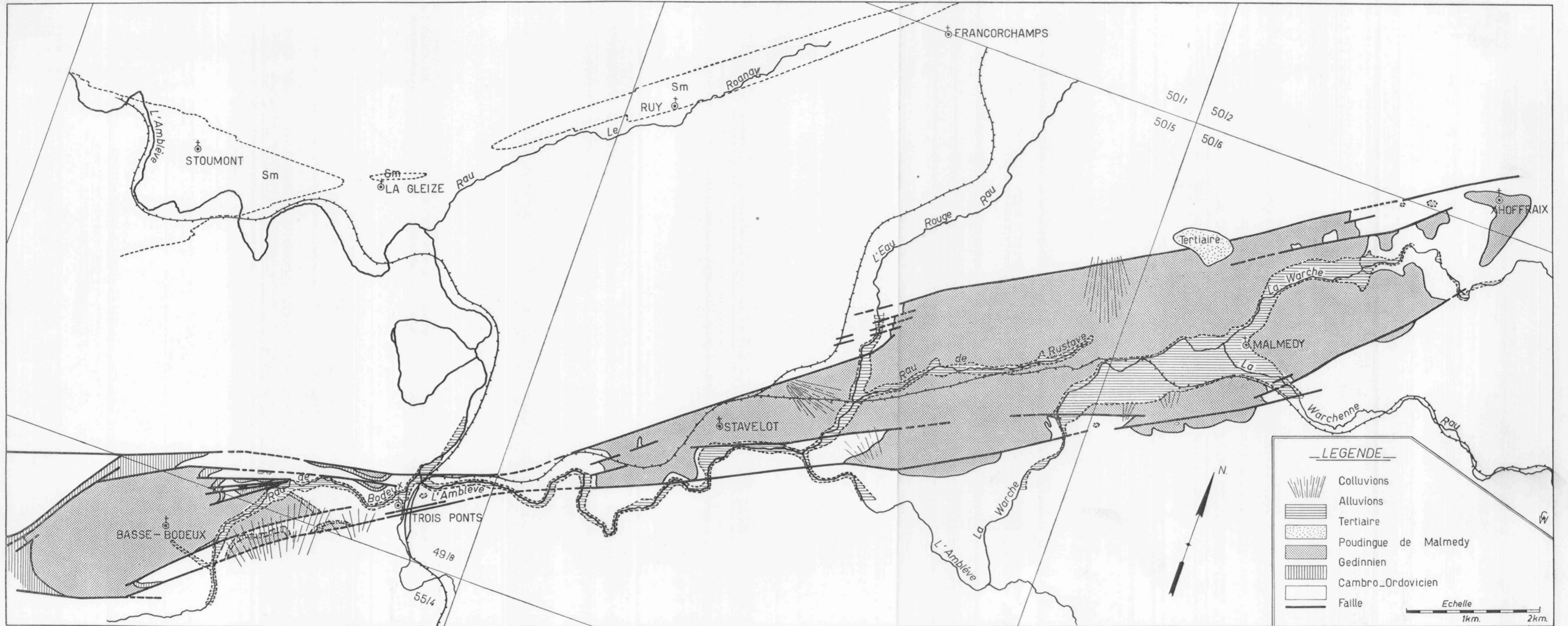

L'origine des collines du Hageland,

par F. GULLENTOPS.








Le Hageland, situé approximativement entre Louvain, Aarschot et Diest, est caractérisé par une série de collines très allongées, parallèles, de direction SO-NE. Au Nord du Demer, ces collines se prolongent dans cette même direction, mais leur relief s'atténue progressivement.

Rappelons que le sommet de ces collines au Sud-Ouest et leur masse entière au Nord-Est du massif est constitué par les sables grossiers et glauconifères du Diestien, sables qui ont été transformés, en partie, en grès ferrugineux.

Ces collines, situées aux extrémités du massif, apparaissent toutes brusquement; au Nord elles se trouvent même isolées dans la plaine campinoise. Elles ont un profil transversal assez symétrique et arrondi; vers l'intérieur du massif elles s'accolent parfois pour former des plateaux à surface horizontale. Entre ces collines, il existe des dépressions dont la surface dépasse généralement celle des élévations voisines. Ces dépressions s'ouvrent largement vers l'extérieur, se rétrécissent progressivement pour finir assez brutalement; elles sont sèches pour



— LEGENDE —

-  Colluvions
-  Alluvions
-  Tertiaire
-  Poudingue de Malmédy
-  Gedinnien
-  Cambro-Ordovicien
-  Faille

Echelle
1km. 2km.

la plupart. La plus grande de ces dépressions, la vallée de Hauwaart, traverse le Hageland de bout en bout et est la seule qui soit drainée par des ruisseaux, la Motte et la Winge, dont les débits sont complètement en désaccord avec la largeur de 3 à 4 km de la vallée.

Parmi les problèmes morphologiques que pose le Hageland, c'est surtout l'existence de cette dépression qui a retenu l'atten-

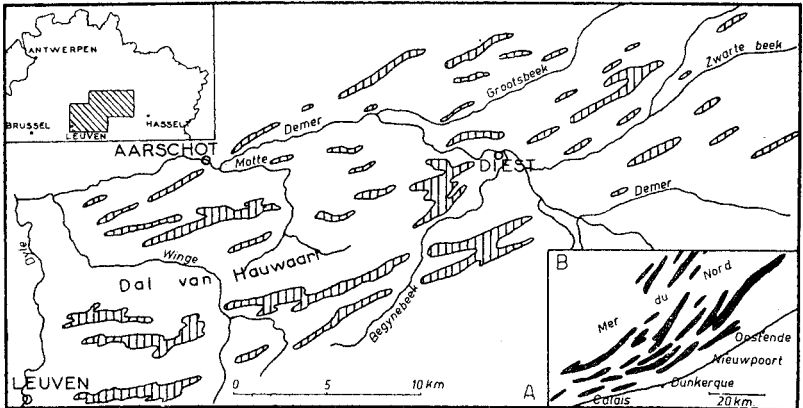


FIG. 1. — A. Les collines du Hageland.

B. Les bancs de sable le long de la côte belge, selon J. Van Veen.

tion des chercheurs. Ainsi, CH. STEVENS (1935) l'explique-t-il par un ancien cours inférieur du Zwartebeek, actuellement affluent septentrional du Demer. Le mécanisme de la transformation du réseau hydrographique reste cependant obscur. M. P. DE BÉTHUNE (1946) explique parfaitement le cours actuel de la Winge, mais le but que se proposa cet auteur ne fut pas d'expliquer la large vallée.

Il est évident qu'il faut rechercher une cause commune à cette large vallée et aux nombreuses petites dépressions qui séparent les collines.

En général, on se borne à dire que l'existence et la conservation des collines est due à la présence de grès ferrugineux sans expliquer pourquoi de tels grès n'ont pas empêché la formation des dépressions, ni pourquoi leur alignement est si parfait.

Si la conservation des collines est due aux grès ferrugineux, il faut en conclure que ces grès n'ont existé que dans les collines; d'autre part, puisque le réseau hydrographique est insuffisant pour expliquer l'alignement, il faut supposer qu'il s'agit de reliefs préexistants : des formes de sédimentation marine.

En étudiant le réseau hydrographique entre Senne et Dyle G. VAN ESBROECK (1935, p. 177) est arrivé à une conclusion voisine, mais son observation pertinente n'a jamais trouvé d'écho.

La figure 1 *b* reproduit, d'après VAN VEEN (1937), le relief du fond de la mer du Nord au large de la côte belge. Ce relief est caractérisé par l'existence de bancs de sable, les Vlaamse Hoofden, digités à leur extrémité, accolés vers l'intérieur avec de larges dépressions intercalaires. VAN VEEN a montré que ces formes sont le résultat de courants de marée parallèles à la côte.

Envisageons la période diestienne. Le principal argument avancé pour attribuer les grès ferrugineux des collines flamandes au Diestien est leur alignement parfait avec le Hageland et la très grande régularité de la courbe ainsi obtenue, qui doit être très proche du rivage réel du Diestien. Les collines du Hageland forment, parallèlement à ce rivage, un complexe de reliefs dont la similitude de configuration avec les Vlaamse Hoofden est remarquable. La figure 1 *a* représente les collines individualisées par une courbe de niveau imaginaire tracée environ 10 m en dessous de chaque sommet.

Nous voyons donc dans des bancs de sable en bordure de la côte diestienne l'origine des collines du Hageland.

On pourrait objecter à cette hypothèse que la régression de la mer diestienne aurait dû détruire ces bancs, étant donné que le retrait du rivage devrait être lié à un nivellement assez important. Faisons toutefois remarquer que la mer diestienne a effectué une transgression rapide prouvée par l'irrégularité de sa base très ondulante aux environs de Louvain. Pourquoi une régression assez vigoureuse n'aurait-elle pas de même conservé en relief subaérien les grandes lignes du relief sous-marin ?

Il est évident que nous ne voulons pas considérer le relief actuel comme un vestige intact de ces bancs de sable originaux. Certaines dépressions pénètrent même dans l'Oligocène et le creusement a certainement été effectué en grande partie pendant le Pléistocène, ce dont assurément personne ne doute.

Mais ce creusement pléistocène a été guidé par les faibles reliefs sédimentaires préexistants.

Après la régression diestienne, la plaine côtière libérée présentait donc de faibles ondulations parallèles à l'ancienne côte. Pendant le Scaldisien le régime de plaine a dû se poursuivre avec peut-être une faible reprise d'érosion. Durant cette période au moins le climat était encore chaud, comme le montre la distribution des foraminifères dans ces couches (VAN VOORHUYZEN et nos propres recherches). Les sables très glauconifères du Diestien pouvaient donc s'altérer et la libération du fer permettait la formation de grès ferrugineux résistants.

Nous ne voulons pas préciser le type exact du sol responsable de cette formation. R. TAVERNIER (1954, p. 544) signale des rubéfections datant vraisemblablement de la fin du Tertiaire mais explique la concrétisation des bancs limonitiques par une altération en rapport avec le balancement d'anciennes nappes phréatiques. G. SCHEYS (1955), par contre, y voit surtout une accumulation absolue, sans influence de nappes phréatiques et qui aurait eu lieu avant le Pléistocène, sous un climat chaud et humide. Ce phénomène est incapable d'expliquer à lui seul la genèse des bancs limonitiques, parce que la percolation est interrompue par la nappe phréatique qui pendant le Pliocène était certainement plus haute que la profondeur des bancs actuels. Tous ces processus ont sans doute été superposés.

Les paléosols tertiaires sont mieux identifiables sur les sommets des collines de Flandre (Pottelberg) entamés par des carrières. Dans les couches supérieures, on observe des taches rouge brique noyées dans une masse, couleur de limonite. Il y a eu superposition de deux paléosols très importants. Le plus ancien, rouge vif, est témoin d'un climat chaud, certainement tertiaire; une seconde altération, également fossile, a partiellement remis en mouvement l'oligiste et un nouveau sol limonitique a presque entièrement résorbé le sol rouge. Il est probable que le second phénomène surtout ait été accompagné de la lixiviation de masses considérables de fer qui se sont déposées comme des gleys géants au contact de la nappe phréatique.

Cette formation de bancs de limonite se poursuit sans doute encore actuellement, là où les conditions sont favorables. Aux environs de Heyst-op-den-Berg, les puisatiers savent par expérience qu'il faut percer le dernier banc de grès ferrugineux pour trouver de l'eau en abondance dans le sable noir glauconifère non altéré sous-jacent.

Déjà au Scaldisien ces grès ferrugineux transformaient les anciens bancs de sable en bastions très résistants, alors que dans les dépressions, par suite de la nappe phréatique élevée, leur formation était nécessairement minime.

Les différentes vagues d'érosion du Pléistocène se sont évidemment répercutées dans les vallées préparées et ont aisément traversé le faible concrétionnement. Dès lors l'érosion des vallées par ruissellement surtout s'est toujours fait en terrain pratiquement non limonitisé tandis que les reliefs grandissants des anciens bancs de sable se consolident à mesure que la nappe phréatique baisse et que de nouveaux bancs ferrugineux se forment, allant même jusqu'à transformer complètement le Diestien, là au moins où il se trouve au-dessus de la nappe phréatique actuelle.

INSTITUT GÉOLOGIQUE.
LOUVAIN.

BIBLIOGRAPHIE.

- BÉTHUNE, P. DE, 1946, Déplacement de cours d'eau en phase de remblaiement. La géologie des terrains récents. (*Bull. Soc. belge Géol.*, pp. 412-419.)
- SCHEYS, G., 1955, De Bodems van het Hageland. (Doctoraal Proefschrift, Leuven.)
- STEVENS, CH., 1935, Le relief de la Belgique. (*Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. XII.)
- TAVERNIER, R., 1954, Le Quaternaire, in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*. (*Soc. géol. de Belg.*)
- VAN ESBROECK, G., 1935, Mouvements tectoniques récents le long de la Basse-Senne et de la Basse-Dyle. (*Bull. Soc. belge Géol.*, t. VI, pp. 166-180.)
- VAN VEEN, J., 1937, Korte beschrijving der uitkomsten van onderzoekingen in de Hoofden en langs de Nederlandse kust. (*Tijds. Kon. Ned. Aards. Gen.*, t. 54, pp. 155-195.)
- VAN VOORTHUJZEN, 1950, La distribution verticale quantitative des foraminifères du Diestien et du Scaldisien au Kruisschans. (*Bull. Soc. belge Géol.*, t. LIX, pp. 204-212.)
-