

Quelques phénomènes géomorphologiques depuis le Pléni-Wurm,

par F. GULLENTOPS.

I. — DUNES PARABOLIQUES EN CAMPINE.

Les dunes continentales de Belgique ont été étudiées par L. PEETERS (1943) qui en a démontré la nature fossile et fait voir leur liaison directe avec les vallées fluviales, rejoignant ainsi la thèse de LEVY (1921).

Nous avons découvert récemment l'existence de dunes paraboliques dans le Nord de la Campine limbourgeoise.

On comprend facilement que ces reliefs n'ont pas été reconnus antérieurement parce que leurs formes primitives ont fortement souffert du remaniement éolien ultérieur et ne sont donc pas décelables sur nos cartes topographiques; de plus, elles sont d'une trop grande envergure pour être englobées en un coup d'œil sur le terrain en paysage boisé.

La dune parabolique des Hoefer Bergen (fig. 1), actuellement libre de toute végétation forestière, a été la première à attirer notre attention. C'est au cours d'une visite des lieux, en compagnie du Professeur H. T. U. SMITH de Kansas University ⁽¹⁾, que nous est apparue la forme originelle de cette dune.

Ces dunes paraboliques sont très bien connues dans la plaine allemande et y ont fait l'objet d'études et de controverses importantes.

F. SOLGER (de 1905 à 1931) a reconnu dans ces dunes un premier noyau composé de sable jaune recouvert d'un podzol important, lequel a été détruit ou recouvert par des dépôts de sables grisâtres dus à un remaniement ultérieur. Il a admis que leurs formes originelles étaient des barchanes produites par des vents dominants de l'Est.

Une série d'auteurs ont combattu cette hypothèse et H. LOUIS (1928) surtout a démontré qu'il s'agissait de dunes paraboliques édifiées par des vents d'Ouest.

Dans les dunes paraboliques des Hoefer Bergen, cet important podzol moulant la forme originelle est bien visible et est

⁽¹⁾ Auquel nous présentons ici nos plus vifs remerciements.

recouvert par différentes couches de sables grisâtres révélant au moins trois phases postérieures de destruction dont une est très active actuellement.

H. T. U. SMITH nous donna l'idée d'essayer de reconstruire la forme topographique ancienne en nous basant sur l'allure du podzol fossile. Nous avons à cet effet effectué près de 200 sondages (1) et levé à la planchette la hauteur exacte à laquelle

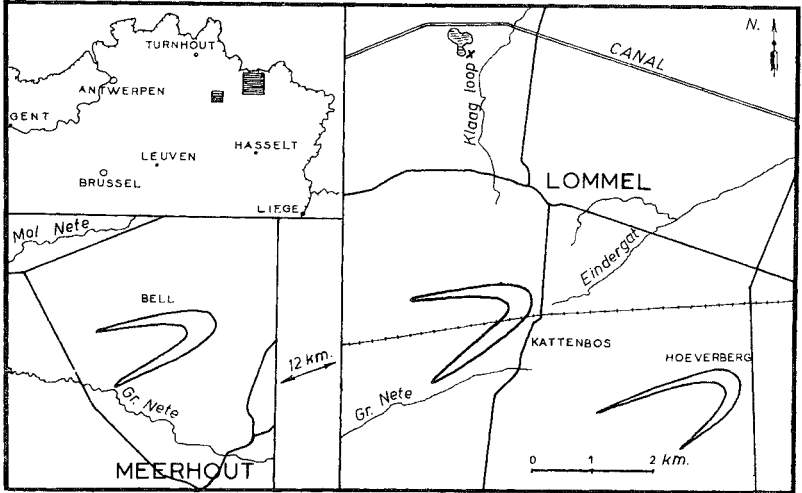


FIG. 1. — Situation de trois dunes paraboliques en Campine.

le podzol a été rencontré. Une trentaine de ces sondages n'ont pas atteint, au bout de 4 m de tiges, l'horizon recherché, c'est dire l'importance du dépôt postérieur recouvrant une partie du flanc oriental.

Les résultats de ces sondages sont donnés sur la figure 2. Les courbes de niveau représentent l'ancienne surface de la dune, telle qu'elle fut fossilisée par le podzol. La hauteur maximum est de 11 m au-dessus de la plaine environnante. Seul le centre de la courbe a été fouillé mais la reconstruction démontre parfaitement la forme originelle parabolique. La pente forte est en effet située du côté extérieur. En un certain endroit, le podzol y forme encore la surface et permet de mesurer une

(1) Nous remercions nos étudiants qui nous ont aidé dans ce travail laborieux : M^{lle} CANAERTS, MM. GAUCQUIE, GRILLET, STERCKX, VERTONGHEN et WALPOT.

pente de 17° . Une excavation dans le cœur de la dune primaire a révélé une belle stratification, inclinée à 26° vers l'extérieur (Est), par suite d'alternances de lits fins et plus grossiers. Remarquons que les grains de 2 mm ne sont pas rares dans ce sable.

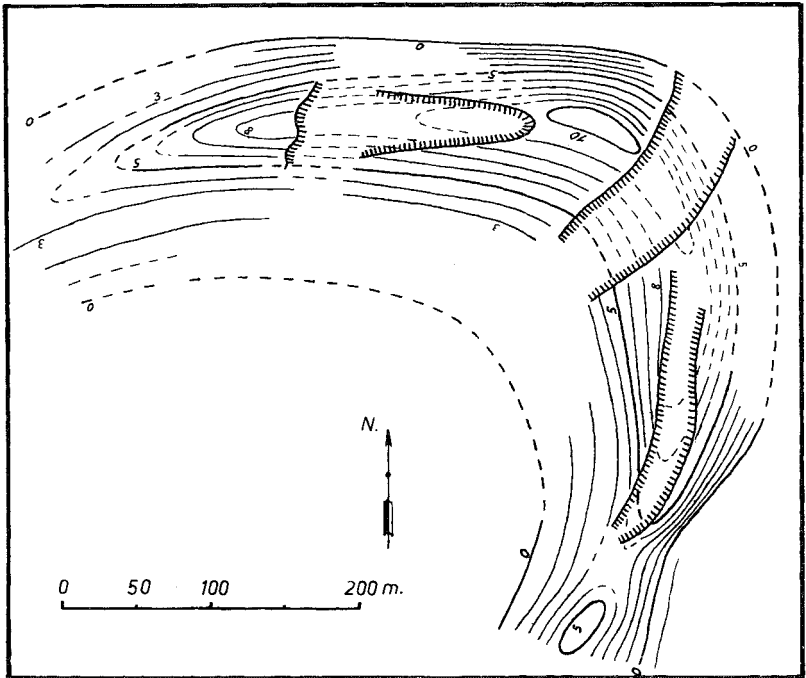


FIG. 2. — Reconstruction de la forme originelle de la partie centrale de la dune parabolique du Hoeverberg. Les courbes de niveau représentent la surface du podzol.

Aucun doute ne peut donc subsister quant à l'allure originelle qui a été schématisée sur la figure 1 à l'aide de photos aériennes sur lesquelles ces formes sont aisément reconnaissables.

Deux autres dunes paraboliques, l'une à Lommel Kattenbos, l'autre entre le village de Meerhout et son hameau de Bell, ont été découvertes sur ces photos.

A l'Ouest du village de Hechtel, à l'extrémité du champ de manœuvres de Bourg-Léopold, deux formes accolées, de dimensions semblables, se distinguent. Leur courbure est plus ouverte et les remaniements par les militaires ne permettent pas de certifier leur identité.

Les trois dunes paraboliques suivent toutes exactement la même direction, s'ouvrent vers l'WSW et leur rayon de courbure assez semblable est de 500 m. Les branches des paraboles n'ont pas la même longueur; aux Hoever Bergen la branche septentrionale, assez rectiligne, peut être suivie dans un bois sur près de 3 km.

Le vent qui a édifié cette dune avait donc une direction prédominante WSW.

La dépression incluse dans la parabole est très horizontale et son profil pédologique présente des caractères d'humidité. Les cailloux roulés provenant des graviers campiniens y abondent d'ailleurs et semblent indiquer que le sable provient de la déflation locale de cet endroit, déflation qui s'est arrêtée par suite de l'humidité croissante et de l'épuisement de la source sableuse. Les éléments de sable grossier signalés antérieurement corroborent cette opinion; ils proviennent de cette terrasse et n'ont certainement pas été transportés sur de grandes distances.

La destruction éolienne postérieure de la dune parabolique de Hoever Bergen semble moins liée à une direction préférentielle. Une trouée a été érodée exactement au milieu et le sable qui en provient forme à l'Est un relief chaotique de petits monticules de 1 à 2 m de hauteur. C'est un relief de « blow-out » suivant H. T. U. SMITH. De chaque côté de cette trouée la dune a été excavée suivant une direction parallèle à sa ligne de crête. La disparition de la végétation en ces endroits les plus élevés et donc les plus secs a visiblement déclenché le remaniement.

Quel est l'âge de ces dunes paraboliques ?

En Allemagne, P. WOLDSTEDT (1954, p. 184) a fait le point et considéré un âge tardiglaciaire et début holocène comme probable.

Les dunes paraboliques de Lommel permettent d'étayer plus profondément cette conclusion :

a) *L'âge limite inférieur.*

Nous avons montré récemment, à l'occasion d'une fouille préhistorique effectuée avec J. VERHEYLEWEGHEN (1956), que, près de la base des sables dunaires de Lommel, existe l'horizon d'Alleröd sous forme d'une couche blanchie de 15 cm en moyenne et à la surface de laquelle une industrie similaire à celle d'Usselo a été trouvée. Ce n'est que le sable supérieur à cet horizon qui prend nettement l'allure d'un relief dunaire. Ce même horizon pédologique a déjà été signalé par G. SCHEYS (1955) dans les

dunes au Nord du Demer, aux environs d'Aarschot, également à leur base. En se basant sur cette observation, R. TAVERNIER (1954) est également arrivé à la conclusion d'un âge tardiglaciaire pour ces dunes de rivière.

Bien qu'amorcée avant l'oscillation Alleröd, la formation des dunes paraboliques s'est donc poursuivie durant le Dryas récent (jungere Tundrenzeit). Remarquons le fait important que le faible réchauffement pendant l'oscillation d'Alleröd a été suffisant pour fixer les dunes par une végétation stable.

b) *L'âge limite supérieur.*

Il importe donc de rechercher durant quelle période de l'Holocène la végétation a repris et a présenté une association plus ou moins semblable à celle de l'Alleröd pour fixer la dune formée entretemps. D'après tous les profils palynologiques publiés et également par celui des tourbières profondes de la plaine alluviale de la Dyle à Louvain, profil établi par W. MULLENDERS (1956), la végétation a rapidement repris durant le Pré-Boréal et depuis le milieu de cette période les conditions furent certainement suffisamment favorables pour permettre la fixation définitive de la dune.

Le podzol dont nous nous sommes servis pour reconstruire la forme originelle de la dune est donc, là où il affleure encore, la résultante de toutes les végétations holocènes qui se sont suivies. G. SCHEYS, R. DUDAL et L. BAYENS (1954) ont d'ailleurs montré que l'horizon illuvial noir (B 1) est spécifiquement dû à la lande qui a succédé à cette forêt, responsable pour la formation de l'horizon illuvial brun (B 2). Cette succession peut avoir eu lieu au subboréal et avoir été accompagnée d'une première période de remaniement. Dans la percée centrale de la dune des Hoefer Bergen existent en effet des vestiges d'un horizon illuvial podzolique uniquement humifère (B 1).

Par contre, les phases suivantes de destruction sont manifestement très récentes puisque le sol formé est un podzol très embryonnaire grisâtre. Elles seraient dues alors à l'intervention de l'homme sur la végétation.

c) *Les conditions physiques de la formation de la dune.*

Le climat du Péni-Glaciaire avec ses nappes de sables de couverture se distingue nettement de celui du Tardiglaciaire, surtout le Supérieur, par ses dunes. Les dunes paraboliques, en effet, ne sont pas des formes de paysage désertique mais

exigent deux conditions pour leur formation. Une végétation assez stable est nécessaire pour servir d'obstacle au sable transporté et d'autre part une source de sable est indispensable.

Ceci nous amène, en Campine, à un paysage tardiglaciaire formé par une végétation certainement maigre mais en tous cas plus dense que celle, périglaciaire, du Pléni-Wurm. Par endroits, cette végétation a dû être détruite et cette source locale de sable a donné lieu à l'accumulation de la dune parabolique en bordure de la zone nue.

La direction du vent nous montre la même différence entre climat périglaciaire et tardiglaciaire. Alors que nous admettons tous maintenant que la direction du vent qui apporta le loess et les sables fins de couverture avait une forte composante septentrionale, les vents dominants qui ont édifié les dunes paraboliques avaient dans nos contrées une direction WSW.

En songeant à l'influence maritime que ces vents ont dû entraîner, on peut conclure que cette période tardiglaciaire est loin d'avoir eu la rigueur du Pléni-Wurm.

II. — L'ÉVOLUTION DE LA PLAINE ALLUVIALE DE LA DYLE.

L'analyse palynologique de sondages dans la plaine alluviale de la Dyle à Louvain (W. MULLENDERS et F. GULLENTOPS, 1956) a révélé plusieurs faits intéressants l'évolution de la plaine alluviale de la Dyle moyenne.

Le gravier de base des alluvions, épais de 2 à 3 m, est surmonté d'une faible épaisseur de limon; l'ensemble est recouvert par un lit régulier de tourbe dont l'épaisseur varie de 1 m à 1,30 m.

W. MULLENDERS a montré (*op. cit.*) que cette tourbe prend naissance au Tardiglaciaire avec l'oscillation Bölling et finit au début de l'Atlantique. Le Dryas ancien supérieur, l'oscillation Alleröd, le Dryas récent, le Préboréal et le Boréal y sont donc représentés. La tourbe est recouverte par 5,20 m d'alluvions limoneuses.

Il s'ensuit que le creusement de la vallée est d'âge glaciaire. Ceci est normal puisque le niveau de la mer était déprimé au maximum par voie glacio-eustatique et que d'autre part, par suite du régime nival des rivières, d'importants débits printaniers et estivaux portaient la capacité d'érosion de la rivière à son maximum. La charge livrée à la Dyle ne dressait pas un obstacle important à l'érosion puisque son bassin est sur-

tout constitué de roches sableuses. Seuls les cailloux résiduels des graviers de base et le grès du Bruxellien demandent une capacité de transport élevée et forment ainsi le fond de la plaine alluviale. Pente, débit et charge permettent donc de placer cette érosion au Pléni-Wurm.

Quand, plus précisément ? Probablement durant le Hesbayen qui est nettement plus humide que la deuxième période, Brabantien (F. GULLENTOPS, 1954). Le fait que l'on ne trouve au-dessus du gravier qu'une si faible couche de limon signifie que la Dyle était encore suffisamment importante pendant le Brabantien pour ne pas laisser se colmater sa vallée par le limon éolien.

Depuis le Tardiglaciaire jusqu'à l'Atlantique la croissance très lente de la tourbière montre que le profil atteint est conservé dans le tronçon de Louvain. L'érosion était impossible par suite du changement du régime fluvial et après la profondeur atteinte durant l'Hesbayen.

L'absence de sédimentation montre que l'effet de la remontée du niveau de la mer n'influencait pas le tronçon en question et que d'autre part à l'amont, la rivière ne recevait pas de sédiments. Ceci s'explique fort bien quand on songe au paysage recouvert de loess encore calcaireux, très perméable, et à la végétation, au début encore steppique, puis forestière, qui fixait le sol.

Mais la tourbière démontre également l'arrêt de l'apport éolien de loess dès le début du Tardiglaciaire. Ceci est parfaitement en accord avec le changement de direction des vents noté antérieurement pour les dunes paraboliques de cette même période. On connaît bien en Autriche et en Allemagne de rares loess tardiglaciaires, mais ils sont liés à une source locale, surtout de plaines alluviales, et sont comparables alors à des dunes de rivières.

Notons également que durant le Boréal aucun changement ne s'est manifesté et qu'un creusement boréal des rivières (R. TAVERNIER, 1954, p. 576) ne peut donc être généralisé.

Au début de l'Atlantique la tourbière était noyée par un apport massif de limon fluvial. Il est peu probable que le niveau élevé de la mer en ait été la cause principale. Celle-ci est à rechercher dans une augmentation de la charge. Ce limon ne provenait certes pas du ruissellement, contre lequel le couvert forestier dense de l'Atlantique constituait un obstacle effectif, mais bien du ravinement. Les ravins qui sillonnent

actuellement les forêts de Meerdaal et de Soignes sont bien connus. Lors de la mise en culture ces formes s'atténuent rapidement par suite du colmatage par du limon de ruissellement. Ces ravins sont donc caractéristiques pour l'érosion sous forêt. Ils ont dû être très actifs pendant l'Atlantique, période pluvieuse par excellence. Depuis lors, l'apport limoneux n'a fait que croître, le ruissellement gagnant de l'importance par suite du déboisement.

La Basse-Dyle a-t-elle connu la même évolution ?

A première vue cette évolution ne nous explique pas la série d'énormes méandres abandonnés signalés par G. VAN ESBRÖECK (1935) et plus spécialement celui de Tremelo signalé par B. VAN DE POEL (1944).

Le diamètre de ces méandres est 6 à 7 fois supérieur à celui des petits méandres de la Dyle actuelle. Aucun débit fluvial holocène de la Dyle n'a pu donner de tels méandres. La solution est donnée par la comparaison des gabarits des méandres compris dans les tronçons de l'Escaut et du Rupel qui sont actuellement encore soumis aux courants de marées. En effet, la similitude entre ces méandres estuariens et les grands méandres abandonnés est frappante. Ces grands méandres sont donc des vestiges d'une période durant laquelle le régime estuarien pénétrait beaucoup plus profondément dans nos vallées, pour la Dyle jusqu'aux portes de Louvain, pour la Senne au moins jusqu'à Elewytt, pour l'Escaut au moins jusqu'à Destelbergen.

Cette pénétration profonde des estuaires doit correspondre à un niveau marin élevé, condition qui se trouve certainement réalisée à partir de l'Atlantique. D'après R. A. DALY (1934) le niveau marin atlantique aurait été plus élevé que l'actuel. Ceci n'est toutefois pas généralement admis, comme le montrent les discussions au Symposium Quaternary changes in level (1954). Une étude approfondie, que nous projetons avec W. MULLENDERS à propos de ces méandres, nous permettra peut-être de préciser cette question.

L'évolution de la Dyle inférieure peut dès lors être résumée comme suit : creusement maximal hesbayen comme à l'amont. Parallèlement à l'évolution de la vallée flamande plus à l'Ouest (R. TAVERNIER, 1946), il faut admettre un remblaiement pendant le Brabantien. En effet, nous sommes ici dans le domaine des sables de couverture, plus grossiers que le loess et plus difficilement transportables. Les observations (R. TAVERNIER,

1949) faites lors de l'excursion de notre Société au Sifferdok soulignent le caractère fluvial de ce remblaiement.

Les dunes de Keerbergen au Nord de la Dyle, qui sont recouvertes du même podzol que les dunes paraboliques de la Campine, et les dunes au Nord du Demer (SCHEYS, 1955) trouvent leur source de sable au Tardiglaciaire dans ces dépôts de remblaiement.

L'ancien exutoire étant bouché, le nouvel estuaire de l'Escaut se forme maintenant par Anvers, comme l'a montré R. TAVERNIER (1946). Nous pouvons avancer un argument supplémentaire prouvant l'existence de l'Escaut d'Anvers, au début de l'Holocène. En effet, le gabarit des grands méandres abandonnés de l'Escaut augmente depuis Destelbergen jusqu'à Overmeire, donc déjà dans le sens de l'écoulement actuel.

Dans la Basse-Dyle le remblaiement de l'estuaire se fait par la succession de deux régimes fluviaux. L'un, estuarien, opère par sédimentation du type poldérien, tel qu'on l'observe encore maintenant le long de l'estuaire de l'Escaut; ses alluvions sont donc principalement argileuses. L'autre, proprement fluvial, est l'action d'une petite rivière à méandres chargée de limon dont la sédimentation rapide se fait par levées naturelles. Cette dernière sédimentation limoneuse est la seule à avoir existé dans la Dyle moyenne comme nous l'avons montré au début de cette étude. Elle progresse maintenant vers l'aval au-dessus des alluvions argileuses estuariennes et y dépose un ruban bombé de limon au milieu duquel la rivière coule. Dans la partie amont de cette section, cette sédimentation limoneuse a couvert toute la largeur de la plaine alluviale, mais vers l'aval le ruban se rétrécit pour ne plus atteindre qu'une dizaine de mètres de largeur à Muyzen près de Malines. Les traces des grands méandres estuariens ne s'observent qu'aux endroits où les dépôts de la plaine estuarienne n'ont pas encore été recouverts. Seulement là également des alluvions ont été indiquées sur la carte géologique, alors que les alluvions limoneuses contrastant fortement avec les argileuses (champs s'opposant aux prairies) ont été considérées comme des dépôts pléistocènes, ce qui a donné l'image d'une Dyle coulant en dehors de ses alluvions.

BIBLIOGRAPHIE.

- DALY, R. A., 1934, A recent worldwide sinking of the ocean-level. (*Geol. Mag.*, t. 57, pp. 246-261.)
- GULLENTOPS, F., 1954, Contributions à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. (*Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. XVIII, pp. 123-252.)
- LEVY, F., 1921, Die belgischen Binnendünen. (*Geol. Rundschau*, pp. 150-155.)
- LOUIS, H., 1928, Die Form der norddeutschen Bogendünen. (*Zeitschr. Geomorphologie*, t. 4.)
- MULLENDERS, W. et GULLENTOPS, F., 1956, Évolution de la végétation et de la plaine alluviale de la Dyle, à Louvain, depuis le Pléni-Wurm. (*Ac. roy. Sc.*, t. XLII, p. 1123-1137.)
- PEETERS, L., 1943, Les dunes continentales de la Belgique. (*Bull. Soc. belge Géol.*, t. LII, pp. 51-60.)
- SCHEYS, G., DUDAL, R. et BAYENS, L., 1954, Une interprétation de la morphologie de podzols humo-ferriques. (*C. R. Congr. Int. de la Science du Sol*, Léopoldville.)
- SCHEYS, G., 1955, De Bodems van het Hageland. (*Doctoraal Proefschrift*, Leuven.)
- SOLGER, F., 1931, Der Boden Niederdeutschlands nach seiner letzten Vereisung. (*Reimerverlag*, Berlin.)
- Symposium Quaternary Changes in Level, especially in the Netherlands. (*Geol. en Mijnb.*, n° 6, La Haye, 1954.)
- TAVERNIER, R., 1946, L'évolution de l'Escaut au Pléistocène supérieur. (*Bull. Soc. belge Géol.*, t. LV, pp. 106-125.)
- 1949, Compte rendu de l'excursion du 5 novembre aux travaux de creusement du Sifferdok à Gand. (*Ibid.*, t. LVIII, pp. 383-388.)
- 1954, Le Quaternaire, in Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. (*Soc. Géol. de Belg.*)
- VAN DE POEL, B., 1944, Trois méandres recoupés dans la vallée du Demer. (*Bull. Soc. belge Géol.*, t. LII, pp. 199-205.)
- VAN ESBROECK, 1935, Mouvements tectoniques récents le long de la Basse-Senne et de la Basse-Dyle. (*Ibid.*, t. VI, pp. 166-180.)
- VERHEYLEWEGHEN, J., 1956, Le Paléolithique final de culture périgordienne du gisement préhistorique de Lommel, avec la collaboration de F. GULLENTOPS. Communication présentée en février 1956 à la Société belge de Préhistoire. (Sous presse.)
- WOLDSTEDT, 1954, Das Eiszeitalter. I. Enkeverlag, Stuttgart.