
Les coupes de Tihange et de Huy : étude paléoenvironnementale des formations de Marteau et de Bois d'Ausse (Dévonien inférieur) au bord nord du Synclinorium de Dinant, Belgique

Éric GOEMAERE ⁽¹⁾
Sarah GEENINCKX
Yves VANBRABANT

Sections of Tihange and Huy: paleoenvironmental study of the Marteau and Bois d'Ausse Formations (Lower Devonian) at the northern border of the Dinant Synclinorium, Belgium

Géologie de la France, n° 1-2, 2006, pp. 35-39, 2 fig.

Mots-clés : Dévonien inférieur, Croûte calcaire, Paléosol, Sédimentation fluviale, Sédimentation littorale, Belgique, Synclinorium de Dinant

Key words: Lower Devonian, Calcrete, Paleosols, Fluvial sedimentation, Coastal sedimentation, Belgium, Dinant Synclinorium

Abstract

The study of a new outstanding road cut in Tihange associated with the "classical" Huy-Sud section allows the paleoenvironmental reconstruction during Lower Devonian times in the northern border of the Dinant Synclinorium (Belgium). The Marteau and Bois d'Ausse Formations are described in terms of their petrological and sedimentary structure content. The Marteau Formation is mainly composed of conglomerate, sandstone, siltstone and shale organized in vertically stacked sequences associated with calcretes at various maturation stages. This formation is indicative of a mature fluvial plain including channels, crevasse-splay and flooding plain. The Bois d'Ausse Formation is more complex with a predominant shoreline environment of tidal type alternating with coastal plain deposits. The tidal structures are locally overprinted by the growth of pedogenic calcretes. The general sketch indicates a progressive change between a continental setting (Marteau Formation) to a more marine environment illustrating the Lower Devonian "transgression". The persistence of a shoreline environment for the Bois d'Ausse Formation suggests a hitched subsidence.

Situations géographique et géologique des coupes de Huy et de Tihange

Deux coupes ont été étudiées et sont localisées à la figure 1. Notre étude montre que la succession sédimentaire éodévonnaise se compose des formations de Marteau et de Bois d'Ausse. La première coupe se

situe le long de la voie ferrée (ligne 126) quittant la gare de Huy-Sud et remontant la vallée du Hoyoux. Elle se situe au-dessus de la discordance mettant en contact la bande calédonienne Sambre-et-Meuse et le bord nord du Synclinorium de Dinant. Elle expose tout d'abord une stampe, épaisse de 39 m, de la base de la Formation de Marteau (Lochkovien - Steemans, 1989).

Ensuite, la Formation de Bois d'Ausse (Lochkovien terminal - Praguien - Steemans, 1989) n'y est observée qu'à travers un court tronçon et sans continuité avec la formation sous-jacente.

La direction des couches du Dévonien inférieur est en moyenne N74°E et leur pendage est de 57° vers le sud-est. Les variations autour de ces valeurs résultent de la présence de structures de rampes, d'échelle métrique à plurimétrique, à pendage sud affectant une ou quelques couches de grès ou de quartzites. Les quelques plis en chaise observés le long de la coupe sont interprétés comme étant le toit non faillé de ces petites rampes. Par ailleurs, au niveau de la discordance, une série de petites failles inverses conjuguées de faible pendage recoupent les couches avec un angle élevé.

La coupe de Tihange a été ouverte en 2005 à l'occasion de la réalisation d'un nouvel axe routier reliant la vallée de la Meuse au Condroz. Le premier tronçon recoupe la Bande Sambre-et-Meuse et la Formation de Marteau et la partie inférieure de la Formation de Bois d'Ausse. La surface de discordance n'y est pas observable. La Formation de Marteau a une épaisseur

(1) Service géologique de Belgique (IRScNB), 13, Rue Jenner à B-1000 Bruxelles, Belgique
eric.goemaere@naturalsciences.be ou yves.vanbrabant@naturalsciences.be

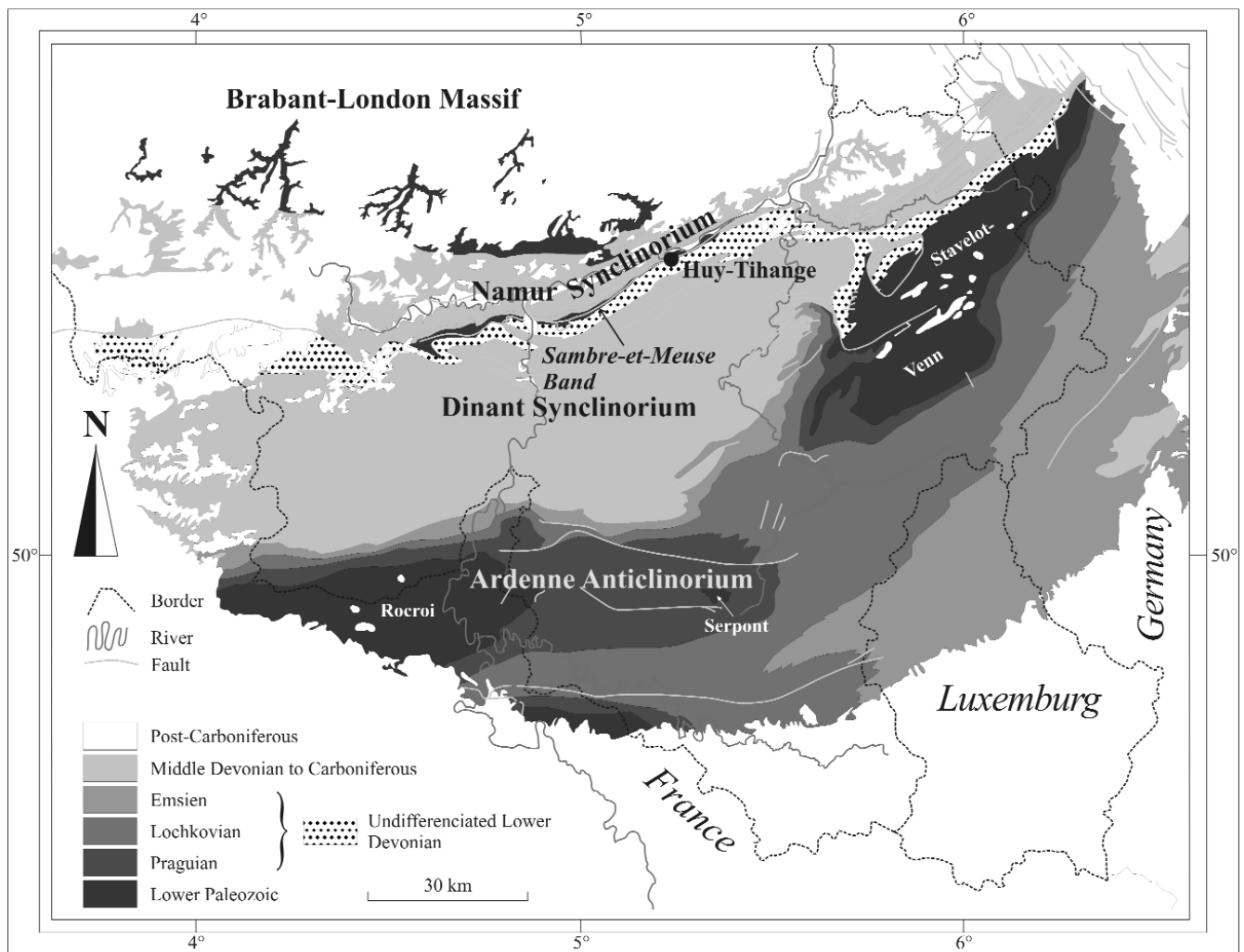


Fig. 1.- Carte géologique de Belgique et des régions limitrophes. Les coupes étudiées (Huy et Tihange) se trouvent à la limite entre le synclinorium de Dinant et la bande Sambre-et-Meuse.

Fig. 1.- Geological map of Belgium and surrounding areas. The study sections (Huy-Tihange) are located at the boundary between the Dinant Synclinorium and the Sambre-et-Meuse Band.

totale d'environ 90 m suivie par les 100 premiers mètres de la Formation de Bois d'Ausse.

L'étude de la coupe de Tihange révèle entre autres la présence d'une structure synclinale majeure. Les couches du flanc nord du Synclinal ont une direction ENE-WSW (N64°E) et présentent un aspect monoclinale avec un pendage moyen de 48°SE. Un couloir de déformation perturbe l'aspect monotone des couches entre 85 et 55 m au nord de l'axe synclinal (fig. 2a). Cette zone déformée se caractérise principalement par un plissement disharmonique intense. Les plis sont anguleux, parfois faillés et leur amplitude varie entre une échelle décimétrique à plurimétrique. Leur direction varie entre N48°E et N70°E avec un ennoyage modéré (15°) à très élevé (60°) vers le sud-ouest. Notre analyse structurale détaillée a permis de corréliser les séquences sédimentaires de part et d'autre de ce couloir de déformation.

Architecture sédimentaire des formations de Marteau et de Bois d'Ausse

La Formation de Marteau comporte un membre basal : le Membre d'Ombret (« Poudingue d'Ombret »), de moins de 8 m d'épaisseur à Huy Sud et de maximum 2 m à Tihange. À Huy, le membre est marqué par des courtes séquences granodécroissantes avec des bancs lenticulaires de conglomérats pugilaires à la base puis des grès grossiers, des grès argileux et des siltites graveleuses. Le matériau est à dominante rouge. Les surfaces érosives sont la norme et les sédiments fins sont recyclés au titre de galets mous. Les galets émoussés à arrondis des conglomérats sont constitués de quartz blanc, de quartzite, de grès, de tourmalinite et accessoirement de phtanite. La succession des séquences montre également une granodécroissance générale. Dans les deux coupes, la suite de la Formation de Marteau révèle une architecture séquentielle typique

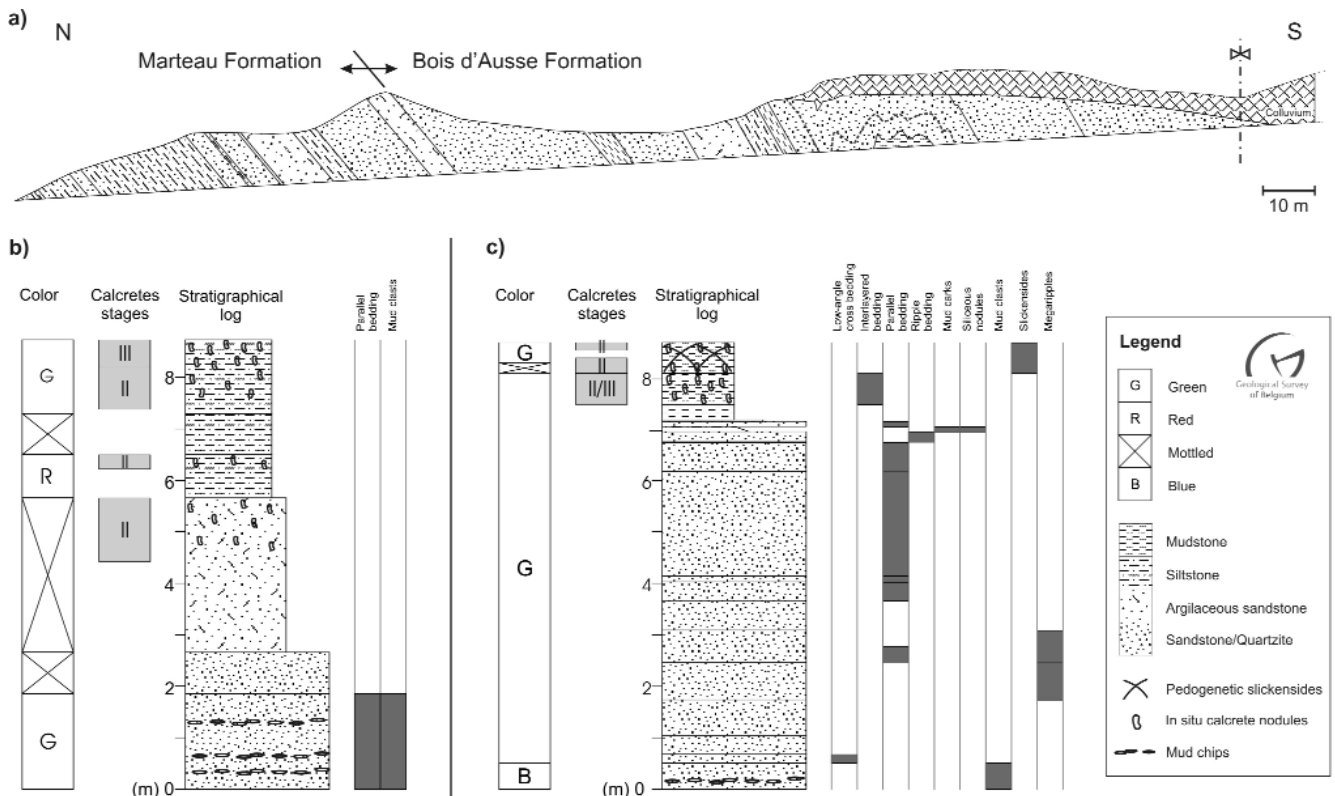


Fig. 2.- a) Coupe de Tihange. b) Séquence type de la Formation de Marteau. c) Séquence type de la Formation de Bois d'Ausse.

Fig. 2.- a) Tihange section. b) Marteau Formation type sequence. c) Bois d'Ausse Formation type sequence.

(fig. 2b). Les séquences, d'abord métriques, deviennent plurimétriques puis pluridécimétriques. Elles sont généralement granodécroissantes débutant par une base gréseuse (grès moyen à grès fins, vert puis gris-vert à altération beige) érosive, chenalissante, avec galets mous et galets de calcrètes remaniés en lentilles, suivis de grès à stratification entrecroisée puis horizontale. Les niveaux à rides de courant et à rides d'interférence y sont assez fréquents. La suite de la séquence renferme des siltites et des shales, souvent sans stratification visible, parfois « bioturbés » et avec des structures radiculaires. La couleur des roches est dominée par les sédiments bigarrés à dominante rouge. Les couleurs rouge ou vert olive sont fréquemment observées. Les horizons à fissures de dessiccation y sont abondants ; les fissures parfois profondes de plusieurs décimètres sont à remplissage silteux ou sableux. Des bancs centimétriques à décimétriques de grès fin et de grès argileux interrompent occasionnellement les dépôts fins. Par ailleurs, chaque séquence renferme un à plusieurs horizons de calcrètes. Les stades d'évolution des calcrètes observés à Huy et à Tihange vont de I à IV (voire V), selon la classification de Leeder (1975).

Les stades les plus évolués se rencontrent dans la partie inférieure de la Formation de Marteau tandis que les stades I et II caractérisent son sommet. À Tihange, cinquante niveaux différents de calcrètes peuvent être comptés dans la seule Formation de Marteau. Leur

épaisseur varie de quelques centimètres à plusieurs décimètres. Ils sont quelquefois remaniés et présents sous la forme de chips de shale de différentes couleurs inclus dans des conglomérats intraformationnels à matrice sableuse. D'abondants fragments de vertébrés y ont été également récoltés. Un autre type de conglomérat intraformationnel se présente en lentilles décimétriques au sein des sédiments fins et est constitué de galets mm de shale vert, de rares nodules carbonatés (calcrètes remaniés), de débris de plantes et de fragments de vertébrés. Les sommets des séquences de la partie supérieure de la formation montrent des structures verticales typiques, responsables de l'homogénéisation du sédiment par déstratification. Des horizons associés à glaebules hématitiques (pluri)millimétriques ont été observés au sommet de la formation, associés à des shales rouges ou bigarrés, des horizons de calcrètes.

À Tihange, la Formation de Bois d'Ausse débute par un ensemble plurimétrique de grès quartzitiques fins, bleus (beiges par altération), soulignés par une cicatrice érosive à la base, et des lentilles riches en galets mous (fig. 2c). Ensuite, on observe des bancs lenticulaires à rides, surfaces de réactivation et stratifications obliques et entrecroisées. Ensuite l'architecture de la formation se complexifie. La disposition séquentielle y est moins évidente. Graduellement, la granulométrie des arénites diminue et le classement et la maturité des grès et quartzites s'améliorent. Les unités gréseuses sont de plus en plus épaisses. Les

plans de stratification sont micacés et riches en fragments de plantes. *Pachyteca*, une pseudo-algue est communément observée dans les grès les plus grossiers. L'éventail de structures sédimentaires est plus large et variable selon les séquences. Certaines d'entre elles ont une disposition semblable à celle décrite pour la moitié supérieure de la Formation de Marteau (on peut également dénombrer 28 horizons de calcrètes), tandis que d'autres portent clairement des structures tidales avec rides de courant, rides d'interférences, "lenticular-, wavy- et flaser bedding", des stratifications obliques unilatérales à angle faible ainsi que des "rill marks", des figures de charges et des "convolute bedding". Dans certaines portions de séquences, des structures pédologiques se surimposent aux structures tidales. On observe aussi des shales bleus renfermant une faune monospécifique à *Cryptophyllus* (ostracodes). Le sommet de la coupe exhibe un ensemble de grès quartzitiques micacés, en bancs minces, à stratification plane parallèle à faiblement obliques des débris végétaux, de petits chenaux (tidaux) et des lits intercalaires de silts ou de shale bleu foncé à noir à microstructures tidales. Un chenal de largeur pluridécimétrique présente un remplissage à dragées centimétriques de quartz blanc bien roulés, de clastes très angulaires (pluri)décimétriques de shale et de siltites bleu foncé à noir, straticulées et à litage tidal, mais aussi de chips plus arrondis et plus petits de shales verts, de rares clastes roulés de calcrètes et des fragments de vertébrés.

Reconstitution des paléoenvironnements

Une reconstitution paléoenvironnementale est proposée pour ces deux formations. Celle-ci s'appuie sur les modèles actuels, mais aussi sur les études menées en Angleterre sur les Lower Old Red Sandstones (Marriott et Wright, 1993 et 1996 ; Williams *et al.*, 2004) qui présentent des similitudes remarquables en termes d'architecture de dépôts et associations de structures sédimentaires.

Le **Membre d'Ombret** est interprété comme un ensemble de faciès de comblement de la paléotopographie du substratum d'âge Paléozoïque inférieur. Les matériaux sont mis en place dans un système fluvial en tresse où la migration latérale rapide de chenaux inhibe le développement de dépôts importants de plaine d'inondation.

La suite de la **Formation de Marteau** présente une architecture cyclique caractéristique des environnements fluviaux matures où les dépôts des sous-environnements suivants sont représentés : chenal, crevasses et plaine d'inondation. Cette plaine d'inondation est sillonnée par des chenaux (tributaires) de direction principale N-S. Les dépôts de crevasse y sont peu fréquents. La sédimentation dans la plaine d'inondation est faible à très faible comme en témoignent le nombre et le stade de développement parfois très avancé des calcrètes. Les fissures de dessiccation, la couleur des sédiments, et les 3 types de sols rencontrés impliquent un climat aride à semi-aride à saisons contrastées et à fortes pluies saisonnières. Les sommets des séquences de plaine alluviale sont généralement érodés. Cette érosion peut atteindre et remanier les niveaux

calcrétisés quel que soit leur degré de maturité. Le remplissage de petits chenaux abandonnés et peu profonds est caractérisé par des lentilles, d'épaisseur décimétrique, à « microgalets » de roches très tendres ("coarse sand-sized pedogenetic mud aggregates") et à matrice argileuse issus du remaniement des sédiments pédogénétisés de la plaine d'inondation (Ekes, 1993 ; Marriott et Wright, 1996). Les rivières drainent la plaine alluviale et semblent peu sinueuses. Leur migration latérale est freinée par la nature fine des sédiments de la plaine d'inondation. L'examen des paléosols montre des sols complexes souvent superposés ou amalgamés et remaniés, rendant compte d'un taux de sédimentation faible et variable dans le temps.

Tant dans le sommet de la Formation de Marteau que dans les dépôts de plaine côtière de la Formation de Bois d'Ausse, une plus large variété de sols s'observe avec des vertisols et des horizons gleyifiés, ferricrétisés, voire silicrétisés. Les structures verticales sont caractéristiques des sols gonflants développés généralement en climats à saisons alternées. Les sols à horizons gleyifiés rendent compte de fréquentes conditions d'hydromorphie liées à un mauvais drainage et un niveau plus élevé de la nappe phréatique.

La **Formation de Bois d'Ausse** est d'interprétation plus complexe. On observe une zone mixte marquée surtout par un environnement marin littoral de type tidal ("sand flat" et "mixed flat"). Celui-ci passe régulièrement en milieu supratidal avec surimposition de structures pédologiques et est largement influencé par une sédimentation fluviale. Des dépôts de plaine côtière où se développent des calcrètes et des sols hydromorphes se superposent aux dépôts tidaux. Une lagune tidale rend compte de l'occurrence d'une faune monospécifique caractéristique de milieu restreint. Un cours d'eau majeur a été identifié dont les matériaux de remplissage montrent la connexion entre l'arrière-pays (graviers de quartz blancs), la plaine alluviale (calcrètes remaniés), la plaine côtière et la zone tidale (clastes pluridécimétriques de shale bleu foncé à structures tidales). Ceci est à relier avec un événement de crue exceptionnelle.

Aucun fossile franchement marin n'a été observé. Les fragments de vertébrés sont fréquents et associés aux conglomérats intraformationnels. Les débris végétaux sont nombreux dans les séries tidales et supratidales en particulier, mais aussi dans les sédiments verts de la plaine côtière. Les séries rouges ne permettent pas la conservation de la matière organique mais les empreintes radicales témoignent d'une colonisation végétale.

La présence de calcrètes, parfois très développés, dans les 2 formations, nécessite un environnement géomorphologique suffisamment stable où l'apport sédimentaire par les crues est faible (1 à 2 mm par an) sur une période de temps assez longue (Leeder, 1975). La présence systématique des calcrètes et la coloration rouge de la majorité des sédiments indiquent des conditions oxydantes et un milieu de dépôt en climat semi-aride. La précipitation des carbonates nécessaire à la formation des nodules carbonatés implique un taux d'évaporation assez élevé et des eaux relativement

alcalines, nécessitant de faibles taux de matières organiques. Le grand nombre de calcrètes observé pose le problème de la source principale du Ca²⁺. En l'absence d'une source détritique calcaire, l'eau de pluie, la poussière amenée par les vents et/ou l'altération des minéraux présents dans le sédiment sont généralement évoquées (Wright et Tucker, 1991).

Dans la Formation de Marteau, l'épaisseur décamétrique des dépôts de plaine d'inondation et leur préservation dans la colonne sédimentaire, malgré de fortes érosions, impliquent cependant une certaine stabilité dans la position de ces chenaux ou en tout cas une migration latérale lente dans un système où un espace d'accommodation est toujours disponible. De telles séquences répétées requièrent une subsidence relativement régulière et continue mais suffisamment faible pour permettre le développement des paléosols. Indiquons toutefois que certains calcrètes peuvent se développer lors des fluctuations de la nappe phréatique sans relation avec la formation de sols ("groundwater calcretes" - Wright et Tucker, 1991). Il est probable que certains calcrètes de la base de la Formation de Marteau sont de cette nature. Des analyses complémentaires doivent encore être réalisées.

La reconstitution des paléoenvironnements au sein de la Formation de Marteau indique un glissement progressif des milieux continentaux vers des milieux plus littoraux illustrant la « transgression éodévonienne » et marquée par une progression de la ligne de rivage vers le nord. La persistance des environnements littoraux (tidaux à plaine alluviale côtière) au sein de la Formation de Bois d'Ausse impliquerait une oscillation de la ligne de côte sans atteindre les environnements marins francs. L'empilement sédimentaire correspondrait mieux à une subsidence saccadée (sous contrôle tectonique ?), chaque fois compensée par un apport sédimentaire suffisant.

Conclusions

La coupe classique de Huy et la nouvelle coupe de Tihange se complètent parfaitement et permettent de proposer une reconstitution de la paléogéographie éodévonienne dans cette région. Cette seconde coupe, par ses qualités intrinsèques et ses bonnes chances de préservation, constitue une nouvelle référence pour l'étude de la « transgression éodévonienne » et de la transition entre les domaines continentaux et marins au bord nord du Synclinorium de Dinant.

Références bibliographiques

- Ekes C. (1993) - Bedload-transported pedogenic mud aggregates in the Lower Old Red Sandstone in southwest Wales. *J. Geol. Soc. London*, **150**, 469-471.
- Leeder M.R. (1975) - Pedogenic carbonates and floodplain sediment accretion rates: a quantitative model for alluvial arid-zone lithofacies. *Geol. Mag.*, **112**, 257-270.
- Marriott S.B., Wright V.P. (1993) - Palaeosols as indicators of geomorphic stability in two Old Red Sandstone alluvial suites, South Wales. *J. geol. Soc., London*, **150**, 1109-1120.
- Marriott S.B., Wright V.P. (1996) - A quantitative approach to soil occurrence in alluvial deposits and its application to the Old Red Sandstone of Britain. *J. geol. Soc., London*, **153**, 907-913.
- Marriott S.B., Wright V.P. (1996) - Sediment recycling on Siluro-Devonian floodplains. *J. Geol. Soc., London*, **153**, 661-664.
- Stemans P. (1989) - Etude palynostratigraphique du Dévonien inférieur dans l'Ouest de l'Europe. Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes géologiques et minières de la Belgique, **27**, 453 p.
- Williams B.P.J., Marriott S.B., Hillier R.D. (Editeurs) (2004) - The Lower Old Red Sandstone of the Anglo-Welsh Basin. Special Issue of the Geological Journal, 39, Issue **3-4**, 233-236.
- Wright V.P., Tucker M.E. (Editors) (1991) - Calcretes. Reprint Series Volume 2 of the International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific Publications, 352 p.