est beaucoup plus tectonisé.

c) Dans notre hypothèse, l'existence même d'un avant-pays "calme et non tectonisé" tel qu'il a été défini à propos de la chaîne alpine, devient caduc : cet "avant-pays", dans le cas de la chaîne varisque, est en fait lui-même le front fortement tectonisé (renversés sud des bassins houillers) de la dernière unité tectonique subductée vers le sud, sous la Grande Faille du Midi.

2) Sud de la chaîne varisque en France.

La chaîne varisque dans son ensemble, telle qu'elle est interprétée actuellement (2) (26), se compose de deux ensembles symétriques séparés par un ancien continent central de direction EW (Armorique). Au nord et au sud

de ce continent primitif, on est amené à envisager l'existence de deux anciens océans, dont les traces sont soulignées par des sutures ophiolitiques (cap Lizard, par ex.).

En ce qui concerne la moitié sud de la chaîne varisque en France, on constate la présence, au sud de l'Armorique, de nappes cristallines internes avec sutures ophiolitiques, avec des chevauchements pouvant atteindre 200 km (Vendée, nord du Massif Central), la mise en place de ces nappes s'échelonnant entre 380 et 350 Ma. Au sud des précédentes et s'engageant sous elles, se trouvent des nappes syn-métamorphiques composées de Précambrien et de Paléozoïque inférieur. Leur mise en place s'échelonne entre 350 et 320 Ma. Au sud de ces dernières, on trouve les nappes décollées des bassins externes [(26), fig. 3, p. 12] : ce sont les charriages du sud de la Montagne Noire (22).

Si l'on applique à la moitié sud de la chaîne varisque, par symétrie avec la moitié nord, l'hypothèse que nous avons formulée pour cette dernière, on peut interpréter les nappes de la Montagne Noire, non pas comme des nappes éjectées vers le sud, mais comme des "lais-sés-sur-place" de subductions à vergence nord, la nappe la plus élevée ayant été abandonnée la première, les autres s'engageant successivement sous elle par le jeu des subductions (*).

3) Le rapprochement de ces deux plaques.

Il est admis que le resserrement de l'ordre de 600 km de la chaîne varisque est dû au rapprochement des blocs du Gondwana (Afrique) et de la Laurentia (Europe du Nord). C'est vrai dans l'ensemble, le moteur du déplacement de ces deux plaques se trouvant dans les mouvements de convection de l'asthénosphère, mais dans le détail, cette explication doit être nuancée : il ne faut pas oublier que le resserrement de la chaîne a commencé par son centre, de part et d'autre de l'ancien continent de l'Armorique et donc que les mouvements de convection ont agi localement d'abord au centre de la chaîne pour entraîner successivement les parties de plus en plus extérieures de celle-ci. Ces événements, bien datés, posent une question fondamentale, celle de la rigidité du manteau supérieur sous le moho, qui paraît incompatible avec ce fractionnement des événements tectoniques. Pour lever cette contradiction, on peut émettre l'hypothèse suivante : le manteau peut être en apparence continu et réagir comme tel aux ondes sismiques mais se composerait de blocs juxtaposés séparés par des fractures subverticales, l'ensemble flottant sur l'asthénosphère (un léger décalage entre ces blocs serait indétectable par la sismique, aux profondeurs en jeu, 10 à 40 km), certaines de ces fractures permettant la montée de roches éruptives vers la surface.

(*) Cette épaisseur moyenne des croûtes stables hercyniennes résulte des mesures sismiques actuelles. Rien n'interdit de penser qu'elle était plus faible au Carbonifère, avant les subductions.

(*) Ceci n'est qu'une hypothèse de travail : l'imbrication de l'orogénèse pyrénéenne rend les interprétations tectoniques difficiles.

4) Notre hypothèse.

Elle permet d'expliquer les mouvements verticaux ascendants ou descendants de petites fractions des plates-formes continentales et aussi l'hétérogénéité des styles tectoniques des bassins houillers stéphaniens du Massif Central. La tectonique de deux des plus importants de ces bassins ne peut se comprendre que dans le cadre de la tectonique globale :

a) Bassin houiller de Saint-Etienne.

Ce bassin a fait l'objet de très nombreuses études stratigraphiques et tectoniques dont les résultats ont été condensés dans une monographie récente (12). Il en ressort que les mouvements auxquels il a été soumis sont la conséquence d'une tectonique de blocs, à mouvements verticaux négatifs puis positifs.

- Sur un substratum cristallophylien et granitique, un mouvement négatif a provoqué la formation d'une aire subsidente de sédimentation houillère. Pendant le même temps, une montée granitique en bordure W de l'aire de subsidence a accentué la descente de cette dernière (on retrouve des galets de ce granit dans les poudingues du houiller terminal).

- Un mouvement positif du substratum a d'abord arrêté la subsidence puis a provoqué la formation de nappes superposées, vers le SW, par le seul effet de la gravité (correspondant à la phase saalienne, début du Permien).

- Des failles directes très pentées de directions SW-NE, affectent à la fois le socle cristallin et le houiller productif (certaines de ces failles ont rejoué plus tard, écho de l'orogénèse alpine, car elles affectent localement un Tertiaire de recouvrement).

Ce sont donc des mouvements verticaux alternés du socle qui ont d'abord provoqué la formation du bassin houiller de Saint Etienne puis en ont arrêté le dépôt et sa tectonisation en nappes subhorizontales n'est dû qu'à l'action de la gravité : *ce sont bien les mouvements alternativement négatifs et positifs du socle profond qui sont à l'origine de la naissance du bassin houiller et, indirectement, par gravité, ont entraîné sa tectonisation.*

b) Bassin houiller des Cévennes.

Ce bassin a fait l'objet d'une thèse (25) très complète; basée sur une étude minutieuse des coupes hectométriques d'exploitation, sur les renseignements donnés par de nombreux sondages profonds entièrement carottés et sur les corrélations obtenues au moyen des cinérites (13), la synthèse à laquelle est arrivé son auteur ne peut être remise sérieusement en question, dans son ensemble. Nous ne lui ferons qu'un reproche : parue en 1970, cette thèse n'a pas pu prendre en compte les derniers enseignements de la tectonique globale et son incidence sur l'interprétation du mécanisme de la déformation du bassin. Si on éprouve sérieusement la documentation de H. Gras, on peut mettre en évidence deux observations fondamentales :

1° De part et d'autre de l'anticlinal du Rouvergue, la sédimentation houillère débute par la zone 5 du bassin (Stéphaniens moyen) et partout où sa base a été atteinte, par un *poudingue grossier qui s'est déposé sur une aire continentale pénéplanée*; à la suite de la tectonisation du bassin, on constate qu'à l'W de l'anticlinal du Rouvergue, cette zone 5 et son poudingue de base ont été plissés et dessinent une cuvette où la cote d'altitude du poudingue varie d'environ 800 m, d'où on est obligé de conclure que *l'anticlinal du Rouvergue est d'origine syntectonique et n'existait pas encore au Stéphaniens moyen, au moment du dépôt des formations houillères.*

2° La carte des courbes de niveau du substratum du houiller (micaschistes, gneiss, granite) [(25), fig. 78, plans et annexes, Pl. 3] montre que ce substratum est moins régulier que le houiller reposant sur lui et qu'en particulier, l'ennoyage souterrain de l'anticlinal du Rouvergue forme vers le sud une crête aigüe qui se dichotomise localement en un dôme à l'est et en une "flamme" à l'ouest, injectée tectoniquement dans un houiller bousculé par elle [(25), coupes 81 et 82] et ce, sur une relevée de l'ordre de 200 m. *On est donc en présence d'une tectonique tangentielle dans laquelle ce sont les micaschistes et leur substratum profond qui jouent le rôle moteur essentiel, les failles de charriage dans le houiller n'en constituant que le contrecoup.*

En résumé, ces deux exemples montrent que le moteur des déformations doit être recherché en profondeur et qu'on ne peut étudier la structure d'un bassin houiller en se cantonnant dans ses limites sédimentologiques.

VI. - CONCLUSIONS

Le principal objectif de cette étude a été de montrer que la déformation orogénique varisque dans le Nord de la France pouvait être expliquée par la tectonique globale :

1 - La tectonisation intense du front sud du synclinorium de Namur sous un synclinorium de Dinant nettement plus calme, montre que le moteur de la déformation devait être recherché en profondeur et non dans une hypothétique poussée mobilisant le synclinorium de Dinant vers le nord. Seule, l'hypothèse des subductions reste compatible avec les faits observés.

(*) Une note récente à l'Académie des Sciences (21) propose une nouvelle interprétation de la structure du bassin houiller des Cévennes en se basant uniquement sur des considérations d'ordres sédimentologique ou paléobotanique et sur des observations faites en affleurement ou dans des sondages peu profonds : c'est dire qu'à nos yeux, le problème n'est qu'effleuré. Or, les observations faites par les mineurs dans les travaux du fond sont incontournables : dans les travers-bancs, les grands charriages se manifestent par une zone broyée et par une dysharmonie dans le pendage des couches de part et d'autre de l'accident : les coupes hectométriques d'exploitation en rendent parfaitement compte, ce qui conforte à nos yeux les interprétations de H. Gras. Quant à l'origine syntectonique de l'anticlinal du Rouvergue et à l'intense tectonisation des micaschistes du substratum houiller, la note en question semble ne pas les connaître.

Dans le cadre de l'Europe du NW, on peut dire que ce n'est pas l'Ardenne qui a chevauché le Brabant vers le nord, mais c'est le Brabant qui a été subducté sous l'Ardenne vers le sud.

2 – Dans un type de chaîne tel que la chaîne varisque, il n'y a pas de racines, une nappe plongeant vers la profondeur par le seul jeu de la subduction.

3 – La chaîne varisque en France se compose de deux ensembles symétriques dont le serrage et les plissements ont entraîné un raccourcissement de l'ordre de 600 km.

Ce raccourcissement est la conséquence de l'action de deux ensembles de subductions échelonnés dans le temps, l'un à vergence sud dans le nord, l'autre à vergence nord dans le sud ; et il n'y a pas d'analogie de détail entre

l'orogénèse varisque et l'orogénèse alpine, car la notion d'avant-pays, née de l'hypothèse explicative de la chaîne alpine, devient sans objet dans la chaîne varisque.

4 – Les styles tectoniques divers des bassins houillers stéphaniens du Massif central ne peuvent s'expliquer, pour certains d'entre eux, que par des mouvements importants, soit verticaux (Saint-Etienne), soit tangentiels (Cévennes), du substratum profond, ce qui semble devoir impliquer l'asthénosphère dans ces mouvements et, donc, que la rigidité du manteau serait toute relative.

En résumé, les hypothèses faites au sujet de la structure profonde de la croûte et du manteau, nées des mesures géophysiques, demandent à être nuancées pour en assurer la connection avec les observations de subsurface.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) AUBOUIN J. (1985). – Les grands programmes scientifiques internationaux et nationaux en cours dans les sciences de la Terre. *C.R.A.S.*, série générale, T. 2, n° 1, Janvier-Février, p. 79-111.
- 2) BARD J.P., BURG J.P., MATTE Ph. et RIBEIRO A. (1980). – La chaîne hercynienne d'Europe Occidentale en termes de tectonique des plaques. *C.R. Coll. C6*, 26° C.G.I., Mém. B.R.G.M. n° 108, p. 231-246, 4 fig.
- 3) BECQ-GIRAUDON J.F., CHAMLEY H., DEBEGLIA N., LAVEINE J.P., LEDRU P., RAOULT J.F. et ROUCHY J.M. (1984). – Thème 1, Chevauchement nord-varisque (Faille du Midi). *Doc. B.R.G.M.* n° 81-1.
- 4) BECQ-GIRAUDON J.F., CHAMLEY H., DEBEGLIA N., LAVEINE J.P., RAOULT J.F. et ROUCHY J.M. (1985). – Thème 1, Chevauchement nord-varisque (Faille du Midi). *Doc. B.R.G.M.* n° 95-1.
- 5) BONTE A. (1969). – Le Boulonnais. *A.S.G.N.*, t. LXXXIX, p. 23-46.
- 6) BOUROZ A. (1958). – La sédimentation des séries houillères dans leur contexte paléogéographique. *C.R. 4^e Congrès du Carb.*, Heerlen.
- 7) BOUROZ A. (1959). – Découverte de roches volcaniques dans le Paléozoïque du Nord de la France. *C.R.A.S., Paris*, t. 248, série D, p. 2611-2613.
- 8) BOUROZ A. (1960). – La structure du Paléozoïque du Nord de la France au Sud de la Grande Faille du Midi. *A.S.G.N.*, t. LXXX, p. 101-112.
- 9) BOUROZ A., CHALARD J., DALINVAL A., DOLLÉ P., PINEL G., PUYBARAUD G. et STIÉVENARD M. (1963). – Carte des zones stratigraphiques à la cote – 300 des H.B.N.P.C. - I.G.N. éd.
- 10) BOUROZ A. (1967). – Corrélation des tonsteins d'origine volcanique entre les bassins houillers de Sarre-Lorraine et du Nord - Pas-de-Calais. *C.R.A.S., Paris*, t. 264, série D, p. 2729-2732.
- 11) BOUROZ A. (1969). – Le Carbonifère du Nord de la France. *A.S.G.N.*, t. LXXXIX, p. 47-65.
- 12) BOUROZ A. (1978). – Essai de synthèse tectonique du Bassin houiller de Saint-Etienne. *Rev. Ind. Min., Saint-Etienne*, p. 493-519, 19 fig., 3 Pl.
- 13) BOUROZ A., SPEARS D.A., ARBEY F. (1983). – Essai de synthèse des données acquises sur la genèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers. *Soc. Géol. Nord, Mémoire 16*, Lille, 74 p., 12 fig., 10 Pl. (texte bilingue français-anglais).
- 14) BOUROZ A. (1984). – Coulissemments dextres au Tertiaire en Artois. Interprétation des failles "épicrétacées" en termes de tectonique globale. *C.R.A.S., Paris*, t. 298, série II, n° 15, p. 661-664.
- 15) BOUROZ A. (1985). – Coulissemment dans le Paléozoïque du Boulonnais : la faille de Ferques. *A.S.C.N.*, t. CV, p. 37-41, 2 fig., Pl. I-IV (en couleur).
- 16) BOUROZ A. (1986). – Géodynamique du bord nord de la chaîne varisque dans le Nord de la France et le Sud de la Belgique : subduction à vergence sud dans le Stéphaniens, coulissemments dextres au Tertiaire. *C.R.A.S., Paris*, t. 303, série II, n° 11, p. 1019-1024.
- 17) BOUROZ A. (1986). – A propos des failles de Ferques et du Haut-Banc : réflexions sur quelques interprétations récentes de la tectonique du Carbonifère du Boulonnais. *A.S.G.N.*, t. CVI, p. 25-26, 4 fig.
- 18) CAZES M., TORREILLES G., BOIS C., DAMETTE B., GALDEANO A., HIRN A., MASCLE A., MATTE Ph., VAN NGOC P. et RAOULT J.F. (1985). – Structure de la croûte hercynienne du Nord de la France : premiers résultats du profil ECORS. *Bull. Soc. Géol. de Fr.*, (8), t. I, n° 5, p. 925-941.
- 19) C.F.P. (M), C.O.P.E.S.E.P., R.A.P. et S.N.P.A. (1965). – Contribution à la connaissance du bassin paléozoïque du Nord de la France. *A.S.G.N.*, t. LXXXV, p. 273-281, 3 Pl.
- 20) DAHLSTROM C.D.A. (1970). – Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. Can. Petr. Geol.*, 18, n° 3, p. 332-406, 69 fig.

- 21) DELÉNIN P., CLERMONTÉ J., COUREL L., DUMAIN M., LAVERSANNE J. (1988). – Remise en cause des charriages dans le bassin houiller des Cévennes (Gard, France). *C.R. A. S. Paris*, t. 307, Série II, pp. 1237-1243.
- 22) DEMANGE M., ISSARD H., PERRIN M. (1986). – Rapport entre la zone axiale de Montagne Noire et les nappes du versant sud au sud-ouest du massif (Minervois et Cabardès-Aude, Hérault). *Géol. de la Fr.*, n° 3, pp. 281-292, 8 fig.
- 23) DURANDAU A. et KONING A. (1985). – Contribution à la connaissance de l'origine du Bassin de Paris à partir d'un graben initial. Intérêt économique. *C.R.A.S. Paris*, t. 301, Série II, n° 10, p. 737-742.
- 24) GOSSELET J., BARROIS, Ch., LERICHE M. et CRÉPIN A. (1912). – Description de la faune siluro-dévonienne de Liévin. *S.G.N.*, Mém. t. VI, 232 p., 17 Pl.
- 25) GRAS H. (1970). – Etude géologique détaillée du bassin houiller des Cévennes. Thèse univ. Clermont-Ferrand, 350 p., Ann. I à III, Pl. 1 à 5.
- 26) MATTE Ph. (1986). – La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), t. II, n° 1, p. 9-24, 9 fig.
- 27) MORRE BIOT N. (1970). – Sur un essai de détermination de l'âge des formations volcaniques des sondages de Sarton et d'Orville (Pas-de-Calais) par les méthodes paléomagnétiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7^e série, XII, p. 680-684.
- 28) PAQUET J.F., LEPLAT J. et BECQ-GIRAUDON J.F. (1983). – Premiers résultats du forage de reconnaissance de Réty-Rinxent (Massif paléozoïque du Boulonnais). *Géol. de la Fr.*, n° 3, p. 171-178, 4 fig.
- 29) RAOULT J.F., COLBEAUX J.P., KHATIR A., LEDRU P., MELLIEZ F., PIQUE A. et SOMME J. avec coll. de BEUGNIES A. et LEPLAT J. (1984). – Structures liées à la Faille du Midi et aux chevauchements nord-varisques - *in* (3), p. 33-56.
- 30) STIÉVENARD M. (1949). – Précisions sur la Grande Faille du Midi d'Ourton à Douai, *A.S.G.N.*, t. LXIX, p. 315-351, Pl. XII et XIII.

Essai de datation des transgressions et des phénomènes de resédimentation dans le Viséen supérieur - Namurien du Maroc Oriental

Attempts at dating of transgressions and resedimentation phenomenae in the Upper Visean-Namurian of Eastern Morocco

par Paul HUVELIN (*) et Bernard MAMET (**)

Résumé. – Les calcaires bioclastiques microfossilifères à la base des séries du Viséen supérieur transgressives sur les schistes (épizonaux) de Debdou et du Mekam (dévonno-dinantien), tant à Aïn-Serrak qu'à Tafechna, appartiennent à la Zone 14 de la coupe de référence du Jebel Ouarkiz (V3a de Belgique, ou base du Viséen supérieur), tandis que ceux trouvés en blocs remaniés dans des ensembles resédimentés, plus récents, appartiennent au Viséen supérieur terminal (*Tanncherfi*), voire au Namurien inférieur (tuf de Boujaada dans le *Tazekka*).

Abstract. – *The fossiliferous bioclastic limestones at the base of the Upper Visean series, transgressive on the epizonal Debdou and Mekam schists of Devonian-Dinantian age, belong, in the Aïn-Serrak - Hassi-Korima as in the Tafechna area, to the Zone 14 of the Jebel Ouarkiz stratigraphic section used as reference (i.e. V3a of Belgium or the base of Upper Visean). However, the limestones found as exotic blocks in the resedimented formations are younger and belong to the end of the Upper Visean (Tanncherfi), or to the Lower Namurian (Boujaada tuff in the Tazekka).*

Quelques calcaires bioclastiques carbonifères du Maroc oriental viennent d'être datés avec précision grâce aux microfossiles. Leur datation présente, dans chacun des cas, un intérêt particulier, stratigraphique ou structural. Les uns (Aïn-Serrak, Tafechna, Hassi-Korima) forment la base de séries non métamorphiques du Viséen supérieur, transgressives sur les schistes épizonaux de Debdou-Mekam ; leur datation indique donc une limite supérieure d'âge du métamorphisme hercynien précoce. Les autres (Tanncherfi, Tazekka) sont des blocs remaniés ou des olistolithes ; leur datation permet ainsi d'attribuer une limite inférieure d'âge aux phénomènes de resédimentation.

I. – CALCAIRES DU VISÉEN SUPÉRIEUR TRANSGRESSIFS SUR LES SCHISTES DE DEBDOU ET DU MEKAM

Les schistes de Debdou et du Mekam, décrits par Sainton (1950), Agard & al. (1958), et encore récemment

par Médioni (1980, p. 26), apparaissent comme une série puissante et monotone de schistes à grain fin, satinés, alternant avec des bancs de grès plus ou moins micacés, arkosiques et à débris de végétaux flottés ; parfois l'alternance schistes-grès-grauwackes prend l'apparence d'un flysch avec la présence de traces d'action de courants turbides (*flute-cast, grove-cast, graded-bedding*) ; localement apparaissent des figures de glissement synsédimentaire (collines dominant le douar de Bou-Ayach, au N de Debdou). Ils ont subi un léger métamorphisme régional, qui leur a donné leur aspect satiné. Leurs déformations ont été étudiées par Desteucq et Hoepffner (1980), Huvelin (1983).

Ils ont été attribués pour partie au Carbonifère inférieur par R. Médioni en raison de la présence de *Spirophyton* et surtout d'*Asterocalamites* (dét. M^{me} P. Corsin), et plus récemment au Dévonien (Marhoumi et al., 1983) à la suite d'analyses palynologiques (assemblages de spores et d'Acritarches d'âge givetien à frasnien).

(*) Direction de la Géologie, Ministère de l'Energie et des Mines, B.P. 6208, Rabat Instituts (Maroc).

(**) Université de Montréal, Montréal, Québec (Canada).

Les études du terrain (P. Huvelin) et des échantillons (B. Mamet) ont été effectuées de 1980 à 1985.

Note présentée le 3 Février 1988 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 7 Décembre 1988.

Ces schistes de Debdou et du Mekam sont recouverts en discordance par des séries carbonifères non métamorphiques, étudiées par Marie (1931, 1936), Horon (1953), Agard & al. (1958), Owodenko (1976) et Médioni (1980), appelées ici « Série volcano-sédimentaire d'Éz-Ziroug » (au N de Hassian-ed-Diab), la « Série de Tafechna » (au N de Debdou), et attribuées au Viséen supérieur.

L'âge des calcaires bioclastiques rencontrés à la base des séries transgressives du Viséen supérieur est connu jusqu'ici surtout par des macrofossiles; nous nous proposons donc de le déterminer avec plus de précision, en utilisant les microfossiles.

1) Les calcaires d'Aïn-Serrak (Oued Soudia).

Ces calcaires sont situés à une centaine de kilomètres au SW d'Oujda, plus précisément à 3,2 km au SW de la maison forestière d'Aïn-Serrak; ils affleurent bien le long d'un talweg affluent de droite de l'Oued Soudia (Feuille de Sidi Lahsene au 1/50 000, coordonnées Lambert Nord-Maroc $x = 752,16$ et $y = 384,30$), à une soixantaine de mètres à l'amont du lieu où la piste d'Aïn-Serrak vers Debdou le traverse.

Leur position, apparemment au sein de la formation des Schistes de Debdou et du Mekam, ici très tectonisée, a longtemps été considérée comme un argument décisif

pour dater ces terrains (Leca & Clariond, 1932; Agard, Morin & Owodenko, 1958; Owodenko, 1976). Cependant, comme l'a justement fait remarquer R. Médioni (1980, p. 31-32), ils appartiennent à une formation transgressive sur la précédente: d'une part, la première barre de calcaire, détritique et conglomératique, est discordante sur les schistes de Debdou et du Mekam, et les passées conglomératiques renferment des galets de schistes satinés, donc, ayant déjà subi leur épimétamorphisme; d'autre part, ils sont d'un faciès tout à fait analogue aux premiers niveaux de la série volcano-sédimentaire d'Éz-Ziroug (Hassi-Korima), et de Tafechna, eux indiscutablement discordants sur les schistes de Debdou et du Mekam, et attribués au Viséen supérieur. Médioni a décrit ces affleurements comme des synclinaux déversés vers le Nord et expliqué leur disposition actuelle par une phase tardive de tectonique en compression qui a « repincé » ces synclinaux dans les Schistes de Debdou et du Mekam.

La présence de macrofaunes, et même de microfossiles, y a déjà été mentionnée:

- par Leca et Clariond (1932) (dét. H. Termier): « à la base », *Orthotetes crenistria* Phil., *Fenestella* sp., *Athyris ambigua* Sow. ou *planosulcata* Sow.; « en tête », cf. *Productus fimbriatus* Sow., *Spirifer* du gr. *Sp. pinguis* Sow.;

- par Choubert, Kuntz et Fallot (*in litt.*, 1951) (dét. P. Pruvost): *Productus carbonarius* de Kon., *Spirifer subrotundus*

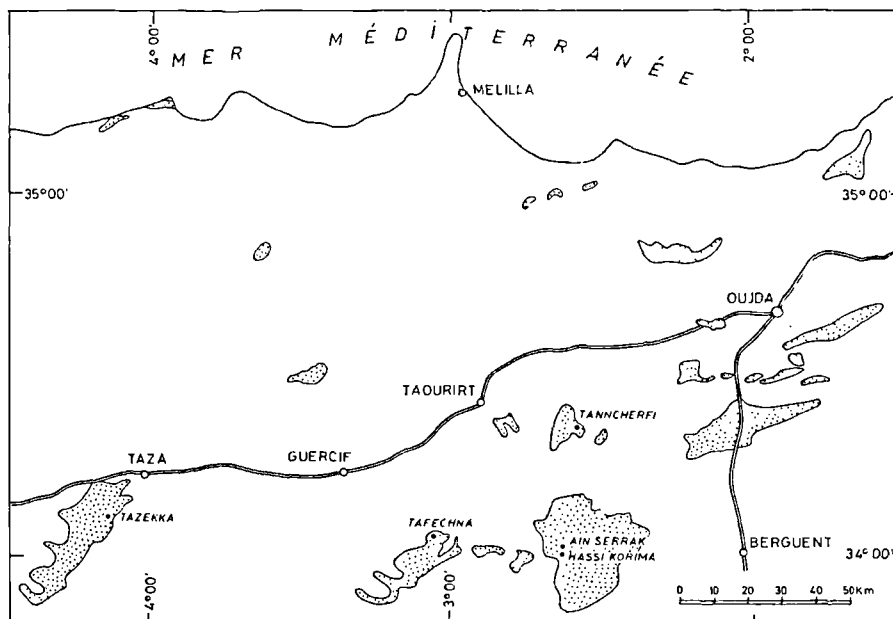


Fig. 1. - Position des calcaires carbonifères étudiés.
(en pointillés: principaux massifs paléozoïques du Maroc nord-oriental).

Fig. 1. - Position of Carboniferous limestones studied.
(Dotted lines indicate the main Paleozoic outcrops in North Eastern Morocco).

Mc Kay, *Spirifer* cf. *duplicostata* Phil. P. Pruvost pensait que l'élément le plus valable entraînant la détermination d'âge est *Productus carbonarius*, fréquent dans l'« étage B² » (Millstone grit) du Viséen supérieur de Grande-Bretagne, ces Productidés n'apparaissant d'ailleurs qu'au Viséen supérieur ;

- par Agard, Morin et Owodenco (1958) (dét. G. Delépine) : deux énormes (20-25 cm) exemplaires de *Davisiella comoides*, un spécimen de *Caninia cylindrica* probable ;

- par Owodenco (1976, p. 30) : Polypiers (*Palaeosmilia murchisoni* Milne-Edwards et Haime, dét. M. Mitchell), Foraminifères et Algues déterminés par Chanton-Güvenç dont l'auteur cite la conclusion (*in litt.*, 1967), déjà déterminante pour une attribution au Viséen supérieur : « Les Foraminifères sont très peu abondants et très mal conservés. Toutefois, nous observons la présence de *Plectogyra arcuata* G. et L. caractéristique du Viséen, celle de *Plectogyra prisca* R.-C. et R. et *Archaediscus krestovnikovi* R.-C. caractéristiques du Viséen supérieur. Signalons la présence d'algues vertes de l'espèce *Anthracoportellopsis machaevii* Maslov et d'algues rouges appartenant au genre *Ungdarella*. Ces formes sont communes dans le Viséen supérieur et indiquent un bassin aux eaux peu profondes, claires et à salinité normale ».

L'échantillonnage des calcaires microfossilifères de l'Oued Souidia avait été très insuffisant, et nous l'avons recommencé en vue de préciser leur âge. En remontant (vers le SSE) le talweg à partir de la piste, nous avons reconnu, à l'emplacement indiqué par R. Médioni, les deux affleurements de calcaires séparés d'une trentaine de mètres. L'affleurement situé le plus en amont se suit de loin en loin sur plus de 100 m d'extension vers l'Est au-delà de la rive droite et a livré sur cette rive des grainstones à oolithes, bioclastes et quartz riches en microfossiles (éch. 1, tabl. I, ou 1266/2), parmi lesquels les algues sont extraordinairement abondantes, et avec présence d'*Endothyranopsis hirosei* et de « *Nodosarchaediscus* » sp., caractérisant la Zone 14 de la base du Viséen supérieur dans la coupe du Carbonifère du J. Ouarkziz (*in* : Mamet *et al.*, 1966), c'est-à-dire le V_{3a} de Belgique.

2) Les calcaires de Tafechna

Ces calcaires sont situés à environ 10 km au N de Debdou, plus précisément à 1 km au S de la maison forestière de Tafechna. Ils nous ont offert un bon affleurement en contrebas, et côté Est, d'une casbah en ruines (Feuille d'Aïn Fritissa au 1/50 000, x = 717,45 et y = 386,95).

Ils reposent en discordance sur les schistes de Debdou et du Mekam (Marie, 1931 ; Horon, 1953 ; Médioni, 1980). D'après Médioni, le premier niveau visible est un banc de calcaire gris, à patine rousse, gréseux et microcristallin, à débris de végétaux charbonneux, où apparaissent quelques galets de la formation sous-jacente, avec déjà l'aspect satiné des schistes, ce qui fait penser que l'épimétamorphisme des Schistes de Debdou est antérieur au dépôt de ces couches ; pour notre part, nous n'avons pu déceler, à cet endroit, de métamorphisme sensible, ni dans les galets, ni dans les schistes sous-jacents. Au-dessus viennent des « calcaires gris-noir, oolithiques, fétides à la percussion, à Crinoïdes, fragments de Polypiers et

Brachiopodes, épais d'une dizaine de mètres, et affectés d'un pendage de 20 à 30° vers l'ESE », puis « des marno-calcaires gris-jaunâtre, mal exposés, avec des bancs calcaires, d'aspect lenticulaire à Polypiers, Productidés et petits Bivalves (épaisseur 40 m environ) » (Médioni, 1980).

Au-dessus viennent les couches de Flouch, en contact faillé d'après Horon (1953), en apparente continuité d'après R. Médioni (1980), série monotone dont n'apparaît ici que la base, mais affleurant au NE du douar Flouch sur environ 800 m de puissance ; cette série montre une sédimentation rythmique, dont chaque séquence élémentaire, épaisse de 5 à 10 m, débute par un banc grossièrement détritique, conglomérat ou grès arkosique, à éléments de schistes de Debdou, et se poursuit par des schistes gris-vert ou violacés, alternant avec de fins lits (5 à 10 cm) de siltites ou de calcaire silteux sombre. Au toit de certains bancs détritiques apparaissent quelques débris végétaux mal conservés (Médioni, 1980).

Contrairement à la série d'Ez-Ziroug, les séries de Tafechna-Flouch ne comportent aucun terme volcanique (Horon, 1953), encore que la série de Flouch renferme dans les niveaux les plus détritiques et verdâtres vers le haut de la série, quelques mégacristaux de quartz et de plagioclases acides et surtout une abondance d'éléments lithiques centimétriques correspondant à des schistes et des silts, des fragments de verre perlitique et à structure vitroclastique aplatie ; ces éléments vitreux sont toujours chloritisés, donnant la couleur verte à la roche (Hoepffner, 1987).

Les niveaux de Tafechna ont fourni à Marie (1931) « une faune de Brachiopodes, d'affinité Viséen supérieur avec notamment *Productus cora*, *Spirifer striatus* et *Sp. subsequatus* » (*in* : Médioni, 1980), et à Horon (1953), vers le sommet des couches de Flouch, dans un niveau non précisé exactement, *Eumorphoceras bisulcatum* Girty, *Coelonautilus* aff. *frechi* Geis., *Lingula elongata* Dem., déterminés par Delépine, qui pense qu'il s'agit de l'extrême base du Namurien (*in litt.*, 22 juillet 1953).

Des recherches palynologiques (Marhoumi, 1984) dans des niveaux de Tafechna ont confirmé leur âge Viséen supérieur, de la partie moyenne (V_{3b}) à la partie supérieure (V_{3c}), en montrant l'importance du remaniement grâce à la présence, dans les mêmes échantillons de spores dévoniennes et tournaisiennes ; dans les couches de Flouch ont été mis en évidence des assemblages de spores attribués au Strunien - Tournaisien, auxquels s'ajoutent quelques formes n'apparaissant en Europe qu'à partir du Viséen inférieur et au Sahara à partir du Viséen supérieur (Marhoumi, 1984).

C'est le « calcaire gris-noir oolithique à Crinoïdes » de R. Médioni (1980, p. 27, fig. 2), à Tafechna, que nous avons échantillonné. Des *packstones-grainstones* à oolithes, bioclastes et quartz (éch. 2, tabl. I, ou 1181/2) se sont révélés riches en fossiles, très semblables à ceux d'Aïn-Serrak tant par leur faciès que leur âge, ici encore avec *Endothyranopsis hirosei* et « *Nodosarchaediscus* » sp.,

mais avec moins d'Algues rouges, Solénopores et Stachéines ; cet assemblage caractérise, comme nous l'avons vu, la Zone 14 de la base du Viséen supérieur (V_{3a} de Belgique).

3) Les calcaires d'Hassi-Korima

Ces calcaires sont situés à 5,5 km au NW d'Hassiane-ed-Diab (Feuille de Hassiane-ed-Diab au 1/100 000, coordonnées Lambert Nord-Maroc approx. x = 754,5 et y = 380,8).

Suivis à l'affleurement sur environ 300 m avec plusieurs mètres d'épaisseur et un pendage faible vers le Sud, ils forment le premier terme visible de la série d'Ez-Ziroug et sont probablement directement transgressifs sur les phyllades de Debdou et du Mekam, comme ceux d'Aïn-Serrak situés seulement 4,5 km au NW, encore qu'à Hassi-Korima le contact avec ces dernières paraît tectonique dans le détail. Ils ressemblent par leurs faciès à ceux d'Aïn-Serrak et de la Tafachna, mais ils sont beaucoup plus souvent ferruginisés, recristallisés, dolomités, voire silicifiés, et de nombreux prélèvements et tailles d'échantillons ont été nécessaires pour trouver quelques microfossiles. Un échantillon de calcaire dolomitique, silicifié et complètement recristallisé, probablement originellement un *packstone* fossilifère, a montré des fantômes d'*Earlandia* sp. et *Pseudoammodiscus* ? sp. Un ancien *bafflestone* à Paléobéréselles, maintenant remanié en *grainstone* [éch. 3, tabl. I, ou 1271/2 (3)], ressemble fort aux calcaires de Tafachna (Zone 14) avec sa très grande abondance d'Algues, en particulier des *Kamaenella*, mais les Foraminifères n'y sont pas abondants et on peut seulement dire qu'il s'agit de Viséen moyen ou de la base du Viséen supérieur.

II. - CALCAIRES DU VISÉEN SUPÉRIEUR OU DU NAMURIEN RESÉDIMENTÉS DANS LES TERRAINS CARBONIFÈRES

Remarquons d'abord que les calcaires bioclastiques ont déjà souvent attiré l'attention des géologues dans les olistostromes ou dans les wildflyschs à la semelle des nappes de glissement.

Dans la région de Marrakech, respectivement à environ 500 km et 350 km à l'WSW de Tanncherfi et du Tazekka, des olistolithes de ces calcaires abondent dans l'olistostrome à la base de la nappe de glissement des Jebilet orientales. L'âge de ces calcaires, appartenant probablement tous à la Zone 15 (partie médiane du Viséen supérieur), a été proposé comme âge de la resédimentation (Hollard, Huvelin & Mamet, 1977). Cette attribution repose sur plusieurs arguments, mais sans preuve absolue ; il est néanmoins facile d'admettre que la resédimentation exerçait déjà ses effets à cette époque, même si la mise en place de la nappe n'était pas terminée.

Dans le Maroc oriental, l'importance des phénomènes de resédimentation, avec présence de brèches de glisse-

ment ou d'olistostromes, semblables à ceux qui constituent la semelle de la nappe des Jebilet orientales, a déjà été mise également en évidence au Jorf Ouazzène et dans les Zekkara, respectivement à 15 km au SSE et à 30 km au SW d'Oujda (Huvelin, 1970), ainsi qu'à Tanncherfi, à 70 km à l'WSW d'Oujda et à 30 km à l'ESE de Taourirt (El Ghazi & Huvelin, 1981). Au Jorf Ouazzène, l'olistostrome est immédiatement recouvert par des dacites, datées du Viséen supérieur (Lucas, 1942), qui paraissent le remanier à son sommet (Huvelin, 1977, p. 126). A Tanncherfi, les argilites ou pélites datées du Viséen supérieur par macrofaunes renferment du matériel pyroclastique et paraissent plus ou moins remaniées dans l'olistostrome ; par places, le ciment des olistolithes argilo-péliteux à plantes, ces derniers contenant des lits de matériel pyroclastique, est lui-même un tuf pyroclastique de nature comparable, ce qui montre la simultanéité de la resédimentation et de l'activité volcanique (El Ghazi & Huvelin, 1981). Dans le Tazekka, des résultats analogues seront bientôt cités par Hoepffner (1981) qui écrit, sans autre précision : « Il convient de souligner le caractère chaotique de la sédimentation, lié aux mouvements tectoniques contemporains des éruptions volcaniques » ; Huvelin (1986) a cependant pu montrer que le tuf pyroclastique acide formant le terme le plus élevé du complexe volcano-sédimentaire carbonifère a, par places, valeur d'olistostrome comme à Tanncherfi et que des olistolithes, fréquents dans le tuf, abondent déjà aussi, enrobés d'une pellicule millimétrique de rhyolite à clastes, dans les sédiments volcanogènes de la série.

En Montagne-Noire (France), où pendant le Viséen supérieur se sont également mises en place des nappes de glissement au-dessus d'un wildflysch, des calcaires bioclastiques abondent en olistolithes dans le wildflysch et ont été considérés comme dépôts de plate-forme en eaux peu profondes, sur le plateau continental, ayant pu se former épisodiquement lorsque l'apport de sédiments clastiques diminuait le long de la pente continentale en bordure du plateau ; ces calcaires sont contemporains du flysch (Engel, Feist & Franke, 1980-1981).

Si nous prenons comme modèle le cadre de mise en place des nappes de glissement tel qu'il a été proposé en Montagne-Noire, nous pouvons pressentir la signification particulière des calcaires bioclastiques au cours de l'évolution des bassins, surtout pendant les périodes d'instabilité orogénique, donc accorder à ces calcaires une importance spéciale.

1) Les calcaires de Tanncherfi.

Dans l'olistostrome de Tanncherfi, aux cornes sud-ouest et sud-est de la boutonnière de Paléozoïque, où affleure une série volcano-sédimentaire attribuée au Viséen supérieur, ont été signalées des argilites et pélites, ainsi que des olistolithes de calcaires bioclastiques parfois riches en microfossiles (El Ghazi & Huvelin, 1981). Les argilites et pélites, où abondent par places les débris végétaux, ont été datées à Oussertane d'abord, où les macrofaunes (dét. H. Hollard) indiquent un niveau dans

la fourchette Viséen supérieur - Namurien basal (Bauchau & al., 1966), à Ifkirène ensuite, à 8 km à l'WSW d'Oussertane (extrémité sud de la boutonnière), par *Linoproductus* sp., *Gigantoproductus gigantoides aplanata* (Paeckelmann), « *Rhynchonella* » *pleurodon* Phillips, *Punctospirifer* cf. *octoplicatus* (Sowerby), *Athyris* cf. *squamosa* (de Koninck), *Posidonomya* sp., indiquant nettement le Viséen supérieur (dét. H. Hollard) (El Ghazi, 1977).

Les olistolithes de calcaires microfossilifères, de quelques millimètres à plusieurs mètres de traversée, abondent en contrebas d'Oussertane, à l'extrémité sud-est de la boutonnière (feuille au 1/50 000 de Mestigmer), en particulier sur la rive droite d'un ravin descendant du Tizi in-Salah vers le Nord-Ouest (échantillons 4 à 8 à 300 m au NW de ce col, coordonnées Lambert Nord-Maroc $x = 762,2$ et $y = 419,5$, échantillon 9 à une centaine de mètres à l'aval des précédents), ou bien à 250 m à l'WNW du col (échantillon 10). L'emplacement des échantillons 4 à 8 correspond sensiblement au "point 4", fig. in : El Ghazi & Huvelin, 1981.

Echantillon 4 - ou 1132/8 b. *Packstone* fossilifère recristallisé en microsparite. Foraminifères rares. Echinodermes encroûtés par les *Saccamminopsis* abondants. Brachiopodes encroûtés par les Girvanelles. Quelques *Saccamminopsis* également recouverts de Girvanelles.

Echantillon 5 - ou 1132/8 b x. *Wackestone - packstone* fossilifère partiellement recristallisé en microsparite. Echinodermes encroûtés par les Cyanophytes? Quelques Brachiopodes. Oncolithes. Nombreux *Saccamminopsis*. Foraminifères rares.

Echantillon 6 - ou 1132/8 b xx. *Wackestone - packstone* fossilifère partiellement recristallisé en microsparite. Echinodermes encroûtés par les algues (Cyanophycées? Girvanelles). Encroûtements oncolithiques d'*Aphralysia*. Boulets de Spongiaires. Nombreux *Saccamminopsis* dissous.

Les échantillons 3 à 5 proviennent de blocs remaniés dans de l'argilite ou de la pélite.

Echantillon 7 - ou 1132/8 a. *Packstone* argileux fossilifère. Brachiopodes, Echinodermes, Bryozoaires. Rares Foraminifères. Stylolithes et styloréactat. Interpénétration des grains. Fossiles partiellement dissous.

Echantillon 8 - ou 1132/8 a x. *Pseudograinstone* microconglomératique assez grossier à oncolithes, oolithes et microbrèches remaniés. Nombreux thalles brisés de Dasycladacées. Echinodermes, Brachiopodes, Pélécyropodes, Bryozoaires, Trilobites. Fragments de roches tectoniquement déformées.

Les échantillons 7 et 8 proviennent de blocs décimétriques de calcaires bioclastiques dans des brèches volcaniques.

Echantillon 9 - ou 1136/2 f. Calcaire argilo-gréseux sombre, impur. Echinodermes silicifiés, Bryozoaires. Foraminifères complètement dissous. Algues assez abondantes.

L'échantillon, noir et tachant les doigts, probablement très riche en matière organique, provient d'un bloc (ou d'une lentille?) supramétrique dans une matrice péli-teuse.

Echantillon 10 - ou 1136/5. *Packstone* proto-oolithique fossilifère moyennement bien classé. Quelques oolithes et oncolithes. Interpénétration des éléments figurés. Echinodermes,

Bryozoaires. Rares Brachiopodes et Lamellibranches. Algues rouges assez abondantes. Quelques Foraminifères. Dissolution importante.

L'échantillon provient d'une grosse masse plurimétrique de calcaires bioclastiques emballée dans l'argilite aux côtés de blocs remaniés de laves ou tufs micacés.

Les blocs étudiés montrent des microfaciès différents les uns des autres ; ils ne proviennent donc pas forcément d'un même niveau stratigraphique (assemblages de microfossiles : voir tableau). On y a distingué trois microfaciès principaux : le premier riche en *Saccamminopsis* (éch. 4 à 6), le second riche en Dasycladacées et en *Fasciella* (éch. 7, 8 et 10), le troisième, calcaire impur argilo-gréseux, particulièrement "charbonneux", avec quelques Dasycladacées (éch. 9).

L'âge du calcaire à *Saccamminopsis* est indiqué par *Neoarchaediscus - Planospirodiscus - Valvulinella*, soit la Zone 16 sup., qui représente le Viséen final (Mamet & al., 1966). En Afrique du Nord, *Saccamminopsis fusulinaeformis* est restreinte au Viséen supérieur (voir fig. 4, in : Mamet & al., 1966). Les deux autres faciès se trouvent peut-être aussi dans la Zone 16 sup., car ils contiennent le même assemblage d'Archaeodiscidae ; cependant, ces derniers sont fréquemment dissous, et le fait qu'*Asteroarchaediscus* n'ait pas été observé n'en exclut pas la présence, qui aurait permis d'attribuer les faciès correspondants au maximum à la Zone 17.

Nous risquerons une hypothèse concernant l'âge de la resédimentation, en utilisant le fait, maintenant établi, que l'olistostrome renferme des blocs de calcaires dont quelques-uns sont d'âge Viséen terminal certain, d'autres pouvant, avec doute, être d'âge un peu plus récent, et que ces blocs ont été trouvés les uns à côté des autres sur une aire relativement limitée, ce qui suggère qu'ils ont pu prendre leur origine dans des couches sédimentaires assez voisines. Le matériel resédimenté ne renferme guère, outre des hypovolcanites ou des pyroclastites acides, les argilo-pélites ou calcaires ci-dessus mentionnés, que quelques galets de quartzites ou de phtanites noirs. En appliquant à cette région le schéma déjà proposé en Montagne-Noire, il est possible que le dépôt des calcaires ait précédé de peu la resédimentation, ce qui nous conduirait alors à admettre que l'olistostrome s'est vraisemblablement formé au voisinage de la limite entre le Viséen et le Namurien.

2) Les calcaires du Tazekka.

Le massif hercynien du Tazekka comprend, dans sa partie septentrionale à 20 km au SW de Taza, du cœur vers l'Est, les schistes du Tazekka puis un complexe volcano-sédimentaire. Les schistes du Tazekka ont été plissés dans l'épizone avant le dépôt du complexe, ce que confirme la présence, dans ce dernier, de galets de schistes du Tazekka épimétamorphiques et schistifiés (Hoepffner, 1978). Le complexe lui-même, qui les recouvre probablement en discordance (Agard & al., 1958), est essentiellement constitué de volcanoclastites associées à des coulées de laves dacitiques et andésitiques ; il comprend à son

Microfossiles - Dét. : B. Mamet	Echantillons	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<i>Anthracoporellopsis</i> sp.											
<i>Aoujgatia</i> sp.											
<i>Aphralysta</i> sp.											
<i>Arohaediscus</i> sp.											
<i>Arohaediscus ohernousovensis</i> Mamet		.											
<i>Arohaediscus kochtjubensis</i> Rauzer-Chernousova		.											
<i>Arohaediscus krestovnikovi</i> Rauzer-Chernousova		.											
<i>Arohaelithophyllum</i> sp.											
<i>Arohasphaera</i> sp.											
<i>Asteroarohaediscus</i> sp.											
<i>Asteroarohaediscus baschkiricus</i> (Krestovnikov et Teodorovitch)		.											
<i>Asteroarohaediscus ovoïdes</i> (Rauzer-Chernousova)		.											
<i>Atractyllopsis</i> sp.											
<i>Atractyllopsis cumberlandensis</i> Rich.		.											
<i>Biseriella</i> sp.											
cf. <i>Biseriella</i> sp.											
<i>Biseriella</i> du groupe <i>B. parva</i> (Chernysheva)		.											
<i>Bradyina</i> sp.											
<i>Brunata</i> sp.											
<i>Calotisphaera</i> sp.											
<i>Climacamina</i> sp.											
<i>Coelosporella</i> sp.											
<i>Coelosporella jonesii</i> Wood		.											
<i>Cribrospira</i> sp.											
<i>Earlandia</i> sp.											
<i>Earlandia vulgaris</i> (Rauzer-Chernousova et Reitlinger)		.											
<i>Endostaffella</i> sp.											
<i>Endothyra</i> sp.											
<i>Endothyranopsis compressa</i> (Rauzer-Chernousova et Reitlinger)		.											
<i>Endothyranopsis Hirosei</i> Okimura		.											
<i>Endothyranopsis</i> du groupe <i>E. Hirosei</i> Okimura		.											
<i>Endothyranopsis</i> du gr. <i>E. sphaerica</i> (R.-Ch. et Reit.)		.											
<i>Eostaffella</i> sp.											
<i>Eotubertina</i> sp.											
<i>Epistachaeoides</i> sp.											
<i>Exvotarisella</i> sp.											
<i>Fasciella</i> sp. (= <i>Shartymophycus</i> sp.)		.											
<i>Forechia</i> sp.											
<i>Girvanella</i> sp.											
<i>Girvanella problematica</i> Nicholson et Etheridge		.											
<i>Girvanella Wetheredii</i> Chapman		.											
<i>Globoendothyra</i> sp.											
<i>Globoendothyra</i> du groupe <i>G. globulus</i> (d'Eichwald)		.											
<i>Issinella</i> sp.											
<i>Kamaena</i> sp.											
<i>Kamaenella</i> sp.											
<i>Kamaenella danbight</i> Mamet et Roux		.											
<i>Koninokopora</i> sp.											
<i>Koninokopora inflata</i> (de Koninck)		.											
<i>Koninokopora minuta</i> Weyer		.											
<i>Koninokopora tenuiramosa</i> Wood		.											
" <i>Lituotuba</i> " sp.											
<i>Lituotubella</i> sp.											
<i>Mediocaris</i> sp.											
<i>Nanopora</i> sp.											
<i>Neoarohaediscus</i> sp.											
<i>Neoarohaediscus parvus</i> (Rauzer-Chernousova)		.											
<i>Neoarohaediscus gregorii</i> (Dain)		.											
" <i>Nodosarohaediscus</i> " sp.											
<i>Omphalotis</i> sp.											
<i>Omphalotis circumpliata</i> (Howchin)		.											
<i>Ortonella</i> sp.											
<i>Orchiosiphonoides</i> sp.											
<i>Palaeoberesella</i> sp.											
<i>Palaeoberesella lahusei</i> (von Miller)		.											
<i>Palaeotextularia</i> sp.											
<i>Parachaetetes</i> sp.											
<i>Parathuramina</i> sp.											
<i>Planorarohaediscus</i> ? sp.											
<i>Planospirodiscus</i> sp.											
<i>Polysphaerinaella</i> sp.											
<i>Priscella</i> sp.											
<i>Proninella</i> sp.											
<i>Pseudoammoliscus</i> sp.											
<i>Pseudochaetetes</i> sp.											
<i>Pseudoendothyra</i> sp.											
<i>Pseudolenopora</i> sp.											
<i>Pseudotaxis</i> sp.											
<i>Pseudotaxis eominima</i> (Rauzer-Chernousova)		.											
cf. <i>Quasiarohaediscus</i> ? sp.											
<i>Sacoaminopsis</i> sp.											
<i>Sacoaminopsis fusulinaformis</i> (Mc Coy)		.											
<i>Stachaeoides</i> sp.											
<i>Tetrataris</i> sp.											
<i>Tuberitina</i> sp.											
<i>Ungdarella</i> sp.											
<i>Valvulinella</i> sp.											

Tableau I

Echantillon 1 : Calcaires d'Ain-Serrak (Oued Souidia).
 Echantillon 2 : Calcaires de Tafelchna.
 Echantillon 3 : Calcaires de Hassi-Korima.
 Echantillons 4 à 10 : Calcaires de Tanncherfi.
 Echantillons 11 et 12 : Calcaires du Tazekka.

Table I

Sample 1 : Ain-Serrak (Oued Souidia) limestones.
 Sample 2 : Tafelchna limestones.
 Sample 3 : Hassi-Korima limestones.
 Samples 4 to 10 : Tanncherfi limestones.
 Samples 11 and 12 : Tazekka limestones.

sommet un tuf rhyolitique ou rhyodacitique à mégacristaux (volcanoclastites de Boujâada) (Hoepffner, 1981).

Les schistes du Tazekka ont fourni, à l'examen palynologique, des Acritarches de l'Ordovicien inférieur (Arenig-Llanvirn) (Rauscher & al., 1982; Marhoumi & al., 1982).

Le complexe volcano-sédimentaire a livré, dans les schistes noirs qui portent la piste automobile entre Bab-Ferrij et Bab-bou-Idir, une empreinte de plante du Culm (Clariond, in: van Leckwijck & Termier, 1938). L'analyse palynologique d'une enclave d'argilites noires dans des andésites de la partie inférieure du complexe a montré la présence de spores donnant un âge "extrême fin du Viséen supérieur" (dét. R. Marhoumi); dans l'enclave, ces argilites sont associées à un horizon pyroclastique, preuve que leur dépôt est contemporain du volcanisme (Chalot-Prat et Chalot, 1984; Chalot-Prat, 1986). Dans des dépôts volcanogènes situés vers la base du tuf rhyolitique au sommet du complexe volcano-sédimentaire, ont été découvertes des plantes d'âge Viséen supérieur - Namurien A (dét. C. Roy-Dias, in: Chalot-Prat et Roy-Dias, 1985).

Des enclaves de schistes fossilifères, atteignant plusieurs mètres cubes, ont été signalées dans les volcanoclastites de Boujâada, et tout d'abord à Boujâada même, siège des exploitations d'antimoine, où il pourrait, en fait, s'agir d'un microgranite (Morin, 1948), et où le seul âge précis a été donné par l'enclave du Chantier dit "de la Maison", rencontrée au cours de recherches en tranchée, atteignant 3 m de traversée, avec *Schellwienella crenistria* Phil. et un *Productus* du groupe *costatus* - *pseudamussium*, qui représenteraient le Viséen supérieur. Une autre enclave, dans la galerie moyenne du Chantier dit "Saint-Pierre", a livré: *Leptaena analoga* Phil. (très abondant), *Schizophoria resupinata* Martin, des *Productidés* mal conservés (*Eomarginefera* sp., *Dictyoclostus* sp.), *Spirifer* sp., *Schellwienella* cf. *crenistria* Phil., *Fenestrellina* sp., *Heterotrypa* sp., *Nucula* sp., cf. *Athyris*, *Conularia* sp., tiges de Crinoïdes, faune qui indiquerait le Viséen ou le Namurien (dét. G. et H. Termier) (Morin, 1948). Dans la partie sommitale de ces volcanoclastites ont été signalées des enclaves de grès tufacés à Brachiopodes, Lamellibranches et Gastéropodes, avec en abondance (dét. G. Termier): «...le productide *Kozlowskia* cf. *bediae* Martinez-Chacon, qui indique du Bashkirien sup.-Kashirien (= Westphalien A-B). Le reste de la faune, assez médiocre, va tout de même bien avec cet âge et ne renferme aucun indice de Viséen par exemple» (Chalot-Prat & Chalot, 1984).

C'est dans ces pyroclastites de Boujâada qu'ont été récoltées quelques enclaves de calcaires bioclastiques, de quelques centimètres de traversée seulement, dans une aire assez large autour d'un point situé à environ 700 m au SE du marabout de Sidi-Youssef, non loin du sentier longeant l'arête de Safariat. D'autres enclaves abondent au voisinage, parfois multimétriques, certaines d'entre elles simulant de véritables "bancs" à l'intérieur du tuf, en particulier des enclaves (dire plutôt: olistolithes, voir Huvelin, 1986) de conglomérats (à éléments de schistes épizonaux du Tazekka), ou de phtanites noirs contenant

de nombreux bois silicifiés à structures bien préservées (voir Galtier & al., 1986). L'une des petites "enclaves" calcaires, riche en microfossiles, a été prélevée sur la paroi de la piste d'accès carrossable vers le marabout et la Kasba Beni-Senane, moins de 20 m après le passage du gué d'un torrent (à 350 m à l'ESE du marabout: feuille au 1/50 000 de Taza, coordonnées Lambert Nord-Maroc x = 615,75 et y. = 386,65). C'est un *wackestone* à matrice recristallisée en microsparite, à Echinodermes, Brachiopodes, Foraminifères, etc.; l'extrême abondance des *Asteroarchaediscus* et des *Biseriella* est caractéristique (éch. 11, tabl. I, ou 1155/2 b). Cet assemblage indique la Zone 18, c'est-à-dire le Namurien inférieur. Une autre enclave, de même faciès (éch. 12, tabl. I, ou 1303/2), bien qu'indiquant un âge moins précis (Zone 17 ou 18 du Namurien inférieur), a fourni des compléments fossilifères.

CONCLUSIONS

Le Viséen supérieur transgressif, débutant par des conglomérats et calcaires bioclastiques, a été daté dès sa base avec précision grâce aux microfossiles.

Médioni (1980, p. 32) avait insisté sur l'analogie de faciès entre ces calcaires détritiques, constituant les premiers niveaux de la Tafelna et d'Hassi-Korima (base de la série volcano-sédimentaire d'Ez-Ziroug), en discordance sur les Schistes de Debou et du Mekam (d'âge peut-être dinantien par la présence d'*Asterocalamites*, peut-être dévonien d'après l'analyse palynologique), ainsi que les lambeaux d'Aïn-Serrak (Oued Souidia), "intercalés" dans les Schistes de Debou et du Mekam et qui équivalent ceux d'Hassi-Korima, distants de 3,5 km seulement plus au Sud; il s'agit vraisemblablement, dans les trois affleurements cités, du même épisode transgressif. Les calcaires transgressifs remaniant des schistes déjà satinés, preuve que ces derniers avaient déjà été préalablement structurés, puis fortement érodés.

Si nos essais sur les calcaires d'Hassi-Korima ont été peu fructueux, ceux d'Aïn-Serrak et de la Tafelna, leurs équivalents, se sont révélés très fossilifères et indiquent la Zone 14 (coupe du J. Ouarkiz, Mamet & al., 1966), c'est-à-dire le V3a de Belgique, ou base du Viséen supérieur.

C'est un Viséen supérieur plus récent, voire du Namurien, que l'on retrouve sous faciès calcaire bioclastique en blocs exotiques ou en olistolithes dans les formations résédimentées du Carbonifère. Dans l'olistostrome de Tanncherfi, contemporain de volcano-yclastites acides, les blocs de calcaires bioclastiques fournissent des assemblages datant le Viséen terminal certain, d'autres pouvant, avec doute, être d'âge un peu plus récent. Dans les volcanoclastites acides du Tazekka (tuf de Boujâada, terme supérieur du complexe volcano-sédimentaire carbonifère), on constate, comme à Tanncherfi, la simultanéité de la résédimentation et de l'activité volcanique: par l'abondance et la diversité de ses "enclaves", ou plutôt des olistolithes qu'il renferme, ce tuf a lui aussi, par places, valeur d'olistostrome. Un fragment de calcaires bioclastiques au sein du tuf a été trouvé porteur d'un assemblage microfossilifère du Namurien inférieur.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- 1) AGARD J., MORIN P. et OWODENKO B. (1958). – Rapport sur la recherche de nouveaux bassins houillers dans le Maroc oriental. *Rapp. Serv. Et. Gîtes minér.*, Rabat, n° 629.
- 2) BAUCHAU C., JOURAVSKY G., POUIT G. et SNOEP J.P. (1966). – Géologie des gîtes et indices de manganèse dans le Maroc oriental (pays des Horsts). *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 27, n° 198, publ. 1967, p. 77-111.
- 3) CHALOT-PRAT F. et CHALOT R. (1984). – Le complexe volcanique carbonifère du Tazekka (Maroc oriental). *10^e R.A.S.T.*, Bordeaux, Soc. géol. Fr. Edit., Paris.
- 4) CHALOT-PRAT F. et ROY-DIAS C. (1985). – Découverte de plantes d'âge Viséen supérieur - Namurien A dans les volcanoclastites de la base du complexe volcanique du Tazekka (Maroc oriental). Approche paléogéographique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 301, série II, n° II, p. 853-855.
- 5) CHALOT-PRAT F. (1986). – Mise en évidence d'une dépression volcano-tectonique associée à d'épais épanchements ignimbritiques hercyniens dans le massif du Tazekka (Maroc oriental). *Rev. Géol. dynam. et Géogr. phys.*, Paris, vol. 27, fasc. 3-4, p. 193-203.
- 6) DESTEUCQ C. et HOEPFFNER C. (1980). – Déformations hercyniennes dans les boutonnières paléozoïques de Debdou et du Mekam (Maroc oriental). *Mines, Géol. et Energie*, n° 48, Rabat, p. 93-99.
- 7) EL GHAZI O. (1977). – Carte géologique et des minéralisations de la région de Tanncherfi (Maroc oriental) au 1/25 000. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, n° 286.
- 8) EL GHAZI O. et HUVELIN P. (1981). – Présence d'un olistostrome dans le Viséen supérieur volcano-sédimentaire de Tanncherfi (Maroc oriental) : simultanéité de la resédimentation et de l'activité volcanique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 292 (5 janvier), série II, p. 91-96.
- 9) ENGEL W., FEIST R. et FRANKE W. (1980-1981). – Le Carbonifère anti-stéphanien de la Montagne-Noire : rapports entre mise en place des nappes et sédimentation. *Bull. B.R.G.M.* (2^e sér.), Sect. 1, n° 4, p. 341-389.
- 10) GALTIER J., PHILLIPS T.L. et CHALOT-PRAT F. (1986). – Euramerican coal-swamp plants in Mid-Carboniferous of Morocco. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 49, p. 93-98.
- 11) HOEPFFNER C. (1978). – Le massif paléozoïque du Tazekka (Maroc) ; analyse des déformations liées à un linéament tectonique. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 31, 1, p. 33-44.
- 12) HOEPFFNER C. (1981). – Le complexe volcano-sédimentaire d'âge carbonifère dans le massif du Tazekka ; sa place dans l'évolution hercynienne de la Meseta marocaine orientale. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 34, 2, p. 97-106.
- 13) HOEPFFNER C. (1987). – La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. Thèse Doct. Sci., Strasbourg, 280 p.
- 14) HOLLARD H., HUVELIN P. et MAMET B. (1977). – Stratigraphie du Viséen supérieur des Jebilet et âge de la mise en place de la Nappe des Jebilet orientales (Maroc). *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 37, n° 267, p. 7-22.
- 15) HORON O. (1953). – Note sur les affleurements primaires de la région de Tafechna-Flouch (N de Debdou). *Arch. Bur. Rech. Particip. min.*, Rabat, juillet, 421-241 - Ga-06.
- 16) HUVELIN P. (1970). – Chevauchements et écaillages précoces hercyniens des terrains antéviséens dans le domaine atlasique (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 270, sér. D, p. 2760-2763.
- 17) HUVELIN P. (1977). – Etude géologique et gîtologique du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, n° 232 bis, 308 p.
- 18) HUVELIN P. (1983). – Plutonisme acide à Sidi Lahcen (Paléozoïque du Mekam, région d'Oujda, Maroc oriental) et présence de cornéennes recoupées par des filons à scheelite et wolframite ou à molybdénite. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 297 (4 juillet), série II, p. 57-62.
- 19) HUVELIN P. (1986). – Le Carbonifère du Tazekka (Maroc) : volcanisme et phénomènes de resédimentation. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, série II, n° 16, p. 1483-1488.
- 20) LECA F. et CLARIOND L. (1932). – Rapport sur l'étude géologique faite dans les Hauts Plateaux au cours du 1^{er} trimestre 1932. *Arch. Bur. Rech. Particip. min.*, Rabat, 421-42 - Ga-05, 17 p.
- 21) LECKWIJCK W. van et TERMIER H. (1938). – Observations géologiques sur la partie sud-ouest de la feuille "Taza" au 1/100 000 (Maroc oriental). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 21 mars, 6, p. 86-87.
- 22) LUCAS G. (1942). – Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi-el-Abed (Frontière algéro-marocaine). *Mém. Serv. Carte géol. Algérie*, 2^e sér., Stratigraphie, n° 16 (thèse Sci., Paris).
- 23) MAMET B., CHOUBERT G. et HOTTINGER L. (1966). – Notes sur le Carbonifère du Jebel Ouarkiz. Etude du passage du Viséen au Namurien d'après les Foraminifères. *Notes Serv. géol. Maroc.*, t. 27, n° 198, p. 6-21.
- 24) MARHOUMI M.R. (1984). – Etudes palynologiques des séries dinantiennes de la Meseta marocaine. Conséquences stratigraphiques et structurales. Thèse 3^e cycle, Strasbourg.
- 25) MARHOUMI M.R., HOEPFFNER C., DOUBINGER J. et RAUSCHER R. (1983). – Données nouvelles sur l'histoire hercynienne de la Meseta orientale au Maroc : l'âge dévonien des schistes de Debdou et du Mekam. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 297 (4 juillet), sér. II, p. 69-72.
- 26) MARHOUMI R., RAUSCHER R. et VANGUESTAINE M. (1982). – Les microfossiles (Chitinozoaires et Acritarches) des schistes du Tazekka au Maroc oriental. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 35, 3, p. 137-145.
- 27) MARIE P. (1931 a). – Note concernant les recherches pendant le mois de décembre dans les régions occidentales de la feuille Debdou-Est (au 1/200 000). *Arch. Bur. Rech. Particip. min.*, Rabat, 421-241-01.
- 28) MARIE P. (1931 b). – Rapport sur les observations faites pendant le mois de février 1931 dans la région de Debdou. *Arch. Bur. Rech. Particip. min.*, Rabat, 421-241-02.

- 29) MARIE P. (1936). – Sur la série d’Ez Ziroug (Maroc oriental). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 17 févr., 4, p. 65-67.
- 30) MÉDIONI R. (1980). – Mise au point stratigraphique sur les terrains carbonifères de la bordure septentrionale des Hauts-Plateaux marocains (Massif de Debdou, boutonnières de Lalla-Mimouna et du Mekam). *Notes Serv. géol. Maroc.*, t. 41, n° 285, p. 25-37.
- 31) MORIN P. (1948). – Découverte de fossiles dans le massif du Tazekka (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 227, sér. D, p. 560-562.
- 32) OWODENKO B. (1976). – Le bassin houiller de Jerada (Maroc oriental). Essai de synthèse et de paléogéographie. *Notes & M. Serv. géol. Maroc*, n° 207 bis, 148 p., en pochette 2 cartes géol. coul. 1/20 000, 1 pl. de coupes.
- 33) RAUSCHER R., MARHOUMI R., VANGUESTAINE M. et HOEPPFNER C. (1982). – Datation palynologique des schistes du Tazekka au Maroc. Hypothèse structurale sur le socle hercynien de la Meseta orientale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 294 (24 mai), sér. II, p. 1203-1206.
- 34) SAINTON C. (1950). – Etude géologique et métallogénique de la région de Sidi Lahsene (Maroc oriental), Dipl. Et. sup., Paris, 38 p.

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 Pensylvanie</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 Verneuillei</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 élasmodontes 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 Gigantostacés 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 genèse 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

PUBLICATIONS (*)

Publication N° 1. – J. CHOROWICZ, <i>Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac</i> (Yougoslavie)	130,00 F
Publication N° 2. – J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo</i> (Yougoslavie)	150,00 F
Publication N° 3. – J. ANGELIER, <i>Néotonique de l'arc égéen</i>	140,00 F
Publication N° 4. – J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavroto-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 Hellénides 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 Hellénides 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 Houiller Sarro-Lorrain</i>	200,00 F
Publication N° 11. – B. MISTIAEN, <i>Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores</i>	200,00 F
Publication N° 12. – T. HOLTZAPFFEL, <i>Les minéraux argileux. Préparation, analyse diffractométrique et détermination</i>	T.T.C. 90,00 F
Publication N° 13. – J.L. MANSY, <i>Géologie de la Chaîne d'Omineca des Rocheuses aux plateaux intérieurs</i> (Cordillère Canadienne). Evolution depuis le Précambrien	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

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 CVIII

(1988)

1^{er} trimestre

	pages
L. DAOUDI, J.-F. DECONINCK, J. BEAUCHAMP et P. DEBRABANT – Minéraux argileux du bassin d'Agadir (Maroc) au Jurassique supérieur-Crétacé. Comparaison avec le domaine est-atlantique voisin .	15
J. LE GALL, F. DORÉ, F. GRESSELIN et C. PAREYN – Le magmatisme alcalin de la distension post-varisque dans le Nord du Massif armoricain : exemples des volcanites carbonifères du bassin de Carentan et des lamprophyres du Nord-Cotentin	25
B. GORDO, J.-Y. HENRY, A. LEBLANC et J.-P. HENRY – Energie d'initiation et de fracture dans deux roches calcaires. Influence de la longueur propagée et de la pression de confinement	35
A. BOUROZ – Réflexions sur l'orogénèse varisque dans le Nord de la France : Grande Faille du Midi et tectonique globale. Essai de généralisation	45
P. HUVELIN et B. MAMET – Essai de datation des transgressions et des phénomènes de résédimentation dans le Viséen supérieur - Namurien du Maroc Oriental	59

© 1989 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'auteur.

Imprimé en France (Printed in France)