

Les sables ferruginisés du plateau de Rocroi : contribution à l'étude de la morphogenèse tertiaire de l'Ardenne méridionale*

Guillaume PIERRE⁽¹⁾

Ferruginized sands of the Rocroi plateau: a contribution to the study of Tertiary morphogenesis in the southern Ardennes

Géologie de la France, n° 3, 1999, pp. 3-10, 4 fig., 1 tabl.

Mots-clés : Sables, Croûte ferrugineuse, Eocène, Effet biogène, Termites, Ferruginisation, Paléoclimat, Ardennes.

Key words: Sand, Iron cuirasse, Eocene, Biogenic effects, Termites, Ferruginization, Palaeoclimate, Ardennes.

Résumé

Les sables ferruginisés de Régniovez (plateau de Rocroi, Ardenne méridionale) correspondent à un épais manteau colluvial sur lequel s'est formée une cuirasse d'accumulation absolue, elle-même recouverte de colluvions argileuses d'origine biologique : les édifices épigés des termites détruits par le ruissellement. Une telle dynamique morphopédologique n'a pu se produire que durant les périodes chaudes et humides de l'Eocène. Cette interprétation conforte l'âge paléogène supposé de ces sables non fossilifères, et permet en outre une reconstitution dynamique du paysage cuirassé couvrant, à l'Eocène, le socle ardennais et la couverture sédimentaire qui le borde au sud.

Abridged English version

Continental or marine sandy sedimentation took place from the Cretaceous to the Paleogene in the southern Ardennes and its sedimentary cover, resulting in 1) Wealden deposits, a product of a continental evolution between the Late Jurassic and the Albian, 2) fine-

grained and glauconitic Albian sands, in places reworking the former, and 3) non-fossiliferous sands of assumed Eocene age, also in places reworking the older deposits. The Régniovez ferruginous sands are attributed to the Eocene sedimentation ("continental Landenian", Voisin, 1972) on the basis of geometrical arguments. Study of their ferruginous features should allow us to determine the climatic conditions that induced them, and thus their age of the formation.

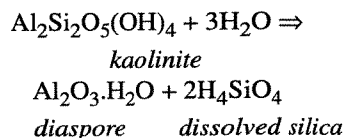
The outcrop, with a visible thickness of 6 m, shows from bottom to top (Fig. 2): 1) yellow fine-grained sands, 2) heterogenous sands, with ferruginous granules in a yellow medium-grained sandy or a white clayey matrix (1.20 m), 3) mauve fine-grained thin-bedded sands (20 to 50 cm), 4) pale-yellow and white fine-grained thin-bedded sands (60 cm), 5) sandstone-like iron cuirasse (2.5YR3/3; 70 cm to 1.60 m), 6) a yellow and red mottled-zone like layer of silty-clay (2 m). The mineralogical and granulometric analysis of the fine fraction are shown on Table 1 and Figure 3. Pedogenic features of the sands are coatings and infillings of ferri-argillans resulting

from the lateral drainage of solutions and suspensions (samples 1 to 4), and infillings of microlaminated and bleached silt-argillans resulting from later per descensum drainage. The sandstone-like iron cuirasse is indurated by an aseptic plasma of goethite. The mottled-zone like material shows a crystic plasmic fabric of kaolinite with ferruginous impregnations.

The outcrop is interpreted as a thick colluvium on which ferruginous pedogenesis took place, resulting in an allogenic iron cuirasse (Fig. 2). Overlying this profile is a second colluvium of biologic origin that is considered to be material from a mottled zone removed by termites on the palaeo-interfluvium and accumulated down-slope by runoff waters (Fig. 4). It still shows many similarities with a mottled zone, such as the small size of the quartz (39% between 50 and 200 µm) and kaolinite (<1 µm) due to highly effective dissolution, and the presence of goethitic and hematitic impregnations, with segregations leading to ferruginous induration (Tardy, 1993). In other respects, the lack of kaolinite in the iron cuirasse is due to a hydration process (Beauvais and Tardy, 1991):

* Manuscrit reçu le 5 octobre 1998, accepté le 30 juillet 1999.

(1) UFR de Géographie, Université des Sciences et Technologies de Lille, 59 655 Villeneuve d'Ascq, France. E-mail: Guillaume.Pierre@univ-lille1.fr



that can be attributed to fluctuation of the groundwater level taking place after the ferruginization.

Most of the pedogenesis was synchronous with the sedimentation. As the Eocene was the last period during which the climate was warm and wet enough to allow true ferruginization (Burchardt, 1978; Thiry and Turland, 1985), the material is consequently of Eocene age.

As shown on Figure 1, the outcrop is located in the upper part of broad channels defined by the presence of Wealden, Albian and Eocene deposits, and so can be interpreted as a part of an Eocene toposequence. The morphoclimatic environment under which these channels evolved during Eocene times was similar to that of present-day humid savannas, and ferruginization processes prevailed where the lithological conditions were suitable. Regradation of the exhumed post-Hercynian surface enabled some indurated sands to subsist in the lower parts of the landscape, whereas in the sedimentary domain there was a slight regradation of the infra-Albian surface, sparing the transiting Eocene sands and older deposits.

Introduction

Dans le secteur couvrant le massif paléozoïque de Rocroi au nord, le plateau mésozoïque de la Thiérache ardennaise au sud, et compris entre la Meuse à l'est et une ligne reliant Auvillers-les-Forges et Signy l'Abbaye à l'ouest (fig. 1), subsistent quelques gisements sableux. L'analyse sédimentologique des plus récents d'entre eux, réputés éocènes mais non datés, permet d'aborder les conditions de leur mise en place et de leur évolution, et partant, de discuter leur âge et leur signification morphodynamique à l'échelle de ce contact socle-bassin sédimentaire.

Les sables tertiaires de l'Ardenne, problème de datation

Du début du Crétacé au Tertiaire, l'Ardenne méridionale et sa bordure sédi-

mentaire, entre Hirson et Charleville-Mézières, ont été à plusieurs reprises le siège d'une sédimentation sableuse continentale ou marine. Dans le périmètre représenté sur la figure 1, trois épisodes majeurs sont habituellement retenus (cartes géologiques à 1/50 000 de Renwez (Bonte, 1960), de Charleville-Mézières (Hatrival *et al.*, 1973) ; Voisin, 1978, 1981) :

- le Wealdien, produit d'une longue phase d'évolution continentale comprise entre le Jurassique supérieur et l'Albien, fossilise le karst développé dans le Bathonien. Il a été observé en place une ultime fois sur le versant nord de la petite vallée de l'Aube, dans la région de Prez (Voisin (1978), la coupe n'existe plus), associé à des dépôts albiens et éocènes. Il s'agissait de superpositions d'argiles grises et noires, de sables grossiers et de conglomérats ferrugineux, piégés dans des poches de dissolution du Bathonien. D'autres affleurements au sud-est du secteur furent reconnus par Delépine (1924) et ne subsistent qu'à l'état de reliques (bois des Ivis, au sud du ruisseau de This) ;

- la transgression albiennaise dépose des sables fins glauconieux (« Sables verts » à *Douvilleiceras mamillatum*) ou des formations argilo-sableuses vert sombre très glauconieuses (Prez). Par endroits, ces sables sont consolidés (gaize à ciment d'opale, dite « de Draize »). L'Albien occupe la partie ouest du périmètre où son épaisseur atteint une vingtaine de mètres, et s'avance en placages peu épais jusqu'au rebord oriental du plateau de la Thiérache ardennaise, entre Auvillers-les-Forges et la vallée de l'Audry. Au nord de Prez et à Cernion (3 km à l'est), l'Albien était associé au Wealdien qu'il remaniait et refaçonnait ;

- de la même manière, l'Eocène remanie des dépôts continentaux préalbiens (il renferme à cette occasion des sphérolites siliceux empruntés à la gaize oxfordienne de Signy l'Abbaye), ou albiens comme l'atteste la présence d'*Heterohelix* et de glauconie dans certains gisements. Il s'agit de sables quartzueux fins et bien classés, parfois très purs, plus souvent colorés par des oxydes ferro-manganiques et à microfaune pauvre (*Gyroidinoides nitida* (Prez) et *Heterohelix* (la Cerleau, 2 km à l'est de Prez). Les sables éocènes sont rattachés par Voisin (1981) à

la phase continentale qui termine le cycle sédimentaire landénien (à la charnière Paléocène-Eocène inférieur). On les retrouve seuls à Marlemont, tandis qu'ils étaient associés au Wealdien et à l'Albien ou au Wealdien seul aux environs de Prez et de la Cerleau, dans la petite vallée de l'Aube.

Marins ou continentaux, ces dépôts que l'on retrouve tous sur un même plan, traduisent le mode d'évolution acyclique de l'Ardenne méridionale et de sa bordure sédimentaire depuis l'infra-Crétacé jusqu'au Tertiaire : au fur et à mesure des faibles regradations successives, des dépôts corrélatifs se sont accumulés dans les parties basses du relief, et ont parfois été remaniés lors des transgressions. Ils ont fait l'objet de nombreuses publications depuis un siècle : Gosselet (1879), Delépine (1924), Baeckeroot (1929), Tricart (1949), Bonte (1955), Voisin (1972), et pour l'Ardenne belge Souchez (1963), Souchez-Lemmens (1967, 1971), Soyer (1978), Demoulin et Dimanche (1988), Demoulin (1989), les trois dernières références attribuant un âge oligocène aux derniers placages sableux. Cependant, pour l'Ardenne méridionale, les observations faites peuvent rarement être vérifiées car les gisements en poches, jadis nombreux sur le territoire étudié, ont tous ou presque été vidés de leur contenu sableux dès le milieu du siècle. Les sites retenus sur la figure 1 donnent une idée de l'extension du Wealdien et de l'Eocène avant exploitation.

Si le Wealdien et surtout l'Albien fossilifère sont facilement datables, il n'en va pas de même pour les sables tertiaires, réputés éocènes dans l'Ardenne méridionale. Cet âge est généralement fondé sur l'absence de fossiles antérieurs - des nanofossiles découverts par Voisin (1972) dans plusieurs gisements du plateau de Rocroi n'ont jamais été déterminés - et sur la continuité géométrique qui existe entre Landénien marin et continental. Les sables ferruginisés de Régniowez sont à notre connaissance le dernier témoin important rapporté à cet épisode continental.

La présente étude, en analysant la mise en place et les processus de ferruginisation des sables de Régniowez, montre que ces phénomènes n'ont en effet pu se produire qu'à l'Eocène, en accord avec l'âge supposé de cette formation. Elle

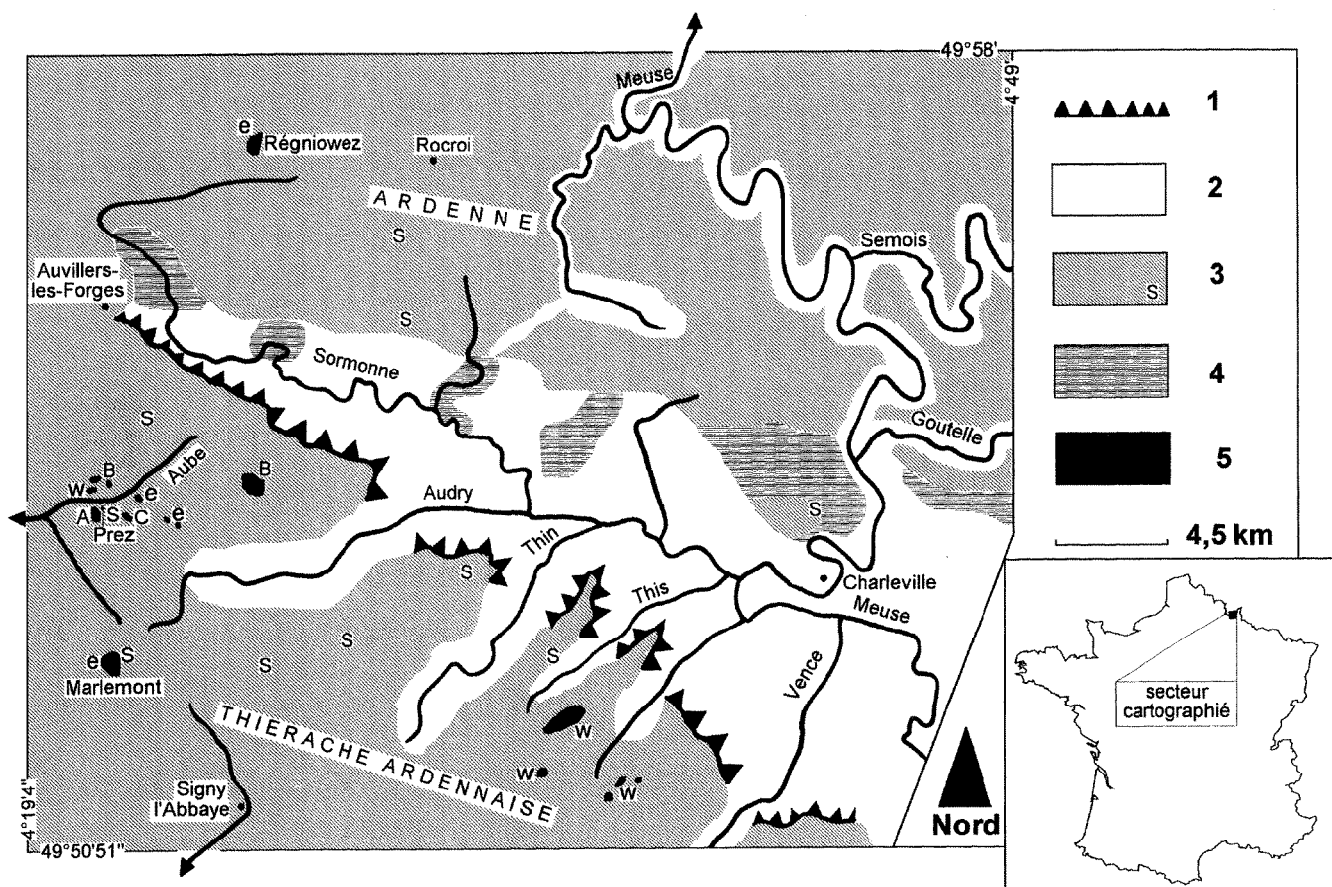


Fig. 1.- Carte géomorphologique de la bordure méridionale de l'Ardenne à la longitude de la Sormonne. 1. cuesta « bajocienne », 2. vallées plio-quaternaires, 3. topographie oligo-miocène peu retouchée, S: silicifications, 4. surface post-hercynienne exhumée, 5. dépôts sableux: w : Wealdien, e: Eocène, A : complexe Wealdien-Albien-Eocène. B : complexe Wealdien-Albien, C : complexe Albien-Eocène.

Fig. 1.- Geomorphological map of the southern border of the Ardennes (neighbourhood of the Sormonne valley). 1. "Bajocian" cuestas, 2. Plio-Quaternary valleys, 3. well preserved Oligo-Miocene topography, 4. exhumed post-Hercynian surface, 5. sandy deposits: w: Wealden, e: Eocene, A: Wealden-Albian-Eocene complex, B: Wealden-Albian complex, C: Albien-Eocene complex.

permet en outre de proposer un schéma d'ensemble de la morphodynamique du rebord sud de l'Ardenne pendant le Paléogène, et à ce propos nous verrons qu'il est nécessaire que soient bien caractérisés les dépôts wealdiens et albiens, non seulement pour éviter les amalgames, mais surtout pour tirer parti des liens géométriques qui existent entre les trois formations.

Les sables ferruginisés de Régniowez

Description

Le gisement occupe une dépression dans les quartzites et schistes du Révinien du plateau de Rocroi, sur une épaisseur totale évaluée à une dizaine de mètres (Voisin, 1983). Seuls les six mètres supé-

rieurs sont visibles et présentent de bas en haut (fig. 2) :

1) des sables fins ocre, homogènes, d'épaisseur inconnue (échantillon 1) ;

2) un niveau à forte variation latérale et verticale de faciès, comprenant des paquets riches en gravillons ferrugineux, c'est-à-dire en glébules séparés du milieu dans lequel ils se sont formés (Tardy, 1993) : nodules, pisolites et éléments anguleux et allongés de cuirasse ferrugineuse. Ces éléments de granulométrie graveleuse à caillouteuse sont pris dans une matrice sableuse jaunâtre à grains moyens, ou au contraire argileuse et blanchâtre. Ils sont parfois cohérents mais friables à la main, d'autres fois totalement argilisés sans que leur forme en soit affectée. Epaisseur : 1,20 m (échantillon 2) ;

3) des sables fins couleur mauve à lie-de-vin, en lits millimétriques parallèles et inclinés de moins d'un degré en moyenne vers le sud. A la base de ce niveau, des lits argileux blancs discontinus et de taille centimétrique sont fréquents. Epaisseur : 20 à 50 cm (échantillon 3) ;

4) des sables fins présentant la structure litée du niveau précédent, mais de couleur jaune clair et blanc. Epaisseur : 60 cm (échantillon 4) ;

5) une cuirasse ferrugineuse de faciès gréseux et de couleur rouge-brun (2,5YR3/3) à structure prismatique par endroits, laminaire à d'autres, friable. Ce niveau est parfois dédoublé et séparé par un niveau de sable similaire à celui du niveau 4. Son épaisseur maximale est de 1,60 m, et de 70 cm là où il y a dédoublement (échantillon 5) ;

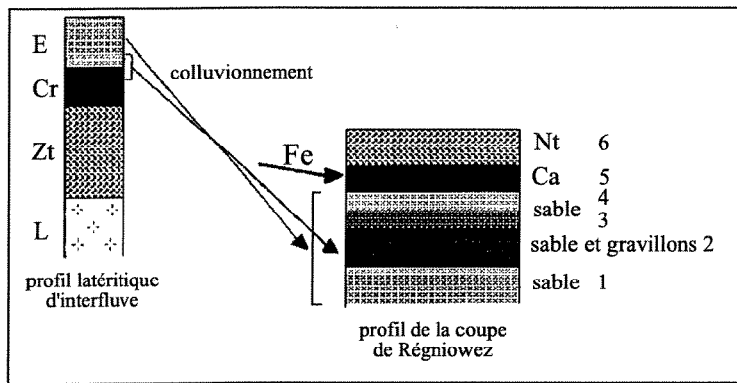


Fig. 2.- Représentation schématique de la mise en place des sables et de la formation de la cuirasse. E : horizon éluvial quartzueux, Cr : cuirasse d'accumulation relative, Zt : zone tachetée, L : lithomarge, Ca : cuirasse d'accumulation absolue, Nt : niveau tacheté, Fe : apport latéral de fer. 1 à 6 : échantillons.

Fig. 2.- Schematic diagram showing the deposition of the sands and the formation of the cuirasse. E: eluvial quartzose horizon, Cr: ferruginous cuirasse, Zt: mottled zone, L: lithomarge, Ca: ferruginous cuirasse (lateral accumulation), Nt: mottled-zone like layer, Fe: lateral iron migration. 1 to 6: samples.

6) un niveau argilo-limoneux tacheté jaune et rouge, tronqué vers le haut et recouvert par du remblai. Epaisseur 2 m (échantillon 6).

Caractéristiques granulométriques, minéralogiques et micromorphologiques

Les niveaux inférieurs contiennent jusqu'à 84 % de sable fin (mode : 125 μm), 6 % de limon et 10 % d'argile. Les sables du tamis de 315 μm des échantillons 1, 3 et 4 sont holoquartziques, si l'on excepte quelques rares muscovites. Les grains sont non usés, parfois émoussés, et souvent d'aspect mat, à cause d'un dépoli (chimique) auquel s'ajoute un nappage d'argile blanchâtre (kaolinite), ou rougeâtre (kaolinite et oxyhydroxydes de fer) dans le cas de l'échantillon 3. La matrice sableuse de l'échantillon 2 (à nodules remaniés), de granulométrie comparable, est un peu plus riche en muscovite (3 à 4 %). Le matériau argilo-limoneux tacheté qui repose sur la cuirasse ne contient que 50 % de sable, dont 39 % compris entre 50 et 200 μm , 10 % de limon et 40 % d'argile, dont 36,5 % < 1 μm (fig. 3).

Les analyses diffractométriques sur la fraction < 2 μm (agrégats orientés) et sur les poudres (échantillon total) donnent les associations minérales regroupées dans le tableau 1.

La kaolinite, toujours en abondance, est encore bien représentée dans les

poudres, et le quartz apparaît déjà dans la fraction < 2 μm . En dehors de l'échantillon 2, les premières raies des oxyhydroxydes de fer sont parfaitement individualisées (4,18 Å - goethite - et 2,69 Å - hématite). Des petits décrochements dans les raies à 2,13 Å et 1,98 Å (quartz, quartz + kaolinite) évoquent la présence d'hydroxydes d'alumine de type diaspore (AlOOH) ou indéterminé (γ -Aluminium). La goethite alumineuse, mélange de diaspore et de goethite, se repère difficilement aux rayons X mais sa présence est probable.

L'agencement des accumulations texturales (argilanes et siltanes) des niveaux sableux est le résultat de deux phases distinctes de lixiviation et/ou de lessivage :

- la première phase consiste en une circulation oblique, dans les discontinuités dues au litage des sables, de solutions riches en oxyhydroxydes de fer et d'argiles en suspension. Avec l'accroissement de matières lixiviées et lessivées, les dépôts passent du simple revêtement à des remplissages asépiques, c'est-à-dire sans séparations plasmiques. Ces derniers se font à partir des vides les plus larges entre deux lits, donc les plus drainés, vers les vides les moins larges, et de façon centrifuge. L'ensemble de la matrice sableuse se trouve ainsi progressivement envahie, sans que l'on puisse parler d'une épigénie *s.s.* du quartz et de la kaolinite par les oxydes et hydroxydes de fer. Ce cas de figure s'observe dans l'échantillon lie-de-vin (3), mais aussi, à un stade moins avancé, dans les niveaux sableux plus clairs (1, notamment). Tel que décrit, le processus ne peut se produire qu'au dessus du niveau moyen de la nappe ;

- lors d'une deuxième phase, des argilanes et des siltanes s'accumulent en remplissages décolorés et microlaminés dans les vides de la porosité texturale, ou restent bloqués en coiffes sur les éléments du squelette et/ou sur les gravillons. Ces deux traits indiquent clairement une dynamique *per descensum* de compétence variable, et postérieure aux ferri-argilanes qui, à l'occasion, sont nappés. La couleur pâle de ces revêtements indique par ailleurs que les conditions de mise en solution et de lessivage ne sont plus les mêmes : le fer est immobilisé (ou éventuellement circule et est évacué à l'état réduit).

La cuirasse est indurée par de la goethite formant un plasma asépique qui comble tous les vides et enrobe les grains de quartz du squelette, ainsi que quelques rares papules argileuses claires. Ce plasma ferrique paraît représenter une forme achevée de ce qui a été observé dans l'échantillon 3. Par contre, les éléments de cuirasses contenus dans le niveau 2 n'ont pas toujours ce faciès gréseux. Certains d'entre eux ont une structure nodulaire (à rares quartz), ou pisolitique et ils sont alors entièrement ferruginisés. Les autres sont des grès ferrugineux en plaquettes de faciès semblable à celui de la cuirasse sous-jacente. Quant aux quartz de la cuirasse, ils sont parfois encore revêtus d'argile claire microlaminée, de mêmes propriétés optiques que les papules argileuses.

Le matériel argilo-limoneux tacheté (6) présente sous le microscope des zones de forte imprégnation du fond matriciel en oxyhydroxydes de fer. L'allure insépique (séparations plasmiques en « îlots ») de l'ensemble est dû à l'assemblage cristallomorphe de fines particules de kaolinite, visibles à fort grossissement.

Interprétation morphopédologique et signification paléoclimatique

Des ferruginisations ont déjà été décrites dans l'Ardenne, notamment par Demoulin (1989), à partir de sables glauconieux oligocènes. Ce cas de figure se distingue du nôtre, puisqu'alors du fer est disponible *sur place*, en quantité suffisante. Dans ces conditions, il est justifié d'invoquer un processus de solubilisation-précipitation lié au battement de la nappe, et partant, de ne pas attribuer ces

ferruginisations à des climats très hydrolysants. Voisin, quant à lui, a mentionné les ferruginisations de Régniowez, en les attribuant « aux déplacements verticaux du niveau supérieur de la nappe phréatique » (1967), ou, avec plus de précision, « à l'abaissement de la nappe phréatique suivant l'évolution ultime du relief » (1983). Il nous semble que les caractères décrits dans la partie précédente permettent de préciser l'origine de cette cuirasse, en replaçant sa formation dans une séquence morphopédologique expliquant les aspects fondamentaux du gisement.

Tout d'abord, la succession stratigraphique observée s'explique fort bien par un phénomène de sédimentation inverse au bas d'un versant (fig. 2) : sur les reliefs environnants, un manteau *in situ* altéré et ferruginisé subit l'érosion, et le ruissellement accumule, après un transit court, le produit de cette érosion dans des secteurs de pente très faible (comme l'indique l'inclinaison des lits). L'horizon éluvial très riche en quartz (du fait de la nature quartzitique de la roche-mère) fournit les sables, tandis que la cuirasse, là où elle affleure, fournit les gravillons ferrugineux. L'aspect non usé ou à émoussé chimique des quartz est conforme à cette interprétation. S'ajoutant à ce transfert mécanique, des solutions provenant de l'amont apportent du fer, à l'origine du cuirassement. Il s'agit donc d'une cuirasse d'accumulation absolue (fig. 2 et 4), qui se distingue de la cuirasse d'accumulation relative précisément par l'arrivée de solutions allogènes (Bomer *et al.*, 1979). Se trouvent ainsi expliqués les niveaux sableux inférieurs et la cuirasse qui les couronne. L'épaisseur de sable (une dizaine de mètres) donne une idée de la tranche et surtout de la surface érodées sur les interfluves. Le fait que seulement certains niveaux sableux renferment des gravillons indique que l'apport grossier, dû au démantèlement de la cuirasse du manteau *in situ*, n'est pas constant (ce qui peut s'expliquer par le caractère discontinu de cette cuirasse, ou par une origine spatiale différente des matériaux).

Deux traits demandent cependant quelques éclaircissements : la présence d'un niveau tacheté en *recouvrement* et la composition minéralogique de la cuirasse.

Le niveau argilo-limoneux tacheté qui recouvre la cuirasse peut s'expliquer par un

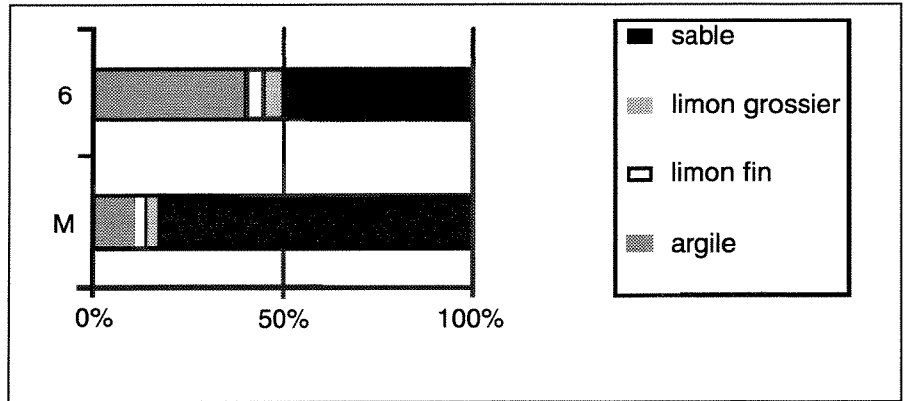


Fig. 3.- Analyse granulométrique du niveau tacheté (6) et des sables sous-jacents à la cuirasse (M = moyenne).

Fig. 3.- Granulometric analysis of the mottled-zone like layer (6) and of the sands beneath the cuirasse (M = average).

6	kaolinite, vermiculite (peu), goethite, hématite et quartz
5	goethite et quartz
3	kaolinite, hématite et quartz
2	kaolinite, [goethite-hématite (tr.)] et quartz
1	kaolinite, illite et quartz

Tabl. 1.- Analyses minéralogiques des argiles et des poudres.

Table 1.- Mineralogical analysis of clays and powders.

processus à la fois biologique et mécanique. Il est en effet surprenant d'observer, même en bas de versant, un nappage de dépôts fins qui s'apparente tant à une zone tachetée *s.s.* telle que celles situées sous les cuirasses dans les profils d'interfluve. Les points communs entre le niveau tacheté de notre coupe et une zone tachetée de sols ferrugineux et de ferrisols sont les suivants (Tardy, 1993, Duchaufour, 1995) :

- la taille réduite des quartz, qui indique un degré de dissolution élevé et un processus d'illuviation de la silice-ferruginisation, amenant au cuirassement dans le profil *in situ* ;

- la taille de la kaolinite (< 1 µm), qui traduit aussi une dissolution des cristaux les plus grands et une précipitation en cristallites de très petite taille ;

- la présence de goethite (FeOOH) et d'hématite (Fe₂O₃) en imprégnation et avec un début de ségrégation, donnant l'aspect tacheté, prélude au cuirassement.

Il semble difficile d'imaginer que cet apport s'explique lui aussi par un processus

de sédimentation inverse corrélatif d'une vague d'érosion radicale déblayant l'ensemble du manteau d'interfluve, car cette hypothèse nous éloignerait trop du schéma de la formation d'une cuirasse d'accumulation absolue en aval d'un relief exportant des solutions, donc altéré.

Il faut donc envisager un relais : l'activité des termites dont l'impact sur la pédogenèse et la morphogenèse est connu (Grassé et Noirot, 1959, Boyer, 1959). Rappelons que les termites existent depuis le Crétacé inférieur, et que le groupe des *Mastotermitidae* a été reconnu dans l'Eocène français (A. Nell, communication personnelle). Le creusement en profondeur des termites répond à une double nécessité : la recherche d'humidité et celle de particules fines constituant l'édifice épigé (Petit, 1994). Ainsi, sur les interfluves et les versants, les termites remontent et accumulent au-dessus de la cuirasse des matériaux fins de la zone tachetée, qui sont ensuite déblayés par le ruissellement et viennent sédimenter sur la cuirasse d'accumulation absolue déjà formée en bas de versant

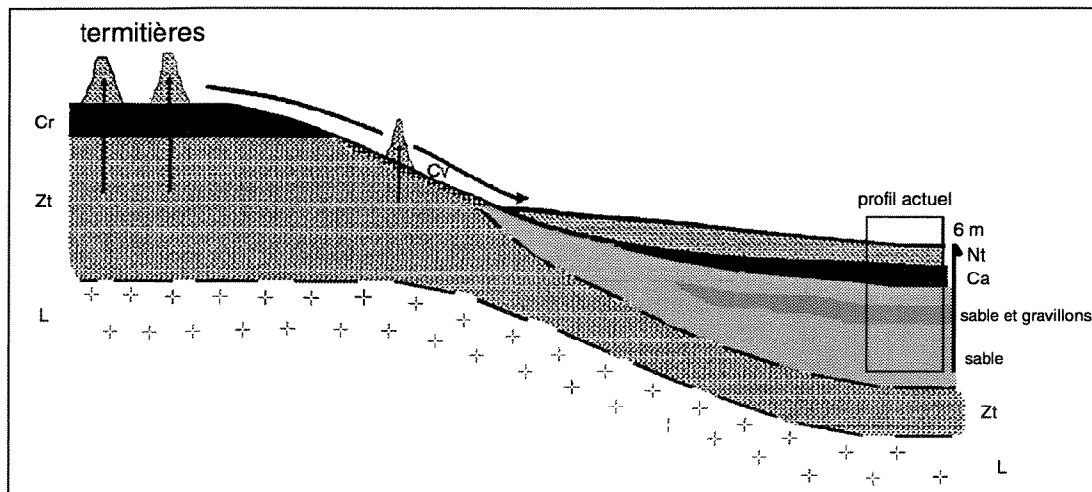
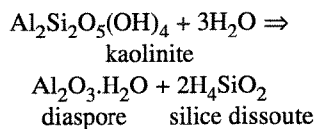


Fig 4.- Représentation schématique de la mise en place du niveau tacheté Nt (même légende que pour la figure 2, Cv : cuirasse de versant).

Fig. 4.- Schematic diagram showing the deposition of the mottled-zone like layer (Nt), (same legend as Fig. 2, Cv: slope cuirasse).

(fig. 4). L'épaisseur de ces colluvions n'a rien d'exceptionnelle : Boyer évalue à 40 cm/10 ans le recouvrement dû à la destruction de termitières (*in* Petit, 1990). S'il est illusoire de penser retrouver des figures de bioturbation dans ce matériau colluvionné, des restes de termites (les cuticules se conservent parfois) pourraient en être isolés par une attaque à l'acide fluorhydrique. Si une telle analyse donnait des résultats, ce serait un argument supplémentaire de poids.

Quant à la composition minéralogique de la cuirasse - quartz + goéthite - elle peut étonner compte tenu de la présence constante de kaolinite dans les sables. Il faut admettre ici que la kaolinite a été dissoute comme cela arrive quand une cuirasse se dégrade par hydratation (Beauvais et Tardy, 1991). La réaction est alors la suivante :



Cette réaction explique sans doute les argilanes (« kaolinanes ») en remplissage dans les niveaux sableux sous-jacents : après lixiviation, la silice dissoute se recombine pour former de la kaolinite ; elle explique aussi l'absence d'hématite (anhydre) dans la cuirasse. Par ailleurs, une analyse chimique de la goéthite montrerait probablement sa nature alumineuse liée à une substitution partielle de Fe^{3+} par Al^{3+} (Schwertmann, 1985). Une fois formée, la cuirasse enregistre donc

une phase d'hydratation et de dégradation. Peut-être faut-il voir là le rôle du niveau fluctuant de la nappe, la couleur pâle des argilanes dans les sables pouvant s'interpréter comme un hydromorphisme. Mais au moment où ce phénomène se produit, les ferruginisations sont acquises et on ne saurait donc invoquer l'abaissement « ultime » de la nappe pour les expliquer, comme le fait Voisin (1983), pas plus que la spécificité du milieu (une dépression) pour expliquer le phénomène de ferruginisation, puisque les gravillons ferrugineux observés dans les sables ne peuvent provenir que d'un amont. Les siltanes, contemporaines des argilanes, correspondent à une percolation rapide dans le sol en phase de sorption. En somme, après cuirassement, l'altération du matériau se poursuit, et c'est à ce moment que les gravillons du niveau 2, par endroits, s'argilissent.

Par conséquent, l'ensemble des caractères de cette coupe, relevant du mode de mise en place des matériaux et de leur évolution pédologique, s'explique par la combinaison de processus morphogéniques et pédogénétiques hérités. Si la pédogenèse est synchrone de la sédimentation, la ferruginisation a le même âge que les sables. Il s'agit donc, pour dater le dépôt, de retrouver à quelle période l'ambiance climatique a été propice à cette dynamique.

Dans le nord du Massif central, Thiry et Turland (1985) concluent à un climat chaud (28 °C) à précipitations de l'ordre de 1 000 à 1 200 mm et réparties sur 4 à 5

mois durant l'Eocène inférieur et moyen, conditions tout à fait favorables à l'élaboration de paysages cuirassés. La courbe des paléotempératures établie par Burchardt (1978) à partir du rapport $\text{O}^{15}/\text{O}^{16}$ des coquilles de la faune benthonique de la mer du Nord, montre des valeurs comprises entre 20 et 28 °C pour l'ensemble de l'Eocène.

Selon le même auteur, un deuxième optimum plus court et moins marqué (<20 °C) se produit au Miocène moyen, en bon accord avec les observations de Demoulin (1989) qui, dans les Hautes Fagnes, ne fait pas appel à une altération chimique intense pour expliquer les ferruginisations de sables oligocènes, par ailleurs riches en fer.

Il faut donc remonter à l'Eocène pour retrouver un climat à même de produire un cuirassement généralisé, indépendamment du matériau parental, en l'occurrence quartzites et schistes sur les interfluvés, sables dans les dépressions, dans la mesure où il y a une circulation oblique du fer. On peut donc considérer le profil de Régniovez comme un bon témoignage morphoclimatique du Paléogène, et s'interroger sur sa signification morphodynamique à plus petite échelle.

Un élément de toposéquence du paysage éocène ?

Parmi les formations continentalisées de la bordure sud de l'Ardenne, il est

nécessaire de mentionner, pour la suite du raisonnement, la Pierre de Stonne. Ce faciès, reconnu depuis longtemps (Gosset, 1890, Baeckeroot, 1929, Tricart, 1949, Bonte, 1961) a été précisé par Voisin (1981, 1988). Cet auteur l'attribue à la diagenèse de sédiments boueux de type limons fluviatiles. La figure 1 donne une idée de la répartition des affleurements de Pierre de Stonne (S) dans le secteur étudié. Elle localise en outre les sédiments wealdiens, albiens et éocènes, en tenant compte des superpositions et des remaniements qui les affectent (d'après Bonte (1960), Voisin (1978, 1981), et observations personnelles).

La répartition spatiale de ces gisements et leur association évoquent la permanence d'axes recueillant (et conservant) les dépôts depuis le Wealdien jusqu'à l'épisode qui est à l'origine de la silicification, soit du Crétacé à l'Oligocène, si les limons siliceux à l'origine de la Pierre de Stonne datent du Stampien (Tricart, 1949). Le premier s'étire le long d'une ligne Liart-Blombay-Forêt de Pothées, le second passe par Marlemont, Mondigny et Charleville-Mézières. Par conséquent :

- les deux axes relient le socle au domaine sédimentaire ;

- l'ensemble des dépôts n'est conservé qu'aux endroits où la surface oligo-miocène (Tricart, 1949) n'a pas été défoncée.

De tels axes sont un des traits classiques des bordures de massifs anciens où le contact avec le bassin sédimentaire se fait par superposition : Macaire (1985) en décrit sur la bordure nord-ouest du Massif central français.

En toute rigueur, il est possible d'interpréter la coupe de Régniowez comme la partie amont de l'un de ces axes, conservant des colluvions immobilisées par leur cuirasse ferrugineuse. Le relief éocène apparaît donc avec plus de nuances que ne le laisse entendre la notion de « surface ». Sur le socle, l'Eocène correspond à une phase de regradation de la surface post-hercynienne exhumée, dans un contexte morphoclimatique rappelant celui des savanes humides actuelles où le cuirassement domine. Dans le domaine sédimentaire, au même moment, c'est la topographie infra-albienne qui est retouchée, et la faible quantité de sédiments ainsi que l'alignement des gisements traduisent une dynamique de transit plus que d'érosion ou de sédimentation. Des silicifications intenses pouvant se produire jusqu'à l'Oligo-Miocène (Thiry *et al.*, 1983, Ménillet, 1985), il est tentant de voir là le caractère distinctif du système morphoclimatique qui apporte une ultime retouche à la topographie éocène : regradation *modérée* dans le domaine sédimentaire et plus marquée sur le socle où les formations superficielles ne sont épargnées que dans les parties basses du relief (Régniowez) dans une ambiance climatique à tendance sèche. C'est à partir de cette surface *polygénique* oligo-miocène que se développe le relief actuel au moment où l'érosion linéaire se substitue au régime acyclique que traduisent fort bien les formations cartographiées.

Conclusion

L'étude fine des sables ferruginisés du plateau de Rocroi est instructive à plus d'un titre :

- l'optique morphopédologique retenue contraint à rattacher les processus en cause à la seule période pouvant les induire, à savoir l'Eocène. Cette conclusion n'avait jamais été tirée de l'étude de matériaux *in situ* ;

- de fait, en l'absence de fossiles, le matériau lui-même est daté (à ce propos, une détermination de restes de termites apporterait un indice supplémentaire, la famille « africaine » ne colonisant pas la France avant l'Oligocène inférieur) ;

- enfin l'interprétation de la coupe comme un élément de la partie amont du système morphosédimentaire éocène, ménagée par la dernière phase d'érosion aréolaire oligo-miocène, permet de reconstituer avec plus de précisions les modalités d'évolution du relief en ces temps (et ce lieu) d'acyclisme (Demoulin, 1995, Huguet, 1996). Et le sujet prêté à discussion, puisqu'il faut, semble-t-il, concilier l'existence d'une Meuse lorraine s'écoulant dans l'actuel couloir de la Sormonne jusqu'au Miocène moyen (Pissart *et al.*, 1997), et les axes que nous décrivons, perpendiculaires au premier et fonctionnant en partie au même moment. Cette question fait l'objet d'un texte en préparation.

Remerciements

Une partie de ce travail a été faite dans le cadre de la révision de la carte géologique de la France à 1/50 000 (feuille de Renwez), avec l'aide financière du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (Orléans). A. Nell, entomologiste au Muséum d'Histoire Naturelle de Paris, a bien voulu nous éclairer sur la grande famille des termites, ce dont nous le remercions.

Références

- Baeckeroot G. (1929) - Sur l'existence de la Pierre de Stonne entre la Meuse et la Moselle. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **54**, 87-94.
- Beauvais A., Tardy Y. (1991) - Formation et dégradation des cuirasses ferrugineuses sous climat tropical humide, à la lisière de la forêt équatoriale. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **313**, (2), 1539-1545.
- Bomer B., Coque R., Derruau M., Fenelon P., Godard A., Tricart J., Verger F., Viers G. (1979) - Vocabulaire de la Géomorphologie. Conseil international de la langue française, Hachette, La Maison du Dictionnaire, 218 p.
- Bonte A. (1955) - Sables verts et poches de dissolution dans le Bathonien moyen de l'Aisne et des Ardennes. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **75**, 72-83.
- Bonte A. (1960) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Renwez. Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Orléans.
- Bonte A. (1961) - Les concrétions siliceuses de l'Oxfordien-Argovien des Ardennes. Le problème de la silice des roches sédimentaires. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **81**, 101-104.
- Boyer Ph. (1959) - De l'influence des termites de la zone intertropicale sur la configuration de certains sols. *Rev. Géomorphol. Dynam.*, **10**, 41-44.
- Burchardt B. (1978) - Oxygen isotope paleotemperatures from the Tertiary period in the North Sea area. *Nature*, **275**, 121-123.

- Delépine G. (1924) - Pierre de Stonne, caillou de Beaumont et dépôts wealdiens sur la feuille de Mézières. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **49**, 130-148.
- Demoulin A. (1989) - Indurations siliceuses et ferrugineuses des sédiments de couverture en Haute Belgique. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **33**, (1), 103-118.
- Demoulin A. (1995) - Les surfaces d'érosion méso-cénozoïques en Ardenne-Eifel. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **106**, (5), 573-585.
- Demoulin A., Dimanche F. (1988) - L'apport des minéraux opaques à l'étude des paléoaltérations : exemple de quelques sables tertiaires de Haute Belgique. *Catena*, **15**, 269-280.
- Duchaufour Ph. (1995) - Pédologie. Sol, végétation, environnement. Masson. 324 p.
- Gosselet M. (1879) - Les sables tertiaires du plateau de l'Ardenne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **7**, 100-112.
- Gosselet M. (1890) - Deuxième note sur le Caillou de Stonne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **18**, 100-177.
- Grassé P.P., Noirot Ch. (1959) - Rapport des termites avec les sols tropicaux. *Rev. Géomorphol. Dynam.*, **10**, 35-40.
- Hatrival J.N., Beugnies A. (1973) - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille de Charleville-Mézières. Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Orléans.
- Huguet F. (1996) - De l'acyclisme au polycyclisme, l'intérêt d'un cas limite : le massif ardennais. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **40**, (3), 317-338.
- Macaire J.J. (1985) - Relation entre les altérites formées sur roches endogènes du Massif central français et les épendages détritiques périphériques, au Cénozoïque récent. *Géologie de la France*, **2**, 201-212.
- Ménillet F. (1985) - Les meulrières et les argiles à meulrières ; leurs rapports avec les surfaces néogène à quaternaire ancien du bassin de Paris. *Géologie de la France*, **2**, 213-236.
- Petit M. (1990) - Géographie physique tropicale. Karthala-ACCT, 351 p.
- Petit M. (1994) - Termites et termitières dans le sud-ouest malgache. *Bull. Assoc. Géogr. Fr.*, **4**, 453-468.
- Pissart A., Harmand D., Krook L. (1997) - L'évolution de la Meuse de Toul à Maastricht depuis le Miocène. Corrélations chronologiques et traces des captures de la Meuse lorraine d'après les minéraux denses. *Géogr. Phys. Quaternaire*, **51**, (3), 267-284.
- Schwertmann U. (1985) - The effect of pedogenic environments on iron oxyde minerals. in: Advances in soil science vol. 1, B.A. Stewart ed., Springer-Verlag New York, 171-200.
- Souchez R. (1963) - Le relief de la région de Couvin-Nismes en tant que paléokarst de climat chaud et humide. *Bull. Soc. Royale Belge Et. Géogr.*, **32**, (2), 269-280.
- Souchez-Lemmens M. (1967) - Les altérations tertiaires de la Lorraine belge septentrionale et leur intérêt géomorphologique. *Bull. Soc. Belge Géol.*, **91**, 103-111.
- Souchez-Lemmens M. (1971) - Les indurations ferrugineuses et l'évolution géomorphologique de la Lorraine belge nord-orientale. *Bull. Soc. Belge Géol., Paléontol. Hydrol.*, **95**, 5-143.
- Soyer J. (1978) - Les sables tertiaires de l'Entre-Sambre-et-Meuse condrusien. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **101**, 93-100.
- Tardy Y. (1993) - Pétrologie des latérites et des sols tropicaux. Masson. 459 p.
- Thiry M., Delaunay A., Dewolf Y., Dupuis Ch., Ménillet F., Pellerin J., Rasplus L. (1983) - Les périodes de silicification au Cénozoïque dans le bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), **25**, (1), 31-40.
- Thiry M., Turland M. (1985) - Paléotoposéquences de sols ferrugineux et de cuirassements siliceux dans le sidérolitique du nord du Massif central (Bassin de Montluçon-Domérat). *Géologie de la France*, **2**, 175-191.
- Tricart J. (1949) - La partie orientale du bassin de Paris. t. 1 : La genèse du bassin. SEDES, Paris, 210 p.
- Voisin L. (1967) - Les ferruginisations en Ardenne occidentale. Leur rôle morphologique. *Rev. Géogr. Est*, **4**, 419-425.
- Voisin L. (1972) - Les formations superficielles et leur signification morphologique en Ardenne sud-occidentale. *Travaux Institut Géographie Reims*, **12**, 31-76.
- Voisin L. (1978) - La sablière de Prez, Ardennes. *Bull. Soc. Hist. Nat. Ardennes*, **68**, 33-36.
- Voisin L. (1981) - Les silicifications en Thiérache ardennaise. Implications paléogéographiques. *Rev. Géogr. Est*, **4**, 265-276.
- Voisin L. (1983) - Données et questions actuelles de géomorphologie en Ardenne occidentale. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **102**, 135-143.
- Voisin L. (1988) - Introduction à l'étude de la Pierre de Stonne et des formations siliceuses associées au sud-ouest de l'Ardenne. Mém. hors-série, Société d'Histoire Naturelle des Ardennes, Charleville-Mézières, 44 p.