

UN PALEOPLACER DANS LA FORMATION D'EVIEUX (FAMENNIEN SUPERIEUR) A DURNAL, VALLEE DU BOCQ, BELGIQUE

Eric GOEMAERE¹ & Anthony J. HURFORD²

(3 figures, 1 tableau & 2 planches)

1. *General Geology, Siliciclastic Sedimentology and Clay Crystallogenesis, Allée du 6 Août, Bâtiment B18, Sart Tilman, 4000 Liège.*

2. *Laboratory of Isotope Geology, University of Bern, Erlacstrasse, 9a, 3012 Bern, Switzerland.*

RESUME. Des minéraux denses ont été concentrés dans un paléoplacer du Famennien supérieur de la vallée du Bocq. Leur présence reflète non seulement des conditions hydrodynamiques particulières amenant un tri poussé des sédiments, mais permet aussi, par l'étude des ferro-titanés, d'aborder l'origine, par diagenèse précoce, de la pigmentation de certains bancs rouges et de préciser les reconstitutions paléoenvironnementales. Les abondants zircons automorphes représenteraient l'écho d'un volcanisme contemporain de la sédimentation, qui se situerait dans le Massif Rhénan (Allemagne). Les courants côtiers ont transporté les minéraux jusque dans la zone actuelle de sédimentation, le "shelf" condrusien.

MOTS-CLES: paléoplacer, ferro-titanés, zircons, Formation d'Evieux, bancs rouges, paléogéographie.

ABSTRACT. A paleoplacer in the Evieux Formation (Upper Famennian), at Durnal, Bocq valley, Belgium. Heavy minerals have been concentrated in a paleoplacer of the Bocq valley. Their occurrence reflects peculiar hydrodynamic conditions with an intensive sorting but also allows to tackle, through iron-titanous minerals, the origin of some reddening through an early diagenesis, and to precise paleoenvironmental reconstructions. Abundant idiomorphic zircons could be related to a contemporaneous volcanism located in the Rhenan Massif (Germany). Longshore currents have transported the minerals to the Condruz shelf.

KEY-WORDS: Famennian, Evieux Formation, paleogeography, paleoplacer, iron-titanous minerals, zircons, red beds.

1. INTRODUCTION

Grâce à l'exploitation intensive des grès fameniens durant de nombreuses décennies, la vallée du Bocq expose, entre Spontin et Durnal, de très nombreuses coupes recoupant de proche en proche la totalité du Famennien supérieur. Ce petit affluent de la Meuse, offre une vallée, suffisamment profonde, le long de laquelle ces anciennes exploitations ont permis, dans un périmètre restreint (Fig. 1), d'effectuer le levé sédimentologique complet du sommet de la Formation d'Esneux, des Formations de Souverain-Pré, de Ciney, de Montfort, d'Evieux et de la base du calcaire d'Étroeungt (Thorez *et al.*, 1977; Goemaere, 1984; Bode, 1991; Goemaere *et al.*, 1994).

2. LOCALISATION DU PALEOPLACER

Le paléoplacer peut être observé dans la Formation d'Evieux, exposé dans la carrière Langlier, à proximité de l'ancienne gare de Durnal (Fig. 1). Une partie de la colonne lithologique de la Formation d'Evieux, ainsi que les interprétations paléoenvironnementales correspondantes sont illustrées à la figure 2.

La colonne lithologique montre une succession de séquences plurimétriques débutant par des bancs pluridécimétriques de grès arkosiques rouges, auxquels succède une alternance de fines couches de dolomie, dolomie sableuse, dolomie de pseudomorphose d'anhydrite, et de shale noir. Les grès arkosiques se

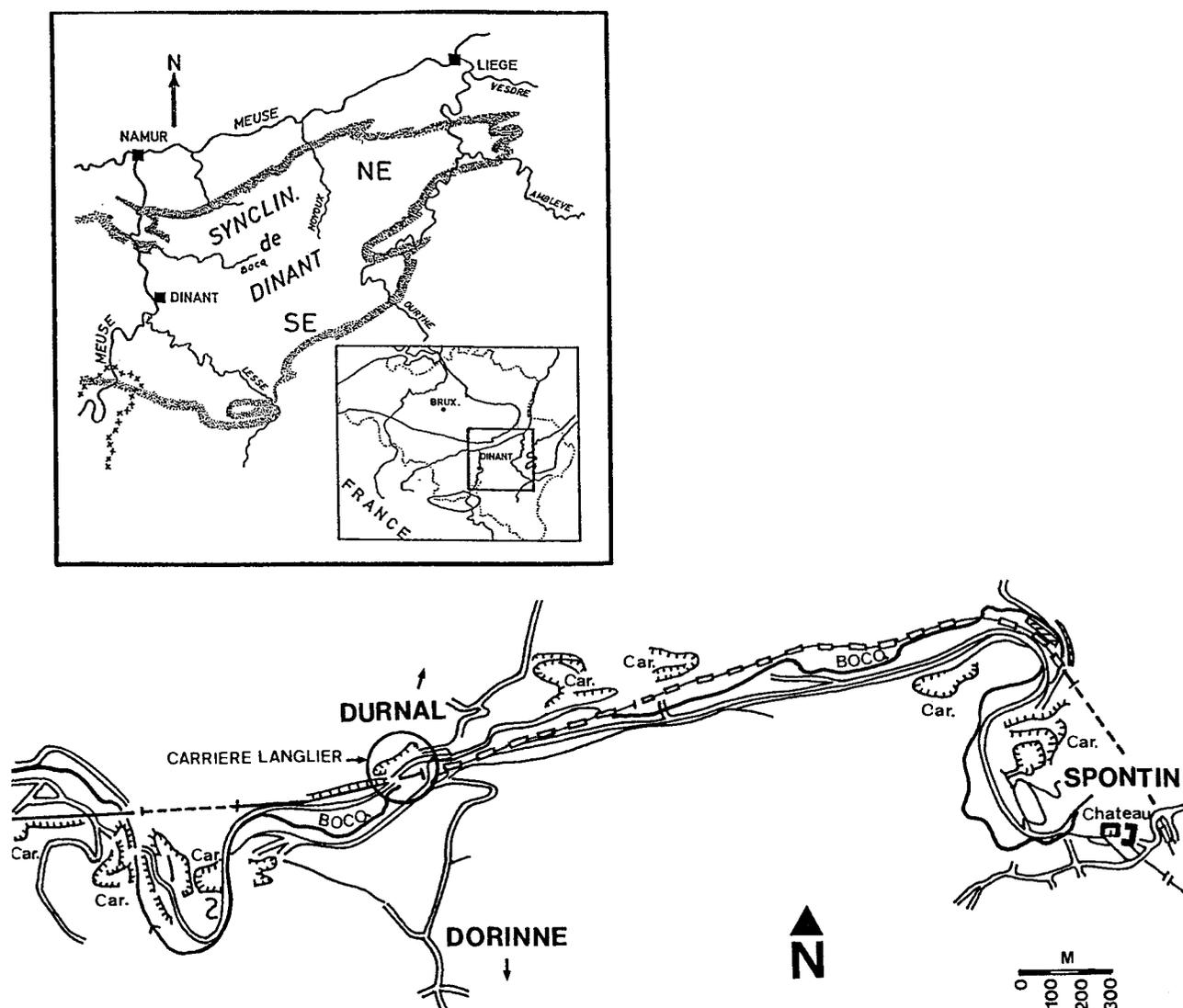


Figure 1. Situation des carrières dans le Famennien supérieur, le long de la vallée du Bocq, entre Durnal et Spontin, avec la carrière Langlier où a été observé et prélevé le paléoplacer.

disposent en bancs lenticulaires à stratifications entrecroisées à la base et planes parallèles au sommet. Les plans de stratification sont habituellement soulignés par des concentrations micacées. Des chenaux, larges et peu profonds, sont visibles au sommet de l'ensemble gréseux.

3. COMPOSITION DU PALEOPLACER

Les grès, grès dolomitiques et dolomies sableuses, prélevés dans différentes séquences de la carrière Langlier, présentent toujours un contenu en minéraux denses. Celui-ci ne dépasse cependant jamais un pourcent et est généralement représenté par des grains isolés. Un banc lenticulaire, d'une épaisseur de quatre-vingt centimètres, inclus dans la série arénacée, se singularise

à sa base et à son sommet par une succession de fins lits noirs définissant une stratification plane parallèle (Pl. 1, ph. A). Ces limets millimétriques à plurimillimétriques alternent avec des phases sableuses très bien classées (Pl. 1, ph. A à B) et très faiblement micacées; leur épaisseur reste constante latéralement sur une distance de plusieurs mètres. Les limets les plus fins se confondent aisément, dans les sédiments rubéfiés, avec les plans de micas oxydés.

L'investigation des assemblages de minéraux denses repose sur l'examen de lames minces en lumière transmise et de sections polies en lumière réfléchie, ainsi que sur le produit de leur extraction. Les particules arénacées sont de faible dimension (120 μm de diamètre moyen) et sont engagées dans une structure quartzitique localement bien développée. Les paillettes de micas sont

MILIEUX BARRIERE - ARRIERE-BARRE - LAGUNAIRE

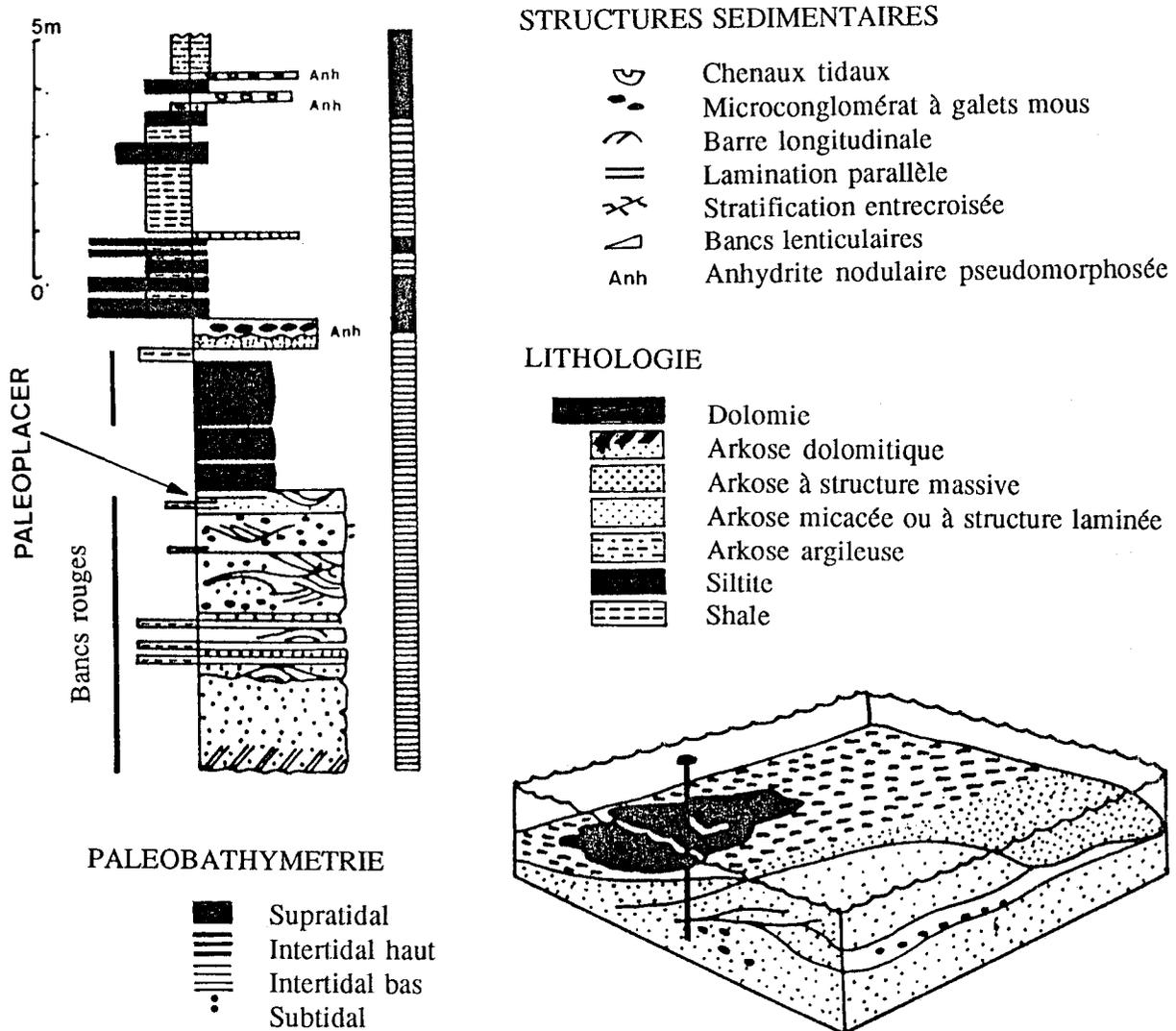


Figure 2. Colonne lithologique partielle de la carrière Langlier.

rare et déterminent quelques plans de stratification. De rares cristaux losangiques et zonés de dolomite (Pl. 1, partie inférieure de la photo C) et quelques plages de dolomite hyaline poecilitique interstitielle sont cependant présents.

Les limets constituant le paléoplacer, montrent un assemblage composé de minéraux noirs, de zircons roulés, de zircons idiomorphes, de rutile, d'anatase, d'apatite et de tourmaline. Hormis l'apatite, ces minéraux sont ubiquistes dans tous les sédiments famenniens, où ils ne constituent des limets que de manière très exceptionnelle. Une chlorite verte cimente les minéraux denses. Quelques rares grains de quartz, de feldspath, de dolomite et des paillettes de micas

complètent l'assemblage. Les contacts entre les laies sableuses et les limets de minéraux denses sont nets et réguliers, témoignant ainsi d'un tri granulométrique et minéralogique très poussé.

Les minéraux noirs, de dimension moyenne de quatre-vingt μm , sont composés pour l'essentiel de ferrotitanés (ilménites, hém-ilménites et titano-magnétites (Pl. 2, ph. A à H) et, accessoirement, de chromite (Pl. 2, ph. A). Les ilménites et hém-ilménites forment la grande majorité des minéraux. Les grains présentent des contours flous et déchiquetés ainsi que des structures internes indicatrices de phénomènes d'oxydo-réduction. Les grains de chromite sont xénomorphes, parfois craquelés et à bordure échancrée; leur taille est voisine

de 80 μm . Il s'agit de la seconde occurrence belge de chromite (Dejonghe, 1983).

Le rutile se présente sous deux formes. Détritique, il montre des grains prismatiques de couleur jaune à orange et des dimensions comprises entre 80 et 100 μm (Pl. 1, ph. D); authigène, il forme des petits cristaux blanchâtres de moins de 10 μm de longueur. Ce deuxième lot est issu de l'évolution des minéraux ferro-titanés en conditions réductrices. Des formes intermédiaires, appelés leucoxène-rutile, sont présentes (Pl. 2, ph. E). L'anatase (Pl. 2, ph. C & H) se présente sous forme de petits cristaux micrométriques parfois en forme de pointe de flèche, de teinte jaune à rouge; de caractère authigène, ce minéral est issu de l'évolution de ferro-titanés en conditions oxydantes.

Les zircons se répartissent entre deux groupes distincts. L'un comprend les zircons idiomorphes, incolores et translucides (Pl. 1, ph. D & Pl. 2, ph. B); l'autre regroupe les zircons roulés, à surface mate, souvent zonés et renfermant de nombreuses inclusions (Pl. 2, ph. B, F & H). Les zircons roulés sont métamictes et présentent parfois des golfes de corrosion. Les zircons automorphes ne sont jamais zonés et ne présentent qu'occasionnellement des inclusions fluides.

L'apatite se présente en rares petits cristaux incolores et subautomorphes de dimension comprise entre 90 et 110 μm . La tourmaline verte exhibe un faciès classique, à petits prismes allongés; sa taille moyenne est de 70 μm . Quelques rares grains de tourmaline bleue ou zonée ont été observés.

Les quelques paillettes de micas contenues dans le paléoplacer sont disposées parallèlement à la stratification; elles renferment de l'hématite dans les plans de clivage, sous forme de plaquettes hexagonales de cinq à six μm de diamètre et moins de un μm d'épaisseur (Pl. 2, ph. A). Ces plaquettes sont soit séparées soit, le plus souvent, juxtaposées en formant des plans continus. Certaines paillettes ont été déformées en "ballons de rugby" caractérisés par la superposition de plusieurs couches de plaquettes d'hématite, qui ont écarté et déformé les plans de clivage, principalement dans la partie centrale de la paillette.

Une chlorite verte (Pl. 1, ph. C) ciment le paléoplacer à concurrence de 30 à 40% du volume total et limite fortement les contacts entre les minéraux denses. Elle se présente en agrégats de plaquettes courbes disposées en éventail et remplissant les espaces intergranulaires. Des rosettes micrométriques d'hématite, observables au microscope électronique à balayage ont

Répartition des minéraux en fonction de la granulométrie

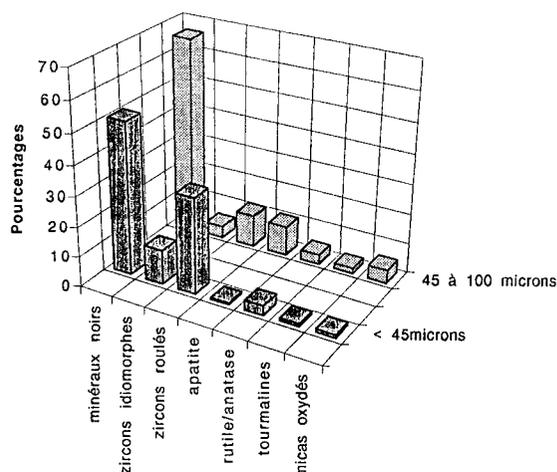


Figure 3. Diagrammes de fréquences relatives des minéraux denses dans les fractions granulométriques comprises entre 0 et 45 μm et entre 45 et 100 μm .

crystallisé sur ces paillettes. L'abondance relative ainsi que la disposition des agrégats de chlorite font penser à un minéral précurseur transformé après sédimentation; des reliques de ce précurseur (e.g.: des minéraux ferromagnésiens) n'ont cependant pas été observées. L'analyse par diffraction des rayons X de la chlorite permet d'identifier sa nature ferrifère (polytype IIb), et son caractère trioctaédrique (réflexion (060) à 1,543 \AA). Les paramètres de maille sont: $a = 5,341 \text{ \AA} \pm 0,002$; $b = 9,259 \text{ \AA} \pm 0,002$; $c = 14,273 \text{ \AA} \pm 0,004$; $\beta = 97^{\circ}22' \pm 1'$; Volume = 699,969 \AA^3 . L'analyse chimique correspond à une ripidolite. La même chlorite se retrouve, mais en très faible pourcentage, dans les phases sableuses encadrant les lamines enrichies en minéraux denses; elle est cependant absente dans les autres roches sédimentaires en dehors du paléoplacer.

L'abondance du ciment chloritique a facilité, après broyage modéré et séparation au bromoforme, la concentration des minéraux denses dont les proportions relatives furent établies sur base d'un comptage de quelques 600 grains. Les comptages ont été effectués sur les fractions granulométriques comprises entre 0 et 45 μm et entre 45 et 100 μm . La figure 3 représente les diagrammes de fréquences relatives des minéraux denses dans chacune des fractions. On note la prédominance des minéraux ferro-titanés par rapport aux autres minéraux ainsi que la plus grande abondance des zircons roulés par rapport aux zircons automorphes et subautomorphes.

4. DATATION DES ZIRCONS

Un essai de datation des zircons par la méthode des traces de fission a été tenté. Les conditions de préparation et d'acquisition des données sont standardisées au Laboratoire de Géologie Isotopique de l'Université de Berne (Hurford & Green, 1982; Hurford *et al.*, 1984). Les zircons ont été répartis en deux lots, l'un renfermant les zircons roulés et l'autre, les zircons idiomorphes. Tous les zircons roulés sont métamictes et furent fragmentés au cours de la préparation; ceci a rendu impossible toute mesure de datation. Trente zircons idiomorphes ont cependant été datés (Tab. 1). L'âge moyen donne 376±29 Ma soit un âge plus ancien que l'âge stratigraphique du dépôt. Cependant, il faut remarquer que les erreurs commises sur les âges individuels sont élevées et que la fourchette d'erreur englobe le Famennien. Cette caractéristique est une conséquence de la faible densité de traces induites de fission, la taille des grains étant trop faible et seule une surface de 25 x 25 µm a pu être utilisée pour le comptage. Un test statistique chi-carré montre cependant que les zircons automorphes appartiennent bien à une même génération de cristaux. Une méthode alternative de datation consistant à calculer l'âge moyen à partir d'un diagramme de fréquence cumulée combinant chaque mesure, fournit un âge, trop jeune, de 319 Ma.

Echantillon	Irradiation N°	Cristal N°	Spontané		Induit		Age (Ma) (±1σ)
			Ns (x10 ⁶ tr cm ⁻²)	Ps	Ni (x10 ⁶ tr cm ⁻²)	Pi	
Liège Z ₁	Be-32	1	49	19,2	3	1,17	322 ± 192
		2	263	25,7	16	1,57	324 ± 84
		3	116	18,2	5	0,783	453 ± 207
		4	393	19,2	14	0,685	544 ± 149
		5	69	27,0	4	1,57	339 ± 175
		6	102	26,6	9	2,35	225 ± 79
		7	90	23,5	7	1,83	255 ± 100
		8	143	18,7	9	1,17	314 ± 108
		9	171	22,3	6	0,783	552 ± 230
		10	124	24,3	5	0,978	483 ± 221
		11	83	32,5	5	1,96	327 ± 151
		12	138	27,0	8	1,57	340 ± 124
		13	73	19,1	4	1,04	359 ± 185
		14	77	30,1	3	1,17	499 ± 294
		15	103	20,2	6	1,17	338 ± 142
		16	248	24,3	15	1,47	326 ± 87
		17	299	29,3	13	1,27	449 ± 128
		18	140	27,4	5	0,979	543 ± 247
		19	164	21,4	6	0,783	530 ± 221
		20	92	18,0	4	0,783	449 ± 230
		21	125	24,5	7	1,37	351 ± 137
		22	83	21,7	5	1,31	327 ± 151
		23	114	22,3	13	2,55	175 ± 51
		24	129	25,3	9	1,76	284 ± 98
		25	133	34,7	5	1,31	518 ± 236
		26	94	18,4	6	1,17	309 ± 131
		27	74	28,9	3	1,17	481 ± 283
		28	177	34,7	7	1,37	492 ± 190
		29	49	38,4	2	1,57	477 ± 345
		30	43	16,8	3	1,17	284 ± 170
Age moyen des 30 cristaux			3958	23,7	207	1,24	376 ± 29

Note: (i). âges calculés utilisant zeta-CN1 = 113
(ii). Pd = 3,58 x 10⁶trcm⁻²; Nd = 4000

Tableau 1. Datation de trente zircons idiomorphes par la méthode des traces de fission.

5. CARACTERISTIQUES DES MINERAUX FERRO-TITANES

En général, la plupart des roches détritiques possèdent un contenu en minéraux denses mécaniquement résistants se répartissant en deux lots distincts. Le premier comporte les espèces minérales non seulement dures et denses, mais aussi chimiquement stables comme les tourmalines, les zircons, les grenats... Le second groupe renferme des minéraux durs et denses, susceptibles d'évoluer chimiquement lorsqu'ils se trouvent en contact avec un milieu physico-chimique particulier. Les magnétites, ilménites et chromites rentrent dans ce second groupe (Dimanche, 1972; Dimanche & Bartholomé, 1976; Coipel & Dimanche, 1981). Si certaines évolutions minéralogiques peuvent s'amorcer dès l'altération de la roche-mère, elles peuvent se prolonger ou changer de sens à l'occasion de la sédimentation ou de la diagenèse. L'étude de ces transformations minérales présente donc un intérêt indéniable pour le sédimentologue.

L'examen des minéraux opaques en lumière réfléchie sur sections polies montre que des conditions oxydantes ont succédé à des conditions réductrices (Pl. 1 & 2). L'étape de réduction est marquée par la dissolution de la phase hématitique (Pl. 2, ph. B & G) avec disparition de la magnétite et dissolution partielle des ferro-titanés. Ces derniers montrent des golfes de dissolution, laissant sur place un squelette de leucoxène, de leucoxène-rutile ou de rutile suivant l'intensité de la réduction. Les titanomagnétites réduites laissent un squelette de baguettes de rutile exhibant la structure octaédrique {111} de la magnétite (Pl. 2, ph. C & E). Une telle structure ne peut s'acquérir qu'après sédimentation, car elle est trop fragile pour résister au transport. Elle a été observée plusieurs fois dans le paléoplacer et impose donc que les conditions réductrices furent postérieures au dépôt. L'antériorité de la phase de réduction par rapport à la phase d'oxydation est démontrée par la zonation des phases évolutives des minéraux ferro-titanés ainsi que par la couleur rouge du sédiment. La phase d'oxydation se marque par une décomposition des ilménites en hématite et en anatase. L'anatase se dispose en couronne autour des ilménites; l'hématite est visible sous forme d'une bordure d'oxydation autour des grains et dans les cavités de dissolution des hémio-ilménites réduites antérieurement (Pl. 2, ph. B & D). De telles variations du potentiel d'oxydo-réduction suffisent pour engendrer la déstabilisation de minéraux ferro-magnésiens qui auraient accompagné le cortège minéralogique précédemment décrit. La pigmentation rouge affecte les phases sableuses ainsi que les dolomies, dolomies sableuses et dolomie produit de la pseudomorphose

d'anhydrite; hormis le pigment hématitique, les minéraux ferro-titanés présents portent les structures d'oxydation typiques. Une partie du fer, libéré et ensuite bloqué par les phénomènes d'oxydation, cristallise en écartant les plans de clivage de la muscovite, l'autre partie entre dans la composition de la chlorite du ciment et y forme de petites rosettes entre les gerbes de chlorite.

6. RECONSTITUTION PALEOENVIRONNEMENTALE

Une reconstitution des milieux de dépôts, dans la vallée du Bocq et selon la verticale, a été proposée par Goemaere (1984) et s'intègre parfaitement dans le schéma paléogéographique défini par Thorez *et al.* (1977) pour la partie orientale du Synclinorium de Dinant. Les phases sableuses se sont mises en place dans un milieu de plage, en milieu arrière-barrière et lagunaire; de nombreux troncs, parfois longs de plusieurs mètres sont observés dans de petites structures chenalisantes. Les phases dolomitiques, anhydritiques et pélitiques qui surmontent les phases sableuses caractérisent un milieu lagunaire soumis à des assèchements temporaires. Le passage à des conditions d'émersion est étayé par l'occurrence de plusieurs niveaux à fissures de dessiccation, ainsi que par plusieurs bancs de dolomie présentant des pseudomorphoses d'anhydrite en choux-fleur (structure entérolitique). L'oxydation post-sédimentaire démontrée par l'examen des minéraux ferro-titanés implique les mêmes mécanismes que ceux rencontrés dans des sabkhas côtières. Les phases d'inondation de la lagune sont soulignées par les phases pélitiques s'intercalant entre les phases dolomitiques, mais aussi par de nombreux niveaux de conglomérats intraformationnels à intraclastes de dolomie, de shale sombre et d'écaillés de poissons.

La présence de zircons automorphes, présents en abondance dans le paléoplacer pose le problème de leur origine volcanique. Il est tentant d'évoquer l'occurrence d'un volcanisme contemporain de la sédimentation afin d'expliquer la proportion de zircons idiomorphes et l'unimodalité de leur population. Les épisodes volcaniques ont été nombreux au Famennien supérieur (Fa2c), en Allemagne, dans le Massif Rhénan, et sont attestés par des tufs volcaniques, des bentonites et des pillow lavas (Dreesen *et al.*, 1989). Une manifestation liée au volcanisme rhénan a déjà été invoquée pour expliquer notamment certaines particularités des niveaux d'hématites oolithiques dans le Famennien inférieur (Dreesen & Thorez, 1982). Jusqu'à présent, aucune bentonite n'a été reconnue dans les sédiments famenniens belges. L'occurrence d'une chlorite ferrifère

comme unique ciment des minéraux du paléoplacer peut indiquer une aggradation diagénétique d'une smectite (bentonite) originelle en chlorite, notamment grâce à la disponibilité in situ de fer. Les reconstitutions paléoenvironnementales déduites pour le Famennien belge placent la source primaire des sédiments dans le "Mid Nederlands - Krefeld High" (Paproth *et al.*, 1986). Les courants côtiers (Western Boundary Current) redistribuent les décharges alluviales des deltas progadant vers le sud. Les cendrées volcaniques accumulées sur cette région ont pu être aisément triées et diluées; les minéraux denses furent seuls emportés par ces courants côtiers jusqu'au "shelf" condrusien et ont pu localement se concentrer sous forme de paléoplacer.

L'absence de minéraux ferro-magnésiens dans le paléoplacer reste un obstacle pour accepter définitivement une origine volcanique pour une partie du matériel du paléoplacer, même si l'abondance, la texture de la chlorite du ciment et l'histoire diagénétique des matériaux accrédiateraient cette hypothèse. En effet, les minéraux ferro-magnésiens sont instables dans un environnement oxydant. Dans les anciens bancs rouges, les grains détritiques de pyroxènes ou d'amphiboles sont extrêmement rares; la dissolution diagénétique des grains de ferro-magnésiens est généralement associée avec le remplacement in situ par des argiles (Turner, 1980).

7. REMERCIEMENTS

Nous remercions Messieurs J. Thorez et F. Dimanche pour leurs conseils et commentaires lors de la relecture de ce manuscrit, ainsi que Mademoiselle J. Mossoux pour la réalisation des dessins.

8. BIBLIOGRAPHIE

- BODE, F., 1991. Contribution à l'analyse des séquences génétiques dans les Formations d'Esneux, de Comblain-la-Tour et de Ciney (Famennien supérieur). Mémoire de Licence en Sciences Géologiques et Minéralogiques (inédit), ULg: 182 p.
- COIPEL, J., & DIMANCHE, F., 1981. Evolution diagénétique des oxydes de fer, chrome et titane. *Bulletin de Minéralogie*, 104: 64-69.
- DEJONGHE, L., 1983. Chromite détritique dans le Dévonien inférieur à Daverdisse. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 92/2: 107-109.
- DIMANCHE, F., 1972. Evolution minéralogique de quelques sables titanifères d'Afrique du Sud. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 95: 183-190.
- DIMANCHE, F. & BARTHOLOME, P., 1976. The alteration of ilmenites in sediments. *Minerals Science and Engineering*, 8/3: 187-200.

- DREESEN, R., PAPROTH, E. & THOREZ, J., 1989. Events documented in Famennian sediments (Ardenno-Rhenish Massifs, Late Devonian, NW Europe). In: Mc Millan, N.J.; Embry, A.F. et Glass, D.J. (Eds); *Canada Society of Petrology and Geology*, Mem. 14, Proceeds. 2nd Intern. Symposium on the Devonian System, II: Sedimentation: 295-308.
- DREESEN, R. & THOREZ, J., 1980. Sedimentology environments, conodont biofacies and paleoecology of the Belgian Famennian (Upper Devonian). An approach. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 103: 97-110.
- DREESEN, R. & THOREZ, J., 1982. Upper Devonian sediments in the Ardenno-Rhenish area; sedimentology and geochemistry. *Publicaties Natuurhistorisch Genootschap in Limburg*, 32, 1-4: 8-15.
- GOEMAERE, E., 1984. Le Famennien supérieur de la vallée du Bocq (Durnal): lithologie, sédimentologie, particularités minéralogiques et sédimentologiques. Mémoire de Licence en Sciences Géologiques et Minéralogiques (inédit), ULg: 161 p.
- GOEMAERE, E., avec la collaboration de PAQUET, B. et VERMEREN, L., 1994. Inventaire et valorisation des roches gréseuses du Famennien supérieur dans la partie orientale de la Wallonie. Rapport inédit pour la Région Wallonne, 1 fascicule de textes (75 p., 28 planches photographiques et annexes) et 3 fascicules de fiches-carrières (textes, planches photographiques et annexes).
- HURFORD, A.J. & GREEN, P.F., 1982. A user's guide to fission track dating calibration. *Earth Planetary Sciences Letters*, 59: 343-354.
- HURFORD, A.J., FITCH, F.J. & CLARKE, A., 1984. Resolution of the age structure of the detrital zircon populations of two Lower Cretaceous sandstones from the Weald of England by fission track dating. *Geological Magazine*, 121/4: 269-277.
- PAPROTH, E., DREESEN, R. & THOREZ, J., 1986. Famennian paleogeography and event stratigraphy of northwestern Europe. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 109: 175-186.
- SENKAYI, A.L., DIXON, J.B., HOSSNER, L.R., ABDER-RUHMAN, M. & FANNINGS, D.S., 1984. Mineralogy and genetic relationships of tonstein, bentonite and lignitic strata in the Eocene Yegua Formation of East-Central Texas. *Clays and Clay Minerals*, 32/4: 259-271.
- THOREZ, J., STREEL, M., BOUCKAERT, J. & BLESS, M.J.M., 1977. Stratigraphie et paléogéographie de la partie orientale du Synclinorium de Dinant (Belgique) au Famennien supérieur: un modèle de bassin sédimentaire reconstitué par analyse pluridisciplinaire sédimentologique et micropaléontologique. *Medelingen Rijksgeologische Dienst (The Netherlands)*, N. S., 28: 17-32.
- TURNER, P., 1980. Continental Red Beds. *Developments in Sedimentology*, 29, Elsevier Ed., 562 p.
- ZIMMERLE, W., 1973. Fossil heavy mineral concentrations. *Geologische Rundschau*, 62/2: 536-548.

Manuscrit déposé le 21/05/1996 ; accepté le 01/10/1996.

PLANCHE 1

A: Echantillon du grès rouge à lits parallèles noirs constitués de minéraux denses. La stratification est plane parallèle.

B: Paléoplacer observé en lumière réfléchie, sur section polie. Les limets constitués de quartz sont de couleur brune. Les minéraux denses apparaissent en brillant.

C: Observation en lumière transmise d'un limet riche en minéraux denses. Les minéraux noirs sont constitués de ferro-titanés. Les zircons sont identifiés grâce à leur forte réfringence. On observe aussi quelques grains de quartz xénomorphe (Q), la chlorite du ciment, de couleur verte, et un grain automorphe de dolomite zonée (D).

D: Détail de l'assemblage de minéraux denses du paléoplacer: zircon automorphe (Zi), zircon subidiomorphe (Z), rutile détritique (R), ferro-titanés (FT) affectés par des phénomènes d'oxydo-réduction et grain d'hématite (H). Les zircons présentent des petites inclusions. Observation en lumière réfléchie.

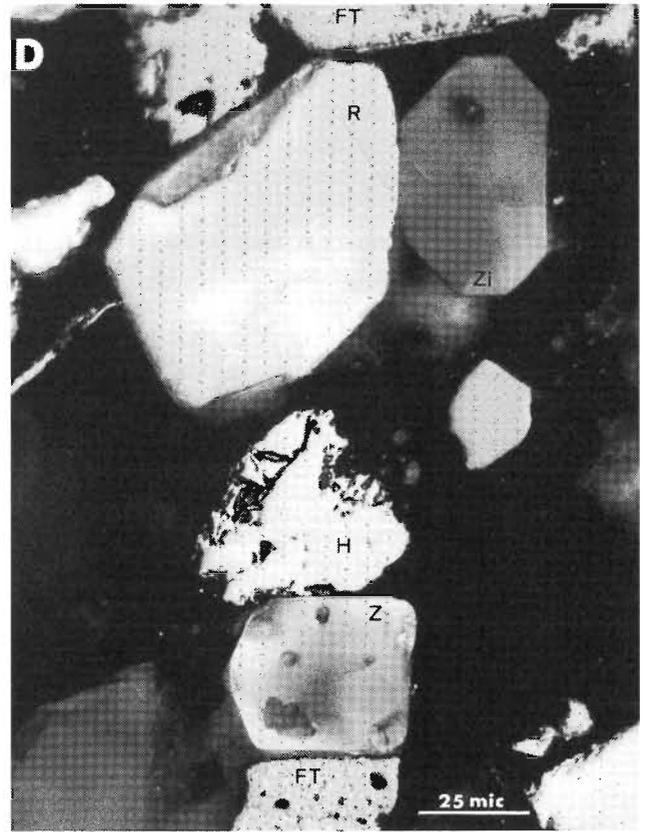
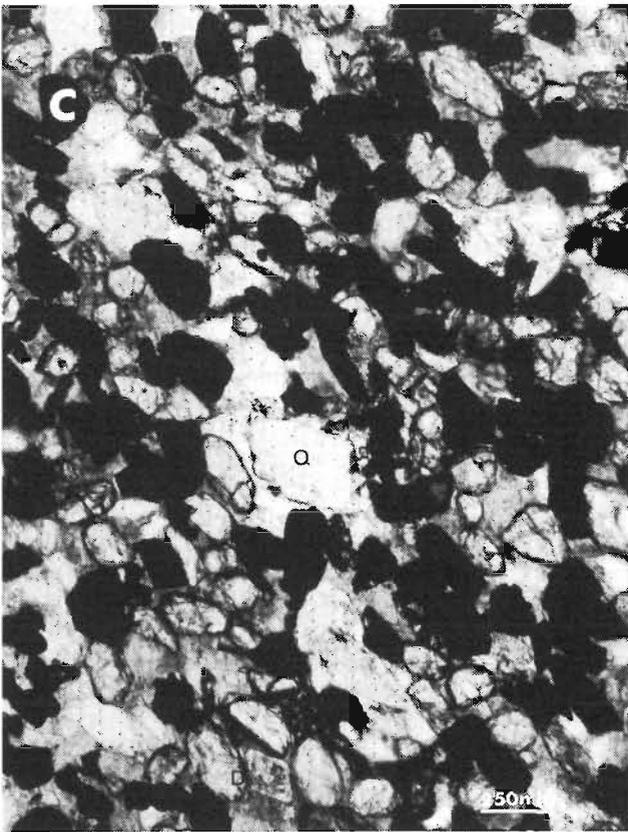
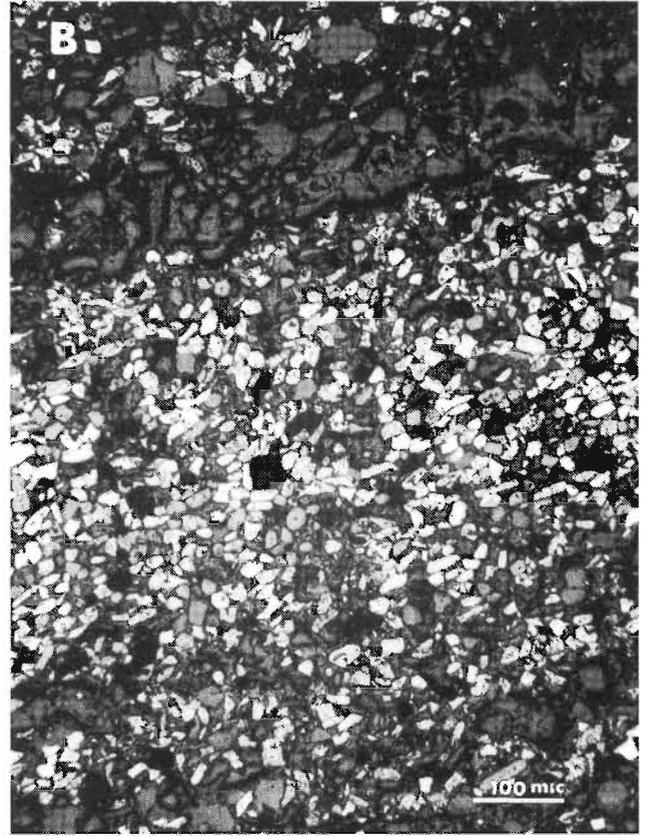
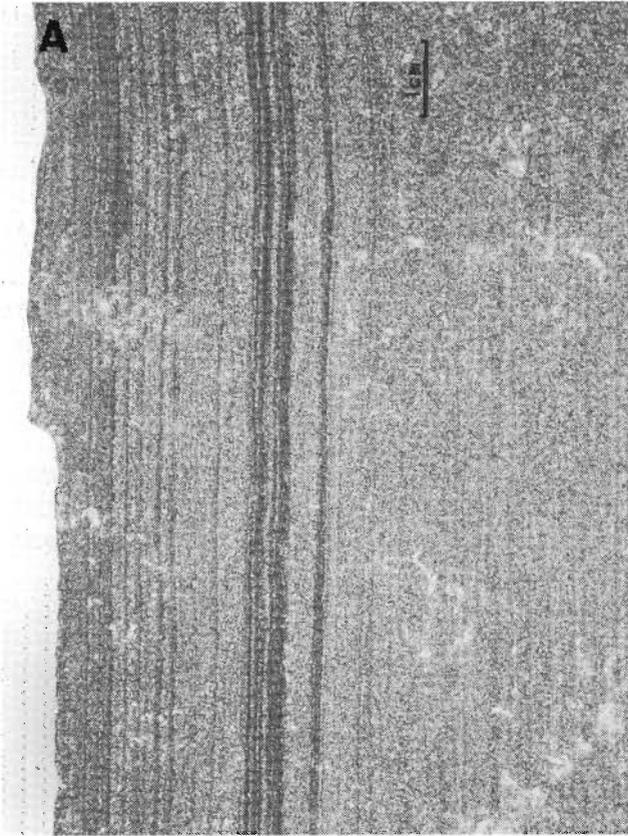


PLANCHE 2

Toutes les micrographies du paléoplacer ont été réalisées en lumière réfléchie. Le trait mesure 25 μm .

A: Zircon roulé (Zr), zoné et porteur d'un golfe de corrosion; un grain de chromite (Ch) oxydé, à aspect craquelé; grain d'hématite (H); une ilménite (I); hémio-ilménite oxydée (HI) et mica (M) entrelardé d'hématite.

B: Plusieurs grains de leucoxènes (Lf) riches en fer. Le grain de droite correspond à une ancienne hémio-ilménite (HI) réduite et montre l'alignement des canaux de dissolution de l'hématite; l'oxydation ultérieure a permis la cristallisation d'hématite (rouge) dans ces mêmes canaux. Un des deux zircons représentés est idiomorphe (Zi) et montre un coeur circulaire.

C: la micrographie présente: un leucoxène-rutile (Lr); un zircon à inclusion allongée (Z); une titano-magnétite (TM) partiellement réduite montrant la structure {111} et des petits cristaux d'anatase (A) à contour flou.

D: Grains de ferro-titanés affectés de manière différente par les phénomènes d'oxydo-réduction. Le grain central (leucoxène riche en fer) montre un coeur à exsolutions d'hématite plus ou moins oblitérées (gris clair) dans une matrice de leucoxène riche en fer (gris violacé). La couronne présente des alvéoles de dissolution (dissolution de l'hématite au cours de la phase de réduction) actuellement comblées par de l'hématite rouge (phase d'oxydation postérieure).

E: Grain d'hémio-ilménite (HI) avec fines exsolutions voisinant avec un squelette de leucoxène-rutile (Lr) issu de la réduction poussée d'une ancienne titano-magnétite. Les plans {111} sont particulièrement bien visibles.

F: Zircon roulé (Zr) présentant une inclusion sulphurée circulaire. Il voisine avec une hémio-ilménite (HI) à fines exsolutions alignées. On observe d'autres leucoxènes riches en fer et un zircon roulé trouble.

G: Grain d'hémio-ilménite avec alignement parallèle de canaux issus de la dissolution de l'hématite. L'hémio-ilménite initiale est oxydée en un assemblage d'hématite (gris clair) et de leucoxène (gris foncé). Les structures d'exsolution sont nettes.

H: zircon roulé, fortement zoné, fracturé à sa partie inférieure et entouré (sur la gauche) par des grains d'anatase d'apparence floue.

