

SESSION EXTRAORDINAIRE

de la Société géologique de Belgique et de la Société Belge
de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie

tenuë du 25 au 28 septembre 1949 à Anvers et aux Pays-Bas.

COMPTE RENDU DES EXCURSIONS.

La session extraordinaire annuelle réunissant les deux Sociétés géologiques s'est tenue en 1949 à Anvers et aux Pays-Bas, du 25 au 28 septembre. Le soin de l'organisation revenait cette année à la Société Belge de Géologie et fut confié à M. R. Tavernier, qui s'était assuré le concours de M. C. Edelman, membre d'honneur de nos deux Sociétés, et de plusieurs de ses collaborateurs.

Les personnes suivantes ont pris une part effective, en tout ou en partie, aux travaux de la session :

MM. Ch. Ancion, R. Cambier, M. et M^{me} Camerman, MM. E. Darteville, P. de Béthune, G. Dewitte, J. de Roubaix, P. Dumon, A. Delmer, C. H. Edelman, F. Geukens, A. Grosjean, M. Gulinck, F. Gullentops, A. Hacquaert, E. Hoge, G. Leclercq, M^{me} M. A. Lefèvre, MM. A. Louis, N. Lykiardopoulo, P. Macar, G. Mortelmans, J. Nicaise, L. Nys, R. Roncart, G. Schaar, F. Snacken, J. Scheere, P. Stassen, G. Scheys, R. Tavernier, O. Tulippe, P. Vanderhasselt, A. Vandervee, R. Van Hoorne, W. Van Leckwyck.

Aux Pays-Bas, plusieurs membres du « Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap » et des collaborateurs de la « Stichting voor Bodemkartering » se sont joints à nous, notamment :

MM. J. Bennema, R. Crommelin, C. H. Edelman, H. Egberts, G. Maarleveld, A. J. Pannekoek, L. Pons, Rutten, J. Schelling, K. Van der Meer, R. Van der Schans.

Soit au total 47 participants.

Un livret-guide sommaire avait été remis aux participants.

Première journée : dimanche 25 septembre.

PREMIÈRE PARTIE : EXCURSION DANS LES POLDERS.

Sous la direction de MM. R. TAVERNIER et F. SNACKEN.

Cette journée est consacrée en ordre principal à l'étude des alluvions de l'Escaut en aval d'Anvers et de leur substratum.

On suivra l'itinéraire parcouru sur la figure 1 qui indique également les endroits où des observations ont été faites. Ces points sont numérotés de 1 à 9; dans le texte qui suit ces numéros sont rappelés entre crochets [].

Parti de Bruxelles à 9 heures, l'autocar traverse Anvers et se dirige vers Austruweel par la route du Noordkasteel. Empruntant le chemin sinueux du « Castelweg », on traverse le polder d'Austruweel, dont l'aspect monotone est encore accentué par l'étendue uniforme des prairies.

M. Tavernier esquisse brièvement la genèse et la topographie des polders de l'Escaut :

« Le relèvement du niveau marin a transformé graduellement l'Escaut en aval d'Anvers en un bief maritime, à marées importantes. Par suite de l'action des courants de marées, le lit s'est sensiblement élargi et approfondi et, presque partout, les dépôts de l'ancienne plaine alluviale du fleuve ont été érodés. D'autre part, le relèvement du niveau marin a provoqué une inondation des parties basses de la plaine en bordure du fleuve. Ceci explique la largeur exceptionnelle de la plaine alluviale actuelle de l'Escaut et la faible épaisseur des alluvions.

» Les dépôts de la plaine alluviale de l'Escaut au Nord d'Anvers sont d'âge historique, postérieurs au IV^e siècle. Ils reposent généralement sur de la tourbe, dite de surface, parfois aussi directement sur des sables pléistocènes, et même pliocènes.

» D'après leur genèse, M. F. Snacken a distingué trois groupes de polders ⁽¹⁾ :

- » 1. Les polders anciens ou « Oudland »;
- » 2. Les polders de rupture ou « Inbraakpolders »;

(1) F. SNACKEN, De bodemkartering van de Scheldepolders (*Natuurwet. Tijdschr.*, t. XXXI, pp. 87-96, 1 fig., Gent, 1949).

- » 3. Les polders récents ou « Nieuwland » et, en outre,
- » 4. Une zone marginale ou « Randgebied ».

» 1. *Les polders anciens* sont localisés au Sud de la ligne Lillo-Meerdonck. On y trouve, sous le Quaternaire, des forma-

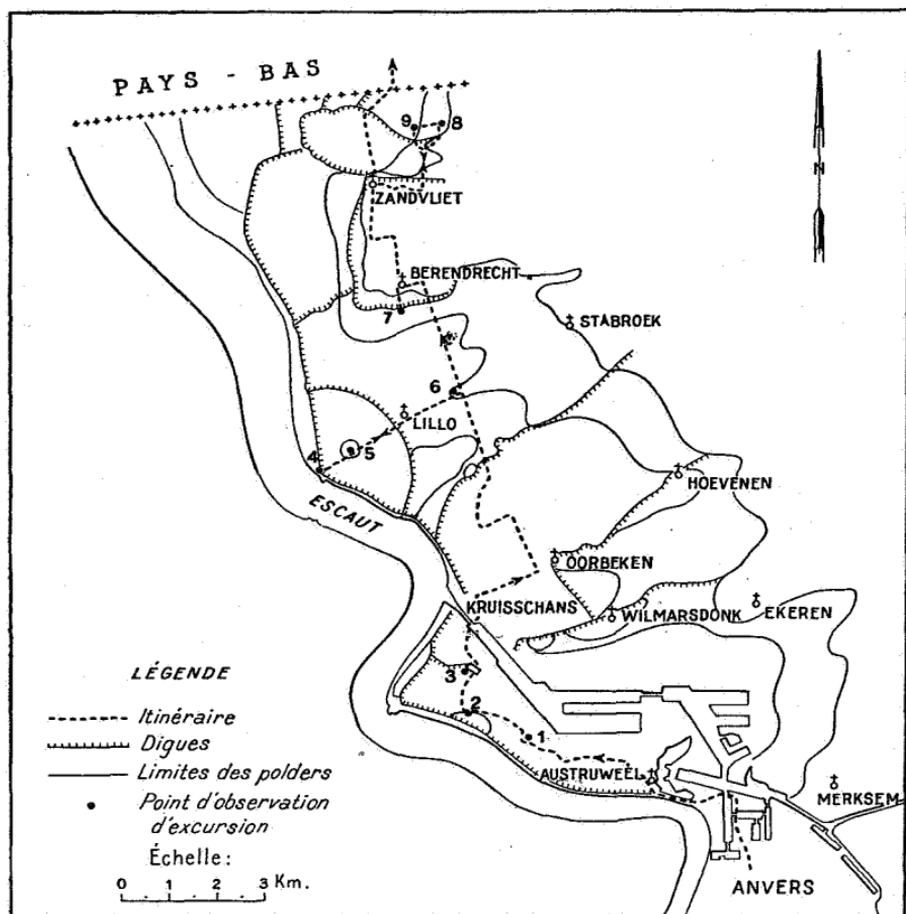


FIG. 1. — Itinéraire suivi en Belgique.

(Lire Oorderen et non Oorbeken.)

tions pliocènes marines du Scaldisien, constituées par des sables gris verdâtre, glauconifères et riches en coquilles.

» Ces dépôts sont généralement recouverts de sables grossiers, contenant vers la base de petits cailloux de silex et de quartz éolisés. Ce sont des sables de couverture (« dekszanden ») d'origine nivéo-éolienne et d'âge pléistocène qui ont parfois connu ultérieurement un remaniement partiel.

» Une couche de tourbe, dite « tourbe de surface », épaisse de 2 m en moyenne, recouvre presque entièrement les dépôts précités. Elle s'est formée en majeure partie avant la transgression dunkerquienne, donc avant la fin du IV^e siècle de notre ère. C'est vers cette époque que la sédimentation des alluvions actuelles a commencé. Elle s'est effectuée dans des eaux quasi douces sous un régime fluvial à faibles courants de marée.

» L'endiguement de ces polders, réalisé à partir du XI^e siècle, a mis fin au cycle de sédimentation amorcé. La quantité des matériaux déposés lors des ruptures de digues postérieures est restée insignifiante dans les polders anciens.

» 2. *Les polders de rupture* ont été originellement des polders anciens. Des ruptures de digues, importantes et fréquentes à partir de l'approfondissement du Hont au XIV^e siècle, ont provoqué des phénomènes d'érosion et de sédimentation. En certains endroits, les dépôts des polders anciens, de même que la tourbe sous-jacente, ont été érodés. Les courants de marée ont favorisé le creusement de chenaux, dont quelques-uns sont incomplètement colmatés et encore visibles à l'heure actuelle. Aux environs des points de rupture (« weel »), ainsi que le long des chenaux, des sables ont été déposés, tandis que sur les « schorres » typiques, ainsi qu'au pied des digues intérieures, on trouve uniquement des dépôts très argileux.

» 3. *Les polders récents* sont caractérisés par un sol homogène, formé essentiellement d'argile brunâtre. La plupart d'entre eux ont été endigués au XIV^e siècle. Ils peuvent être d'origine différente : tantôt ce sont des anciens schorres hors digue, endigués au stade de maturité, tantôt ce sont d'anciens polders de rupture, ayant connu une très longue période d'inondation, ayant permis aux schorres d'envahir toute la superficie et aux courants de marée d'y déposer une couche d'argile, dont l'épaisseur est de l'ordre d'un mètre en moyenne.

» 4. *Les zones marginales*. En bordure de la plaine alluviale de l'Escaut, on trouve une zone où l'épaisseur des dépôts alluvionnaires est très faible, généralement inférieure à 1 m, reposant directement sur le soubassement pliocène ou pléistocène.

» Ce soubassement est comparable à celui des polders anciens. Au Nord de Lillo il se compose partout de sables grossiers d'âge pléistocène.

» Ces sables ont un micro-relief parfois très prononcé, ce qui a provoqué des différences d'épaisseurs notables des alluvions. Nombreux sont les endroits à peine recouverts d'alluvions; il existe même des îlots non recouverts (« donk »). La zone de contact entre alluvions et dépôts anciens est souvent perturbée, formant ainsi des dépôts hétérogènes, formés de mélanges d'argile fine et de sable grossier. Généralement ceux-ci se caractérisent par de mauvaises qualités agricoles (« gebroken grond », « klietgronden », « getgronden »).

L'autocar s'arrête au lieu-dit « Blauwhekken » [1], sur un îlot sableux perçant la couverture poldérienne et entouré par des prairies basses à sous-sol tourbeux. Deux sondages, exécutés à environ 100 m de distance, montrent des profils fort différents.

Profil 1.

De 0 à 50 cm : argile gris brunâtre, assez compacte, légèrement sableuse;

De 50 à 80 cm : argile grise, compacte;

De 80 à 115 cm : tourbe noire, avec débris xyloïdes.

Profil 2.

De 0 à 30 cm : sable légèrement argileux, humifère;

De 30 à 70 cm : sable jaunâtre;

De 70 à 100 cm : sable grisâtre, avec quelques grains de glauconie.

Le profil 1, formé par une couche d'argile, reposant sur la tourbe, est caractéristique d'une cuvette alluviale des polders anciens. La compacité de l'argile est un indice de sédimentation dans un milieu relativement tranquille, condition réalisée en dehors de la zone des chenaux. Le caractère un peu plus sableux des premiers 50 cm est dû à une rupture de digue postérieure.

Le profil 2 se situe au centre du petit îlot sableux qui perce la couverture argileuse du polder. Les eaux n'ont pratiquement pas recouvert cet îlot et la couche arable est constituée par du sable à peine argileux.

A partir de cet îlot, la couche supérieure devient de plus en plus argileuse, par suite du mélange de sable préalluvial avec de l'argile alluviale (« gebroken gronden »).

Il est intéressant de noter que les îlots sableux constituent le lieu de prédilection pour l'emplacement des fermes, par

suite de leur élévation topographique. La présence d'eau potable à faible profondeur, grâce à l'absence de tourbe dans le sous-sol, y favorise également l'habitat.

Longeant ensuite le « Halve Maan » [2], on remarque un contraste frappant entre les pâturages du polder ancien d'Austruweel et les terres de culture du polder récent « Halve Maan ». Le niveau de ce dernier est supérieur d'environ 1 m à celui du polder ancien. Une argile brune, compacte, épaisse de 1 m en moyenne, forme le sol du polder récent.

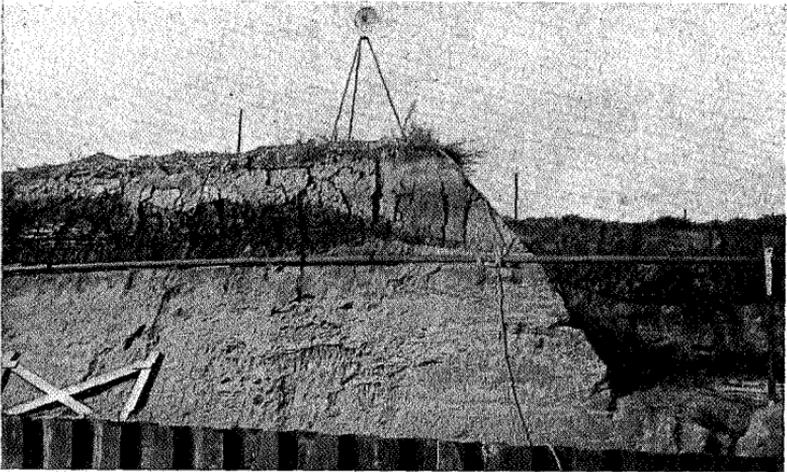


Photo J. DE ROUBAIX.

Chantier de la Petrofina au Kruisschans.

Couche de tourbe sous l'argile poldérienne; on remarque nettement un chenal colmaté, creusé dans la tourbe.

Arrivés au port pétrolier en construction de la « Petrofina » [3], les participants sont accueillis par M. l'ingénieur Uyttendaele, qui leur donne un bref aperçu des travaux en cours. A l'emplacement des ponts prévus pour l'écluse, la profondeur de la tranchée atteignait environ 6,50 m au moment de l'excursion.

La succession des couches, observable dans la paroi Sud de la tranchée, qui est longue d'environ 135 m, est la suivante :

5. Argile sableuse brunâtre, humifère, se chargeant graduellement vers le bas de linéoles sableuses, glauconifères avec parfois quelques fragments de coquilles triturées. Puissance moyenne : 0,40 m.

4. Argile compacte, gris brunâtre, à structure prismatique, avec quelques taches tourbeuses à la base. Puissance moyenne : 0,60 m.
3. Tourbe noire, xyloïde, présentant, surtout dans sa partie moyenne, plusieurs troncs d'arbres couchés; vers la base on observe de nombreux grains de sable lavés. Cette couche de tourbe est nettement délimitée tant au sommet qu'à la base. Sa puissance est sensiblement égale sur toute la longueur de la tranchée. Cependant, en quelques endroits, la surface de la tourbe est profondément ravinée en forme de chenaux présentant un remplissage caractéristique par de minces couches argilo-sableuses finement stratifiées alternant avec des linéoles tourbeuses. Puissance moyenne : 1,30 m.
2. Sable à grain moyen, tantôt bleu, tantôt jaunâtre, à reflet violacé, dans lequel on retrouve des racines (ancien sol de végétation). Ce sable est localement argileux, de teinte jaune verdâtre. Des grains de glauconie ainsi que de rares cailloux de quartz et de silex éolisés se rencontrent à la base. Le contact avec la tourbe susjacent est horizontal et régulier, tandis que la ligne de contact avec les dépôts sous-jacents est très sinueuse. La puissance de cette couche est variable, mais dépasse rarement 0,30 m.
1. Sable glauconifère et coquillier fortement oxydé au sommet et localement concrétionné par la limonite. Vers le bas le sable passe à un banc coquillier assez altéré. La ligne de contact avec la couche susjacent est très sinueuse et évoque de la cryoturbation, tout en ne présentant que peu de « poches typiques ». Le banc coquillier, d'allure festonnée, semble épouser les sinuosités du contact. Sous le banc, les sables sont moins altérés et deviennent légèrement argileux vers 1,50 m au-dessous du contact; les coquilles deviennent rares et l'ensemble acquiert une couleur grise, légèrement verdâtre.

Les couches 5, 4, 3 et 2 sont considérées comme quaternaires et la couche 1 comme pliocène (Scaldisien-Poederlien).

Une étude minutieuse du terrain à l'aide de nombreux petits sondages a permis d'établir que les linéoles de sable glauconifère qui se trouvent à la base de la couche 5 proviennent de l'entraînement de sables pliocènes lors de ruptures de digues.

On sait en effet qu'à l'endroit d'une rupture de digue les eaux déversantes creusent le sol par un mouvement tourbillonnaire, donnant naissance à des bas-fonds de plusieurs mètres, connus dans la région sous le nom de « weel ». Les matériaux enlevés au fond du « weel » (constitués ici de sable pliocène) sont entraînés et déposés en une mince couche à la surface du polder inondé.

L'argile compacte gris brunâtre (couche 4) s'est déposée lors des inondations de la plaine tourbeuse, par suite d'une recrudescence des marées dans le Bas-Escaut, provoquée par le relèvement du niveau marin. Les ravinelements de la surface supérieure de la tourbe, avec remplissage sableux, correspondent à d'anciens chenaux creusés dans la tourbe et colmatés ultérieurement.

La couche de tourbe est constituée essentiellement par une tourbe de forêt. M. R. Van Hoorne, qui en fait actuellement l'étude paléobotanique, la considère comme d'âge atlantique et subboréal et comparable à la tourbe d'Heusden ⁽²⁾. Elle diffère de la tourbe de la plaine maritime étudiée par F. Stockmans, C. Vanden Berghen et R. Van Hoorne ⁽³⁾, par l'absence d'un niveau à mousses.

M. Van Hoorne signale en outre qu'il a relevé la présence de pollen de pin en quantité assez notable (10 à 12 %).

Les sables de la couche n° 4 sont considérés comme des sables de couverture d'origine nivéo-éolienne, datant du Pléistocène supérieur.

Une description plus complète de la couche 1 (Pliocène) figure dans le Compte rendu de l'excursion ⁽⁴⁾ effectuée par la Société Belge de Géologie le samedi 10 décembre 1949, au moment où les travaux de creusement ont atteint leur profondeur maximum.

Avant de quitter les chantiers, des rafraichissements sont offerts aux participants par la Compagnie Belge des Bétons;

⁽²⁾ Voir R. HOORNE, Etude pollinique d'une tourbière à Heusden-lez-Gand (Belgique) (*Bull. Mus. roy. Hist. nat. Belgique*, t. XXI, n° 18, Bruxelles, 1945).

⁽³⁾ F. STOCKMANS, C. VANDENBERGHEEN et R. VAN HOORNE, Het veenonderzoek in de streek van Lampernisse-Pervijze (*Natuurwet. Tijdschr.*, t. XXXI, pp. 154-160, 1 fig., Gent, 1949).

⁽⁴⁾ R. TAVERNIER et M. GULINCK, Compte rendu de l'excursion du 10 décembre 1949 [*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LVIII (1949), p. 389].

M. Cambier, secrétaire général de la Société Belge de Géologie, remercie M. Uyttendaele en des termes choisis.

L'autocar nous amène par Oorderen vers Lillo, où un lunch sur provisions est rapidement consommé.

Une courte visite au port de Lillo [4] permet d'observer la formation de « slikkes » et de « schorres ».

A « Oud Lillo » [5] la topographie accuse une élévation sensible due à la présence de sables pléistocènes en surface, reposant vers 1 m de profondeur sur des sables glauconifères et coquilliers du Pliocène supérieur.

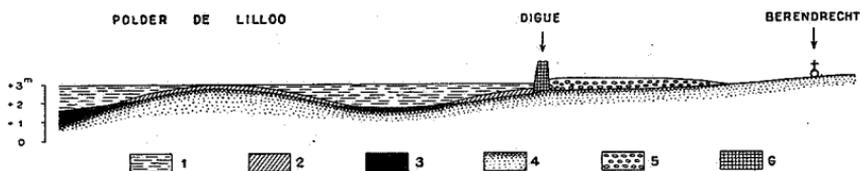


FIG. 2. — Coupe schématique des profils de sol de la partie Nord du polder de Lillo.

1. Alluvions argileuses et sableuses du polder de Lillo.
2. Argile hétérogène, sableuse et compacte (« klietgrond » et « gebroken grond ») résultant du mélange de matériaux poldériens avec des dépôts pléistocènes.
3. Argile tourbeuse et tourbe.
4. Dépôts préalluviaux, montrant souvent un paléosol au sommet.
5. Dépôts de rupture de digues.
6. Ancienne digue du polder de Lillo.

Au croisement des routes d'Anvers et de Stabroek [6], les formations pliocènes se trouvent immédiatement sous de l'argile poldérienne. C'est l'endroit le plus septentrional, à notre connaissance, où l'on trouve ces dépôts quasi en affleurement.

Un sondage effectué sur un îlot sableux, recouvert d'un sol argilo-sableux (« gebroken grond »), montre un profil analogue à celui observé dans le polder d'Austruweel. Le sable sous-jacent, d'un blanc jaunâtre, contient de rares grains de glauconie. La présence, près de la surface du sol, de sables pléistocènes ou pliocènes a une influence néfaste sur les qualités agricoles. Ceci se manifeste dans les différences de la crois-

sance de la betterave suivant les endroits où on la cultive; la parcelle située en bordure de ce flot sableux le montre nettement.

Nous continuons notre route vers Berendrecht, en traversant le polder de Lillo. C'est un polder de rupture qui connut plusieurs fois des inondations, dont la dernière en date est de 1875. Celle-ci fut particulièrement importante et provoqua le creusement d'un système de chenaux, qui se marque encore nettement dans le terrain par suite du colmatage incomplet. Le long de ces chenaux s'observent des zones légèrement surélevées, généralement sableuses, dues à l'accumulation de matériaux amenés par les courants de marée.

Arrivés à Berendrecht [7], nous nous arrêtons assez longuement le long de la digue formant la limite septentrionale du polder de Lillo, dans le but d'étudier les formations déposées par les ruptures de digues. Aux environs du « weel » de Berendrecht, situé en dehors du polder de Lillo, un sondage exécuté montre la coupe suivante (voir fig. 2) :

- De 0 à 40 cm : argile sableuse, brunâtre;
- De 40 à 80 cm : argile sableuse, grise, compacte;
- De 80 à 90 cm : sable grossier, noir, très humifère, faiblement argileux, contenant des fragments de briques;
- De 90 à 100 cm : sable grossier, gris, un peu violacé;
- 100 cm et plus : sable grossier, pur.

Ce profil peut s'interpréter de la manière suivante :

- De 0 à 80 cm : matériaux entraînés au fond du « weel » creusé lors de la rupture de la digue. Ce dépôt est formé en majeure partie de sable préalluvial mélangé avec de l'argile poldérienne.
- De 80 à 90 cm : ancien sol; d'après des documents historiques le centre du village de Berendrecht fut anciennement situé dans ces parages. La présence de nombreux fragments de briques à ce niveau s'explique aisément dans ce cas.
- De 90 cm et plus : sable préalluvial, d'âge boréal ou pléistocène supérieur.

Un deuxième sondage, exécuté dans le polder de Lillo, à proximité d'un flot pléistocène, montre, sous une couche d'argile plus ou moins sableuse, la présence, vers 80 cm de profondeur, d'un niveau d'argile mélangé de grains de sable

assez grossier et caractérisé au point de vue pédologique par une structure particulière. A l'état sec, cette couche devient très dure et imperméable, tandis qu'à l'état humide elle est très plastique, tout en restant imperméable.

Ces sols, de valeur agricole médiocre, sont appelés « kietgronden » dans la région.

L'excursion en Belgique se termine par une visite rapide au Kabeljauwpolder, situé au Nord de Zandvliet. A la bordure orientale de ce polder [8], on observe des sables préalluviaux grossiers en affleurement, se couvrant graduellement vers l'Ouest d'une couche d'argile des polders. Au contact de ces deux dépôts on trouve à nouveau une zone caractérisée par un mélange intime du sable avec l'argile alluviale.

Ces sables deviennent moins grossiers en profondeur et reposent vers 1,40 m sur des sables fins, glauconifères, très micacés. Il s'agit vraisemblablement d'un dépôt marin d'âge icénien contemporain des argiles de Rijkevorsel en Campine ⁽⁵⁾.

Plus à l'intérieur de ce polder [9], la couche d'argile poldérienne s'épaissit rapidement et repose sur le sable préalluvial par l'intermédiaire d'une mince couche de tourbe. Cette couche d'argile est très homogène et recouvre les polders récents d'une manière uniforme, à l'exception de quelques îlots sableux.

Après la traversée de la frontière, l'autocar file à toute allure vers Bois-le-Duc, où l'on arrive vers 20 heures.

DEUXIÈME PARTIE : SÉANCE GÉNÉRALE A BOIS-LE-DUC.

Après le dîner du soir, à l'hôtel Oranjehof, M. Camerman, vice-président de la Société Belge de Géologie, ouvre la séance en proposant, pour les journées qui vont suivre, la constitution d'un bureau comprenant les personnalités suivantes :

Président : M. PAUL MACAR;

Vice-Président : M. CH. ANCIEN;

Secrétaire : M. R. TAVERNIER;

Trésorier : M. A. DELMER.

Ces propositions sont unanimement approuvées.

(5) R. TAVERNIER, Les formations quaternaires de la Belgique en rapport avec l'évolution morphologique du pays (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LVII, 1948, p. 614).

M. P. Macar prend place au fauteuil présidentiel et en premier lieu remercie très aimablement l'assistance pour la sympathie et la confiance qu'elle vient de lui témoigner. Il exprime ensuite des remerciements à MM. R. Tavernier et F. Snacken, pour l'organisation de cette première journée d'excursion, si intéressante et instructive à maints points de vue.

Il passe alors la parole à M. C. H. Edelman et le remercie aimablement, lui et ses collaborateurs, d'avoir bien voulu assurer aux Pays-Bas l'organisation de l'excursion.

M. Edelman se déclare très sensible à ces compliments et commence immédiatement un exposé succinct de la géologie de l'entre-Meuse-et-Waal, région qui fait l'objet de la journée d'excursion du lendemain et qui est consacrée à l'étude des différents dépôts fluviaux depuis le Tardiglaciaire jusqu'à l'époque actuelle :

« Les dépôts tardiglaciaires du Rhin, confinés au Sud et à l'Ouest de la moraine de poussée du « Rijkswoud », sont composés de couches limoneuses (« leemlagen ») de 50 cm à 1 m d'épaisseur. Ces formations datent du stade de sénilité du fleuve à cours rapide, qui accumula les dépôts graveleux de la basse-terrasse. Le caractère limoneux des dépôts est le résultat de l'altération de l'argile fluviale. Cet ensemble est caractérisé par des formes d'accumulation particulières.

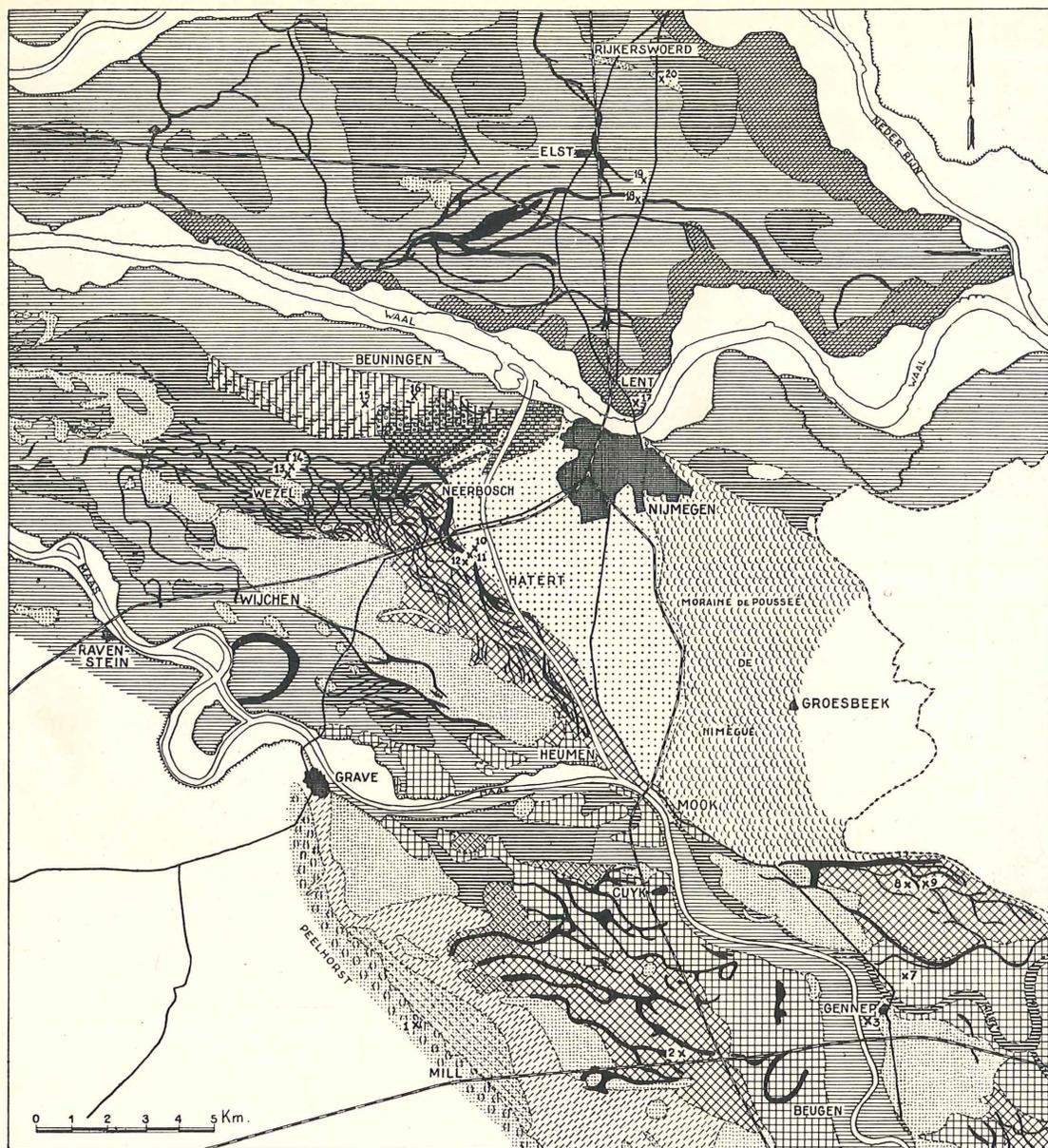
» Le courant principal est localisé dans un chenal dessinant des méandres plus ou moins prononcés, flanqués des deux côtés par de larges banquettes couvertes d'une couche de limon brun de composition uniforme.

» Derrière ces banquettes on trouve les restes du capricieux système des rivières divagantes (« braided river »). Ceux-ci sont caractérisés par un grand nombre de chenaux et rigoles avec d'innombrables ramifications.

» Les dépôts récents de la Meuse ont un aspect tout différent. La vallée actuelle a une allure presque rectiligne et est composée par des cuvettes argileuses entrelardées des dépôts plus grossiers des berges naturelles. La vallée est faiblement encaissée dans la plaine fluviale du cours divagant, qui forme une basse terrasse, localement recouverte de sable éolien (« stuifzanden ») d'origine mosane.

» Comme dépôts les plus récents on trouve le long de la Meuse une argile noir foncé contenant des particules charbon-

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE NIMÈGUE



- | | | |
|---|---|--|
| PRÉGLACIAIRE POUSSÉ | PRÉGLACIAIRE NON POUSSÉ COUVERT DE SABLE DE COUVERTURE | BERGE HOLOCÈNE SUPÉRIEUR (CALCAIRE LE LONG DU RHIN ET RAMIFICATIONS, SANS CHAUX LE LONG DE LA MEUSE) |
| FLUVIOGLACIAIRE | GRAVIER ET SABLE FLUVIOGLACIAIRES SOUS DÉPÔTS JEUNES | SOL DE CUVETTE HOLOCÈNE SUPÉRIEUR |
| LIMON BRUN SUPÉRIEUR | } SYSTÈME DES RIVIÈRES DIVAGANTES DU PLEISTOCÈNE SUPÉRIEUR (BRAIDED RIVER) | ALLUVIONS DE RUISSEAUX SUR SABLE |
| LIMON GRIS INFÉRIEUR | | ET ARGILE SUR LIMON GRIS INFÉRIEUR |
| SABLE DE DUNES ET SABLE DE COUVERTURE | BERGE PRÉ-ROMAINE SOUS BERGE JEUNE | SABLE DE COUVERTURE |
| BERGE PRÉ-ROMAINE SOUS SOL DE CUVETTE JEUNE | DÉPÔT DE RUPTURE DE DIGUES | LITS DE COURANT APPARTENANT AUX DIVERS SYSTÈMES FLUVIAUX |
| | | DIGUES LE LONG DES FLEUVES |
| | | X5 POINTS D'EXCURSION |

STICHTING VOOR BODEMKARTERING
 LEVÉ PAR : IR EGBERTS - BETUWE
 IR PONS - MAAS en WAAL
 IR SCHELLING-NOORD-LIMBURG

FIG. 3. — Itinéraire de l'excursion dans l'Entre-Meuse-et-Waal.

Les points d'observation sont numérotés de 1 à 20 et indiqués par une croix.

neuses. Ce dépôt est postérieur au début du développement de l'industrie charbonnière dans le Limbourg néerlandais entre 1920 et 1930.

» A l'Ouest de la moraine de poussée de Nimègue, la basse-terrasse pléistocène du système divagant plonge au-dessous des dépôts holocènes. Les rivières holocènes sont toutes des rivières qui ont développé des méandres avec des berges naturelles des deux côtés du lit et de grandes cuvettes constituées d'argile très lourde. Ce système a une pente de ± 10 cm/km, tandis que le « système de la rivière divagante » du Pléistocène récent a une pente de 15-20 cm/km environ. Le long de la ligne Nimègue-Cuyck les deux systèmes se trouvent à peu près au même niveau. Plus à l'Ouest les dépôts de la basse-terrasse n'affleurent plus. Les dépôts du « braided river system » pléistocène sont recouverts par les dépôts fluviaux holocènes (argile de cuvette) et sédiments de berges naturelles. La ligne de contact entre les deux systèmes est très irrégulière (voir fig. 3).

» L'épaisseur des sédiments des berges naturelles est telle que nulle part on n'a pu atteindre, au moyen de petits sondages, le dépôt pléistocène sous-jacent. A l'Est de la Meuse et du Waal on rencontre cependant le « braided river system » au-dessous de l'argile des cuvettes. Le remplissage des chenaux s'est fait initialement par de la tourbe et ensuite tout le paysage a été recouvert par de l'argile dont l'épaisseur est d'abord de 1 m au maximum, mais peut atteindre à l'Ouest jusqu'à 2,50 m. Dans les cuvettes les chenaux de « braided river system » se marquent dans le terrain, grâce au tassement de la tourbe. Les sommets des dunes continentales ne sont généralement pas recouverts par l'argile des cuvettes. Plus vers l'Ouest, cependant, la couverture argileuse est plus générale et finalement seuls les sommets les plus élevés des dunes continentales percent encore le manteau de l'Holocène récent (Rijkenswoerd-Wezel).

» Le long du bord Nord de la Meuse et du Waal et au Sud des dépôts holocènes récents représentés ici par des berges naturelles d'âge postérieur à l'époque romaine, on rencontre des formations fluviales plus anciennes qui sont recouvertes par une mince couche d'argile holocène. C'est sur ces anciens dépôts (berges naturelles) que l'on trouve les vestiges de l'habitat romain. Ils se distinguent facilement des dépôts récents grâce à une légère altération.

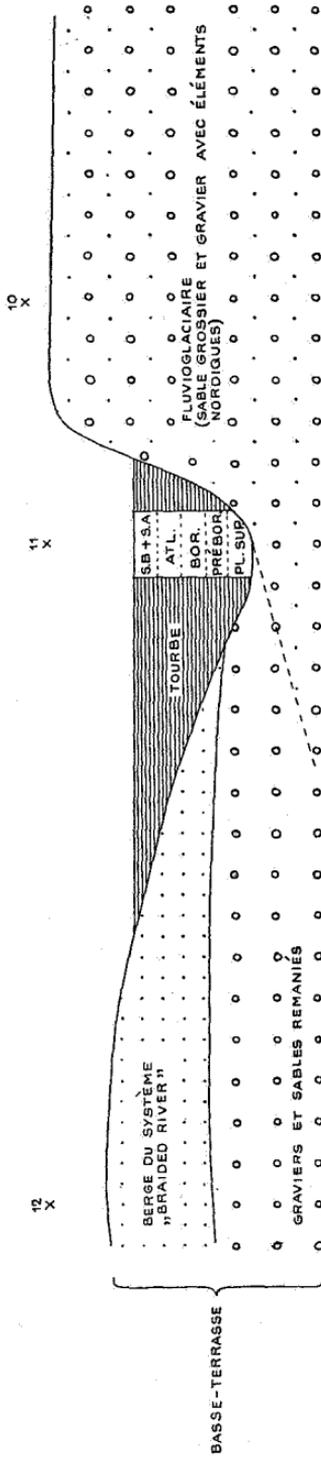


FIG. 4. — Coupe à travers le fluvio-glaciaire érodé par un chenal du système divagant du Pléistocène supérieur.

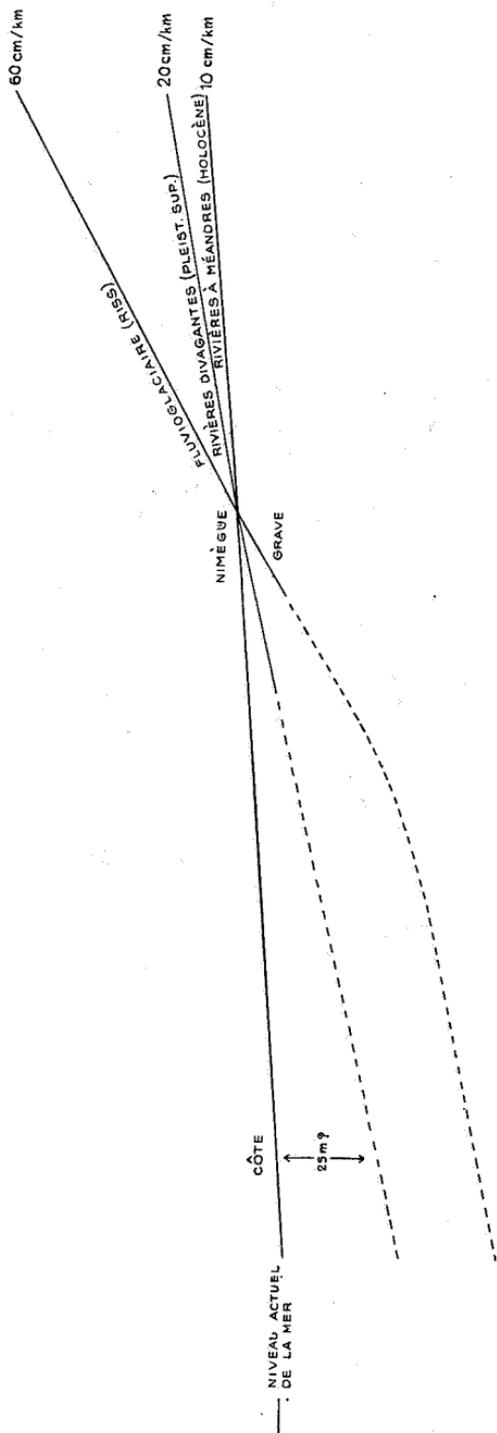


FIG. 5. — Coupe schématique indiquant l'inclinaison des différentes formations se recoupant approximativement suivant un axe allant de Nimègue à Grave.

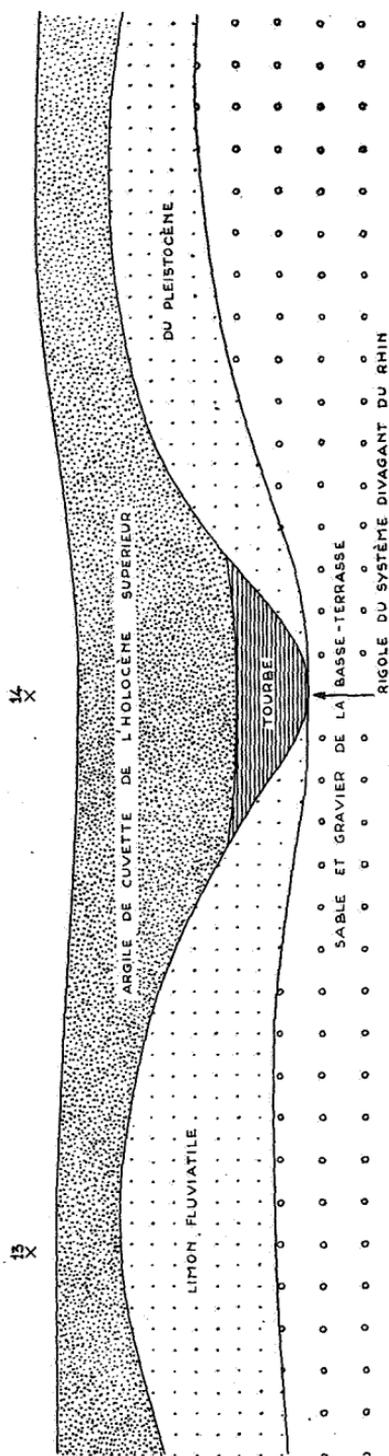


Fig. 6. — Coupe transversale d'un petit chenal du système divagant du Pléistocène supérieur montrant le développement des deux petites berges naturelles.

L'argile de cuvette récente recouvre le Pléistocène.

» Une branche du système fluvial du Pléistocène supérieur s'est écoulée au Nord des collines de Nimègue à travers la vallée du « Oude IJsel ». M. F. Koenings ⁽⁶⁾, qui cartographia la région aux environs d'Azewijn, y a retrouvé les formes caractéristiques du système divagant sous une mince couche d'argile récente. Une autre branche se trouve entre Nimègue et Arnhem, mais n'a pu être retrouvée; vraisemblablement les dépôts ont été érodés pendant l'Holocène, à l'exception d'une seule butte (Valburg-Rijkenswoerd).

» Entre le Rhin et le Waal on trouve actuellement un paysage fluvial avec berges naturelles et cuvettes, où percent localement quelques buttes plus anciennes. Cependant, nombre d'anciens lits de rivières, caractérisés par des dépressions étroites et allongées entre des berges, se reconnaissent, prouvant que le Rhin et le Waal ont changé leur cours à plusieurs reprises depuis le Pléistocène. »

M. Macar remercie le Professeur Edelman pour son exposé magistral et donne la parole à M. de Quartel, qui, au nom du « Geologische Mijnbouwkundig Genootschap », adresse des paroles de bienvenue à nos deux Sociétés, et à M. Pannekoek, a.i. Directeur de la « Geologische Stichting, afdeling Geologische Kaart », qui exprime tout le plaisir qu'éprouvent les géologues officiels des Pays-Bas, par la visite de leurs confrères belges. Il souligne l'intérêt du programme de l'excursion et met en relief les répercussions importantes des recherches du Prof^r Edelman et de ses collaborateurs sur les travaux de la carte géologique des Pays-Bas.

⁽⁶⁾ F. E. R. KOENINGS, Een bodemkartering van de omgeving van Azewijn (*Verlagen Landbouwkundige Onderzoekingen*, Den Haag, 1949).

Deuxième journée : lundi 26 septembre.

PREMIÈRE PARTIE :

EXCURSION DANS L'ENTRE-WAAL-ET-MEUSE.

Sous la conduite de M. C. H. EDELMAN, en collaboration avec MM. J. SCHELLING (pour le Limbourg septentrional), L. PONS (pour l'entre-Meuse-et-Waal) et H. EGBERTS (pour la Bétuwe orientale).

Cette journée est consacrée essentiellement à l'étude des formations fluviatiles déposées depuis la dernière glaciation jusqu'à l'époque actuelle.

Sur la carte ci-jointe (fig. 3) la localisation des endroits visités est indiquée au moyen de numéros allant de 1 à 13.

Dès 8 heures un autocar emporte les participants de Bois-le-Duc en direction de Grave. Sur les derniers kilomètres, la route suivie croise d'abord les dépôts graveleux de la haute-terrasse du horst du Peel [1] (fig. 3) et longe ensuite la bordure du talus limitant la vallée pléistocène du Rhin et de la Meuse.

Au croisement de Bergen, MM. Edelman et Schelling (7) font un exposé général du paysage du système fluvial divagant. Ce paysage est entrecoupé par plusieurs chenaux plus ou moins colmatés. L'emplacement des chenaux est affecté à l'usage de prairies et se distingue nettement des îlots et dos plus élevés, qui forment les terres de culture [2] (fig. 3).

On passe ensuite la Meuse à Gennep, pour observer les alluvions hors-digues récentes (« uiterwaarden »). Ce sont des dépôts argileux brunâtres [3].

Longeant la bordure de la vallée de la Meuse en direction Sud jusqu'à Bergen, on remarque d'abord, le long de la Meuse [4], une berge naturelle, sablo-argileuse, passant en descendant topographiquement vers des cuvettes avec des dépôts argileux.

(7) Voir à ce sujet SCHELLING, J., De bodemkartering van Noord-Limburg (*Boor en Spade*, pp. 55-58, 194...). — IDEM, Een bodemkartering van het Landbouwgebied in de gemeente Groesbeek (*Verstagen van de Landbouwkundige Onderzoekingen*, Den Haag, 1949).

Au centre de la dépression on observe de l'argile grise, reposant sur de la tourbe [5]. Grâce à des puits creusés au préalable, ces différentes variations des profils peuvent s'observer très nettement.

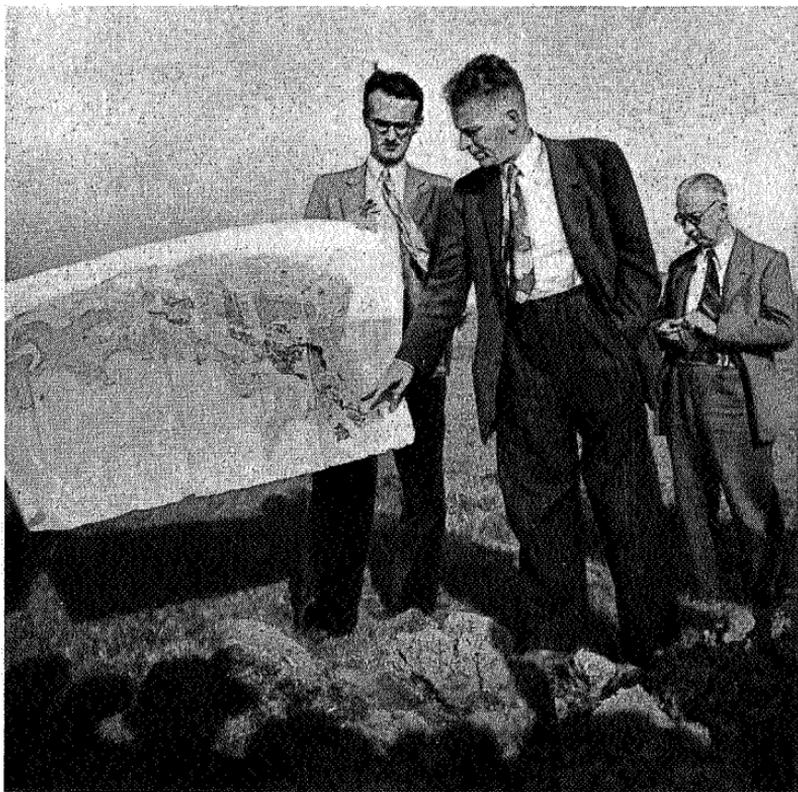


Photo R. CAMBIER.

Examen des dépôts du « Braided River System » au Sud de Nimègue.

Les dépôts les plus récents de la Meuse [6] sont formés d'une argile noir foncé contenant des particules charbonneuses. Ces dépôts sont postérieurs au début du développement de l'industrie charbonnière dans le Limbourg néerlandais; ils se caractérisent en outre par leur teneur en calcaire, alors que les sédiments plus anciens de la Meuse ne sont pas calcarifères.

Se dirigeant ensuite vers le Nord on quitte définitivement la vallée de la Meuse en traversant une zone couverte de sables éoliens d'origine mosane. Un peu au Nord de Gennepe on passe

le Niers; cette rivière est située dans un ancien lit du Rhin, large de plusieurs centaines de mètres.

Le long de la vallée du Rhin [7] on observe un large dos, surélevé, couvert de limon de crues (« Hochfluthlehm ») datant du Tardiglaciaire. La couleur roux brunâtre de ce dépôt contraste nettement avec celle des dépôts récents de la Meuse, qui sont jaune brunâtre.

Entre cet endroit et l'escarpement du Rijkswoud on trouve une plaine fluviale formée de dépôts limoneux grisâtres du système divagant. On observe d'abord un chenal large et profond [9] avec un remplissage tourbeux reposant sur des sables grossiers. En dehors du chenal, ces sables peuvent affleurer [8] (fig. 4) ou être recouverts d'une mince pellicule de limon de crue. En général, les profils varient sur de très petites distances et la présence ou l'absence du limon de crue ne semble pas être en rapport avec le micro-relief.

En direction Nord-Ouest, le long de la limite occidentale de la moraine de poussée de Nimègue, nous parcourons une plaine graveleuse, inclinée vers l'Ouest. Elle est formée de dépôts fluvioglaciaires, amenés par les eaux de fonte du glacier, dont les lobes étaient entourés des moraines de poussée. Ces dépôts fluvioglaciaires sont constitués de détritiques, partiellement d'origine glaciaire, mais en partie aussi repris de la moraine de poussée (« stuwwal »). La pente des dépôts fluvioglaciaires à l'Est de Nimègue est environ de 60 cm/km; ils plongent rapidement sous des dépôts fluvioglaciaires en affleurement ou à moins de 1,25 m de la surface.

La plaine fluvioglaciaire est recoupée par plusieurs branches du système de la rivière divagante. A Duchenberg, près de Hatert (au Sud-Ouest de Nimègue), on observe un passage très brusque entre le fluvioglaciaire sablo-graveleux et le système divagant constitué par un profond chenal avec remplissage tourbeux dont l'étude pollinique a démontré l'âge pléistocène supérieur. Le chenal suit la bordure des dépôts fluvioglaciaires qui ont été profondément entaillés. Sur l'autre flanc du chenal s'est développée une levée naturelle [12] faiblement surélevée et couverte de limon de crue, bigarré de jaune et de gris à cause d'un surplus d'humidité périodique, malgré l'assainissement actuel de la région.

Après un lunch froid, rapidement consommé à Wijchen, les participants se dirigent vers le Nord à Wezel [13]. On y observe une petite levée naturelle, appartenant au système

divagant du Rhin (Pléistocène supérieur), recouverte d'une mince couche (± 25 cm) d'argile fluviale holocène. Les dépôts pléistocènes sont constitués par du limon assez sableux, très altéré et riche en Fe et Mn. A peu de distance [14] on observe la présence d'une couche d'environ 70 cm d'argile de cuvette holocène reposant sur la tourbe, formant le remplissage d'un chenal du système divagant (fig. 6). Le paysage de cuvettes alluviales holocènes est très caractéristique à cause de l'étendue des prairies, sans arbres, contrastant avec l'aspect de la levée naturelle du Waal surélevée d'environ 1,50 m, située à quelques kilomètres plus au Nord, et dont les sols sont affectés à la culture. Cette levée forme également le site des villages, des fermes aux vergers, et présente un aspect bocager.

Un peu plus vers le Nord-Ouest, à Beuningen, dans l'entre-Meuse-et-Waal, on visite rapidement deux profils montrant l'existence d'une banquette naturelle préromaine formée par un bras du Rhin holocène (système à méandres) et recouverte par des dépôts d'une levée naturelle plus récente. Le profil [15] montre un contraste frappant entre les dépôts argilo-sableux récents et l'argile compacte préromaine, tachetée de fer et manganèse.

Le profil [16], situé à 1 km du précédent, montre en outre un ancien habitat à la surface de l'argile compacte préromaine. L'ancien habitat est reconnaissable par son sol très profondément humifère et par des taches jaune verdâtre dues à des phosphates. Les tessons récoltés et étudiés par M. Modderman datent de l'époque romaine (fig. 7).

Ici également le contraste se marque entre les cuvettes ouvertes, uniformément affectées sous forme de prairies et sans fermes, et les levées caractérisées par des terres de culture et par la présence d'habitat.

Par Nimègue, nous passons ensuite le pont du Waal en direction d'Arnhem. Devant nous se trouve une plaine d'accumulation de dépôts fluviaux récents, reposant sur la basse-terrasse. Localement des flots sableux de la basse-terrasse percent la couverture alluviale (« donken »).

Près du pont [17] nous visitons un profil montrant une couche d'épaisseur moyenne de 60 cm, formée d'argile grossièrement sableuse, où les gros grains de sable se reconnaissent aisément, et reposant sur du sable fort argileux d'une berge naturelle. La couche supérieure est formée de matériaux entraînés par les eaux d'inondation lors d'une rupture de

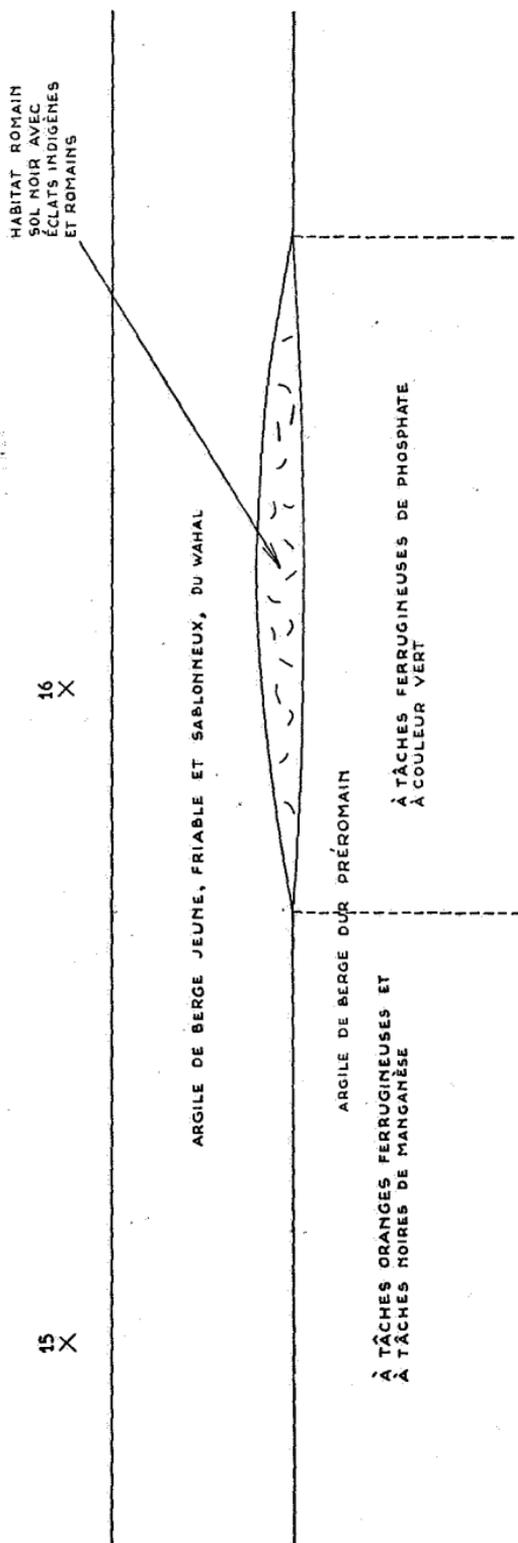


FIG. 7. — Superposition des dépôts de deux berges naturelles.

digue. Ces terrains s'appellent « overslaggronden »; ils sont de première qualité pour la culture maraîchère et pour l'horticulture.

En suivant vers le Nord la route de Nimègue à Arnhem, nous visitons d'abord [18] un ancien lit du fleuve actuellement colmaté. Le profil est constitué par de l'argile gris-bleu contenant de nombreuses racines, surtout d'*Equisetum*, et de nombreuses coquilles d'eau douce. Une cinquantaine de mètres plus loin [19], un autre profil, creusé sur la berge naturelle entourant l'ancien lit du fleuve, est constitué d'une couche sablonneuse d'environ 50 cm reposant sur du sable grossier; entre les deux couches on remarque même la présence d'un niveau graveleux, déposé manifestement à l'occasion d'une crue exceptionnellement intense.

A Rijkerswoerd, situé un peu plus au Nord, on visite un îlot préalluvial assez élevé, perçant la plaine alluviale. Ce sont des sables assez grossiers attribués à la basse-terrasse. Grâce à leur situation élevée, ces îlots sont habités depuis de nombreux siècles, et la culture séculaire est à l'origine de sols très profondément humifères (« moorgrond »). Au Nord-Ouest de l'îlot sableux de Rijkerswoerd s'étend à perte de vue une immense plaine, sans arbres ni maisons, uniquement affectée sous forme de prairies, correspondant à une très grande cuvette.

Rapidement les autocars nous amènent ensuite par Arnhem vers les hôtels à Renkum-Heelsum.

DEUXIÈME PARTIE : SÉANCE DU SOIR A RENKUM.

A l'hôtel Rijnsicht, une exposition de cartes pédologiques levées par la « Stichting voor Bodemkartering », organisée à l'intention des participants, est fort visitée.

Après le dîner du soir, M. Macar passe la parole au Prof^r Edelman, qui, comme introduction à l'excursion du lendemain, fait l'exposé suivant sur la géologie de la Veluwe :

« La Veluwe est presque essentiellement composée d'éléments glaciaires datant des époques rissienne et würmienne.

» A. — PÉRIODE DU RISS.

» On attribue généralement au Riss les moraines de poussée, les dépôts fluvioglaciaires, l'argile à blocs et certains dépôts sableux considérés comme des « cesar ».

1. Moraines de poussée.

» Elles constituent le trait le plus caractéristique de la Veluwe et doivent leur naissance à l'activité de l'inlandsis du Riss. Toutefois les moraines de poussée de la Veluwe ne sont pas des moraines de poussée dans le sens classique du mot; leur matériel se compose de sable, d'argile ou de gravier préglaciaires auxquels n'est mêlée qu'une faible quantité de cailloux nordiques. C'est seulement la surface de ces moraines de poussée qui porte un recouvrement plus ou moins concentré d'éléments scancinarus. Les dépôts prériens de la Veluwe furent déposés par le Rhin et la Meuse (haute-terrasse). L'inlandsis s'avancait et pénétrait en forme de lobes dans les dépressions de la haute-terrasse, dont les parties marginales furent redressées de façon à former des moraines de poussée pouvant atteindre une hauteur de 100 m. En même temps, les grandes dépressions encadrant la Veluwe furent creusées par la glace à des profondeurs variant de 40 m pour la vallée gueldroise, à 100 m pour la vallée de l'IJssel.

» Dans les dernières années, MM. R. Crommelin et Maarleveld ont fait une étude minutieuse du phénomène de redressement des couches dites préglaciaires, tout en mesurant les directions et les pendages et en fixant les données sur des cartes. Or il en résulte que ces directions sont nettement orientées parallèlement aux bords des lobes glaciaires. Le levé des crêtes morainiques a donc fourni de précieuses indications quant aux positions des lobes glaciaires.

2. Dépôts fluvioglaciaires.

» Dans la partie méridionale de la Veluwe on trouve des guirlandes de moraines de poussée renfermant un paysage relativement plan indiqué sur la carte géologique des Pays-Bas comme « Terrasse supérieure non poussée » (« Ongestuwd praeglaaciaal »). D'après un levé récent il se trouve que cette plaine doit être considérée comme une plaine de lessivage en pente douce du Nord-Est vers le Sud-Ouest. Le matériel est composé de sable grossier et de gravier et montre assez souvent une stratification nettement entrecroisée.

3. Argile à blocaux.

» Elle est assez rare sur la Veluwe et a presque toujours été érodée postérieurement. On ne la trouve plus sous la forme originelle, mais plutôt comme un amas de galets erratiques.

A en juger d'après la répartition de ces amas, il est probable que les parties les plus hautes de la Veluwe ne furent jamais recouvertes par la calotte glaciaire.

4. Oesar.

» A maints endroits on trouve des collines allongées souvent sinueuses que la Carte géologique des Pays-Bas indique comme

» A maints endroits on trouve des collines allongées, souvent sinueuses, que la Carte géologique des Pays-Bas indique comme oesar. Les géologues de Wageningen inclinent plutôt à croire qu'il s'agit là de dunes récentes. En faveur de l'hypothèse éolienne ils ont émis plusieurs arguments qui seront discutés pendant l'excursion.

» B. — PÉRIODE DU WÜRM.

» Le paysage de la Veluwe tel qu'il se présente aujourd'hui à nos yeux porte sensiblement l'empreinte des phénomènes périglaciaires du Würm, qui ont abouti à un aplanissement général d'un relief jadis bien plus considérable. Ces phénomènes sont :

1. Solifluction.

» Presque partout on trouve une couche superficielle avec des cailloux qui sont en partie d'origine nordique. Elle représente du matériel soliflué des parties les plus hautes de la Veluwe et couvre comme un manteau le Préglaial et le Fluvio-glaciaire sous-jacents.

2. Cryoturbation.

» La cryoturbation est un phénomène assez répandu des formations pléistocènes des Pays-Bas, mais elle n'est guère manifeste, à moins qu'il y ait alternance de couches sableuses et argileuses. L'excursion se rendra à un endroit près d'Apeldoorn, où de telles conditions se présentent.

3. Vallées sèches.

» Les vallées sèches sont très fréquentes dans la Veluwe. Elles représentent un autre phénomène typique pour le climat périglaciaire du Würm, lorsque le sous-sol était gelé perpétuellement et les eaux de fonte allaient se creuser un lit dans le sous-sol. On trouve les meilleurs exemples de ces vallées sèches aux deux côtés de la crête orientale dite « Oost-Veluwe

Stuwwal ». Près de la ligne de partage des eaux elles sont étroites et à pente raide, tandis que tout en aval elles s'élargissent et montrent la forme en entonnoir. La formation de ces vallées est postérieure à l'interglaciaire Riss-Würm, puisque le fond repose souvent sur des dépôts continentaux de l'Eemien. Comme l'origine récente est exclue pour plusieurs raisons, l'âge würmien est nettement établi. Quant à l'orientation de ces vallées, comme elles se sont implantées sur les



Photo G. MORTELMANS.

Couche affectée par la cryoturbation près d'Apeldoorn.

couches moins résistantes du Préglaciaire, elles sont subséquentes au sens morphologique du mot; ce phénomène est bien mis en évidence dans la partie Sud de la Veluwe.

4. Vallées asymétriques.

» Beaucoup de vallées sèches ayant une direction Nord-Sud ou N.-E.—S.-O. sont en même temps asymétriques. On en trouve de beaux exemples dans la plaine de lessivage à l'Ouest d'Arnhem. Les versants Est sont raides, les versants Ouest à pente douce, ce qui pourrait s'expliquer par les vents du climat würmien, lesquels avaient une prédominance de direction N.-O.—S.-E. La neige que recevaient ces versants s'accumulait du côté sous le vent (versant Ouest), tout en favorisant, ou

bien la solifluxion, ou bien l'érosion par les eaux de fonte, si bien que le thalweg allait en se déplaçant vers l'Est, en augmentant progressivement la raideur du talus dans cette direction.

5. Sables de couverture et löss.

» Les sables de couverture et le löss sont également un phénomène périglaciaire caractéristique en rapport avec les vents du Nord-Ouest pendant le Würm. Les sables de couverture ont une extension considérable; ils constituent presque partout la surface de la vallée gueldroise, ainsi que la bordure Est de la Veluwe. Étant donné que ce sont principalement les dépôts fluvioglaciaires qui ont fourni le matériel, la répartition des sables de couverture est plus ou moins limitée aux terrains peu élevés; on en trouve beaucoup moins dans la région au relief plus irrégulier et plus accidenté des moraines de poussée.

» Ces dépôts ont donné naissance à une topographie à ondulation faible, causée par une alternance d'élévation à forme irrégulière de quelques mètres et de petites cuvettes humides souvent sans écoulement.

» Quant au löss, composé des parties les plus fines, il fut transporté beaucoup plus loin et ne se dépose qu'à l'abri des hauteurs préglaciaires entre Arnhem et Dieren. C'est là qu'on le trouve comme une bande mince flanquant les collines préglaciaires et remblayant les vallons secs qui descendent vers la vallée de l'IJsel. »

Troisième journée : mardi 27 septembre.

Sous la conduite de M. R. D. CROMMELIN, en collaboration avec MM. MAARLEVELD et A. VINK.

Cette journée est consacrée à la géologie de la Veluwe et de la vallée gueldroise. On suivra l'itinéraire de l'excursion sur la carte ci-jointe (fig. 8).

Partis de bonne heure le matin, les excursionnistes se rendent à Hulsum, où l'on s'arrête au Sud de la vallée asymétrique du ruisseau d'Heelsum. M. Crommelin explique les traits essentiels de la Veluwe.

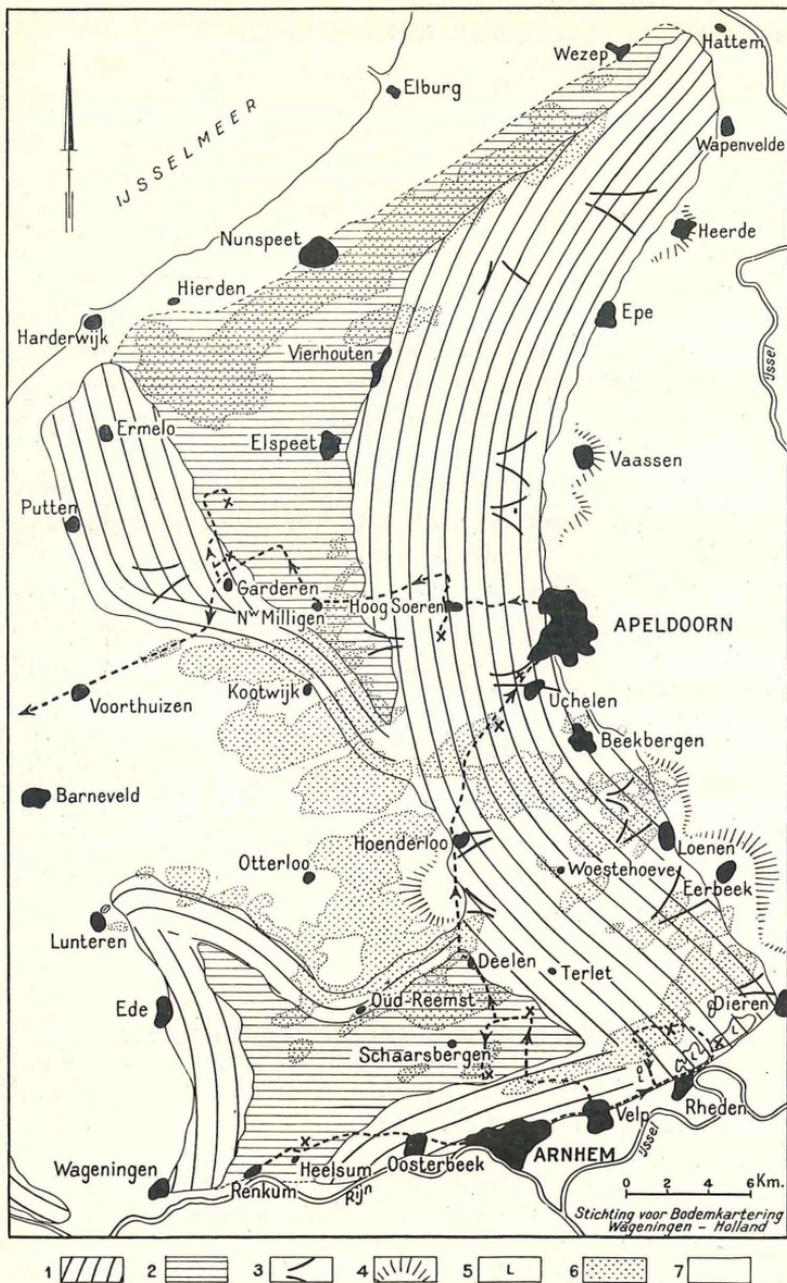


FIG. 8. — Esquisse de carte géomorphologique de la Veluwe.

1. Moraines de poussée. — 2. Dépôts fluvio-glaciaires. — 3. Vallées d'érosion en entonnoir. — 4. Cônes de déjection. — 5. Loess. — 6. Sables de dunes. — 7. Basse-terrasse et formations holocènes.

« On distingue dans la Veluwe plusieurs arcs de moraines de poussée :

- » 1. La grande moraine de poussée de la Veluwe orientale, dont le centre est situé à peu près à Apeldoorn.
- » 2. La moraine de poussée de Garderen.
- » 3. La moraine de poussée de Oud-Reemst.
- » 4. La moraine de poussée d'Ede.
- » 5. La moraine de poussée d'Arnhem.

» La moraine de poussée d'Ede est plus ancienne que celle de Oud-Reemst. On constate en effet que la dernière entoure la première, qui semble avoir fait fonction de masse rigide. La même chose se remarque pour la moraine d'Arnhem et de la Veluwe orientale, dont la partie méridionale est d'ailleurs moins courbée. On a l'impression que les moraines de Garderen et de Oud-Reemst sont, elles aussi, antérieures à celle de la Veluwe orientale. Il est possible que les deux moraines précitées n'aient formé qu'un seul arc qui a été scindé et partiellement écrasé lors de la formation de la grande moraine orientale.

» La région relativement plane située dans la partie méridionale de la Veluwe a été considérée à tort comme une partie du cône alluvial du Rhin et de la Meuse, non dérangée par des poussées glaciaires. En effet, si tel était le cas, on doit s'attendre à voir une inclinaison des couches en direction du Nord-Ouest et, au contraire, on constate une pente régulière vers le Sud-Ouest. D'autre part, cette région atteint la cote +60, tandis que les dépôts de la haute-terrasse du Rhin et de la Meuse dans le Brabant septentrional se trouvent seulement à la cote +20. En Frise centrale on les retrouve vers la cote — 50. Il en résulte que le niveau de +60 est certainement trop élevé, le niveau normal devant se trouver vers la cote 0.

» D'autre part, des mesures effectuées dans le but de déterminer la direction de l'écoulement indiquent clairement un drainage de direction Sud-Ouest, alors que l'écoulement du système rhéno-mosan se faisait en direction du Nord.

» Tous ces arguments infirment l'assimilation de cette formation aux dépôts de haute-terrasse rhéno-mosane non poussée par la glace. Par contre, ils corroborent entièrement l'hypothèse d'un dépôt fluvioglaciaire. Il semble que ce fluvioglaciaire dérive essentiellement du lobe glaciaire qui a formé la moraine de poussée de la Veluwe orientale. L'eau de fonte

s'est accumulée entre la glace et la moraine de poussée et s'est écoulée ensuite par les parties les plus basses en direction Ouest, creusant ainsi des dépressions dans la moraine de poussée et accumulant un cône fluvioglaciaire (« sandr ») dont la pointe se situe aux environs de Terlet. »



Photo R. CAMBIER.

Moraine de poussée à l'Est d'Arnhem.

La vallée du ruisseau d'Heelsum a été creusée dans ces dépôts fluvioglaciaires. L'asymétrie de la vallée est due à l'action des vents d'Ouest dominants, qui déposèrent sur le flanc sous le vent de la neige et du sable de couverture. Lors du dégel, les eaux de fonte s'accumulant dans le fond de la vallée provoquent un surcreusement du flanc non couvert de neige, tandis que le flanc couvert de neige, subissant une solifluction plus importante, s'aplanit graduellement. M. Crom-

melin souligne que l'asymétrie des vallons secs est un caractère très général dans la Veluwe. L'asymétrie se marque surtout pour les vallées orientées Nord-Sud.

D'ailleurs les vallons secs doivent en grande partie leur origine au climat périglaciaire, lorsque le sous-sol était gelé perpétuellement et que les eaux de fonte, ne pouvant s'infiltrer dans le sol actuellement très perméable, se creusèrent un lit. Une preuve de l'âge würmien des vallons secs est fournie par

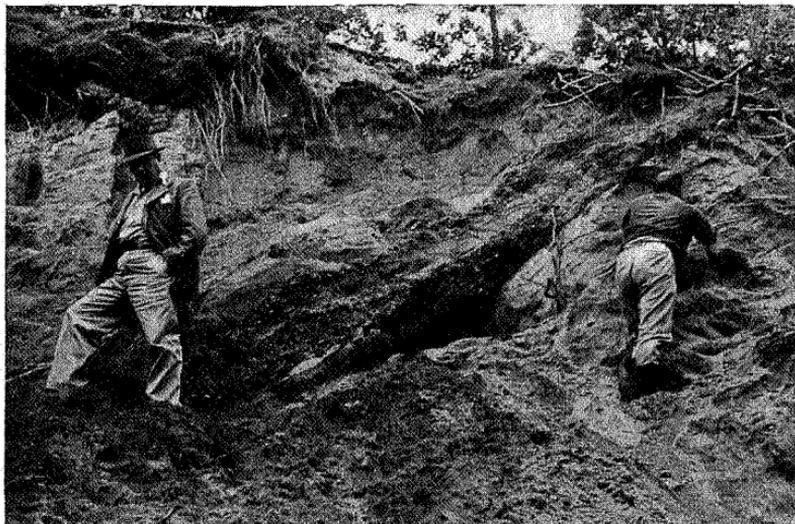


Photo G. MORTELMANS.

Couches plissées par la poussée glaciaire.

(« Contorted drift ».)

la présence des cônes de déjections, aux endroits où ces vallons débouchent dans la plaine, qui reposent sur des dépôts datant de l'Interglaciaire Riss-Würm.

Au Nord de Rheden [2] on visite une ballastière, où des dépôts préglaciaires, transformés en moraine de poussée par la glace, sont exploités. On y observe les couches du préglaciaire fortement redressées. D'après l'inclinaison et la direction on peut remarquer que la poussée venait de l'Est. Le terrain est recouvert d'une couche de loess sur les flancs sous le vent des vallons secs et principalement le long de la lisière sud-orientale de la Veluwe, sous l'abri des points culminants.

A Posbank [3] on observe le contraste entre les parties les

plus élevées de la Veluwe, atteignant plus de 100 m, et la vallée de l'IJssel, où l'on trouve l'argile à blocs à la cote — 100, sous un colmatage plus récent. A l'horizon on distingue les collines glaciaires de la région de Montfer. La Veluwe est ici fortement entrecoupée par des vallons partiellement asymétriques; ils ont une direction subséquente et suivent la N.-O.—S.-E. des couches de la moraine de poussée de la Veluwe orientale.

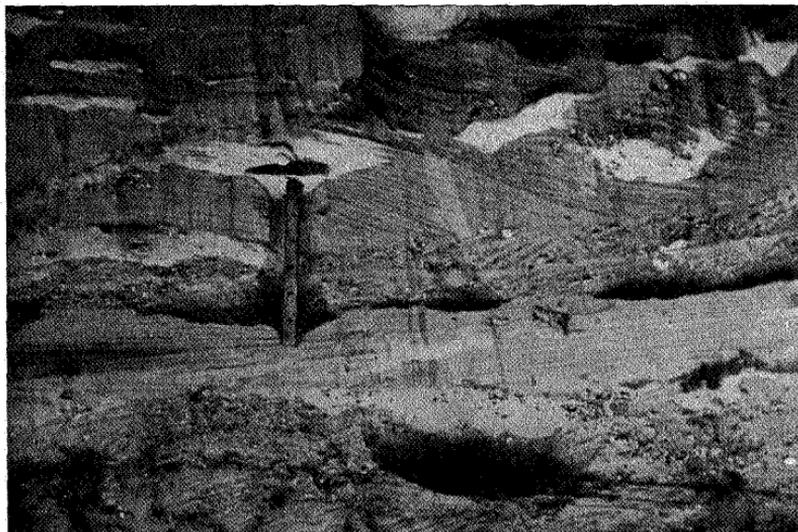


Photo W. VAN LECKWIJCK.

Dépôts fluvio-glaciaires à Schaarsbergen.

Au Sud de Terlet [4] on arrive à l'extrémité Nord-Est du sandr. En direction Nord on remarque la moraine de poussée de la Veluwe orientale et plus loin se dessine la moraine de Oud-Reemst. Les dépôts du sandr ne contiennent pas de limons et forment des terres peu fertiles. Devant nous on remarque des différences de croissance des arbres d'une allée de hêtres; les arbres sur la moraine sont mieux développés que sur le sandr.

Au Sud-Est de Schaarsbergen [5] on visite un affleurement des sables fluvio-glaciaires avec stratification très caractéristique. Des coupes transversales montrent une stratification en cuvettes, tandis que sur des coupes longitudinales on observe la succession des « topsets », « bottomsets » et « foresets ».

M. Crommelin souligne la méthode de recherches grâce à laquelle, par mesures de la stratification, on arrive à déterminer la direction générale du courant.

A Deelen [7] on a une vue générale très caractéristique du paysage fluvioglaciaire. Cette plaine de lessivage est bordée de collines formées par la moraine de poussée.

Au Sud-Ouest d'Uchelen [7] on visite une ballastière exploitant les dépôts de la moraine de poussée de la Veluwe orientale. Le dérangement intense des dépôts se remarque nettement; certaines couches sont d'ailleurs dressées presque en position verticale. A environ 500 m plus au Nord [8] on visite rapidement un dépôt d'argile à diatomées d'âge récent. Ce dépôt s'est formé pendant les derniers siècles dans de petits lacs artificiels de barrages de retenue.

La sablière de Goudvink, située au Nord d'Uchelen, montre des cryoturbations très nettes affectant une couche de sable limoneux, renfermant des débris de charbon de bois. Cette couche se continue en direction d'Apeldoorn, où elle a pu être datée par l'analyse pollinique comme étant d'âge tardiglaciaire. Au-dessus de la couche cryoturbée on observe la présence de sables renfermant des éléments graveleux. C'est vraisemblablement par solifluxion que ces sables graveleux se sont déposés; ils dérivent de parties plus élevées de la Veluwe. A cause de leur caractère graveleux on les a généralement considérés comme d'âge préglaciaire.

Au Sud de Hoog-Soeren [10] on visite une coupe profonde dans des dépôts sableux décrits jadis comme asar (as). MM. Edelman et Maarleveld, cependant, sont d'avis que ces sables doivent être considérés comme les dépôts de la dernière phase d'accumulation de sable de couverture. Comme arguments contre l'âge glaciaire rissien de ces formations ils avancent :

- a) l'absence de gravier;
- b) leur présence parfois sur et dans les vallons secs creusés pendant la glaciation würmienne;
- c) la présence assez générale en dessous des sables d'un profil de sol, dont l'âge semble être würmien.

D'autre part, ces auteurs estiment qu'il est invraisemblable que l'érosion périglaciaire würmienne, si importante, ait respecté les œsar.

Nous dirigeant ensuite vers Garderen, on traverse une région fluvioglaciaire. Un peu au Nord de cette localité on visite une ballastière, montrant le contact des dépôts préglaciaires, transformés en moraine de poussée, et des dépôts fluvioglaciaires de la vallée du ruisseau de Leevenum. Une couche limoneuse de dépôts préglaciaires poussés fut dressée verticalement à proximité du contact. Les couches fluvioglaciaires, par contre, montrent une stratification subhorizontale. D'autre part, le fluvioglaciaire de cette région renferme un pourcentage de graviers nordiques beaucoup plus élevé que le fluvioglaciaire de la Veluwe méridionale.

A proximité [12] on visite rapidement quelques affleurements montrant des sables rouges, caractérisés par la présence d'un minéral de fer magnétique, notamment la maghaemite. C'est une combinaison de magnétite et d'haemite qui, au point de vue chimique, est identique au Fe_2O_3 .

La présence de la maghaemite est toujours liée à des dépôts rouges, mais tous les sables rouges ne contiennent pas de maghaemite. Il semble que ces dépôts soient en rapport avec l'habitat néolithique datant de la période des vases caliciformes. Il se peut que le minéral et les sables rouges soient dus à des incendies de forêts. Cette explication reste cependant hypothétique.

Finalement on visite [13] un affleurement de sables de couverture montrant nettement une stratification par intercalation de couches grisâtres limoneuses, donnant à l'ensemble une allure de varves.

On se dirige ensuite rapidement vers Hilversum, où l'on arrive vers 20 heures.

DEUXIÈME PARTIE : SÉANCE DU SOIR A HILVERSUM.

Après le repas du soir, le Prof^r Edelman expose brièvement la constitution géologique de la partie occidentale des Pays-Bas, en réservant pour le terrain les explications plus détaillées.

« A l'Ouest d'Hilversum se trouve la grande région tourbeuse d'Utrecht et de la Hollande, considérée pendant longtemps comme constituée de tourbières basses (tourbe de marais). Il résulte des recherches de B. Polak ⁽⁸⁾ que l'on se

(8) B. POLAK, Een onderzoek naar de botanische samenstelling van het Hollandsche veen (*Proefschrift Amsterdam*, 1929).

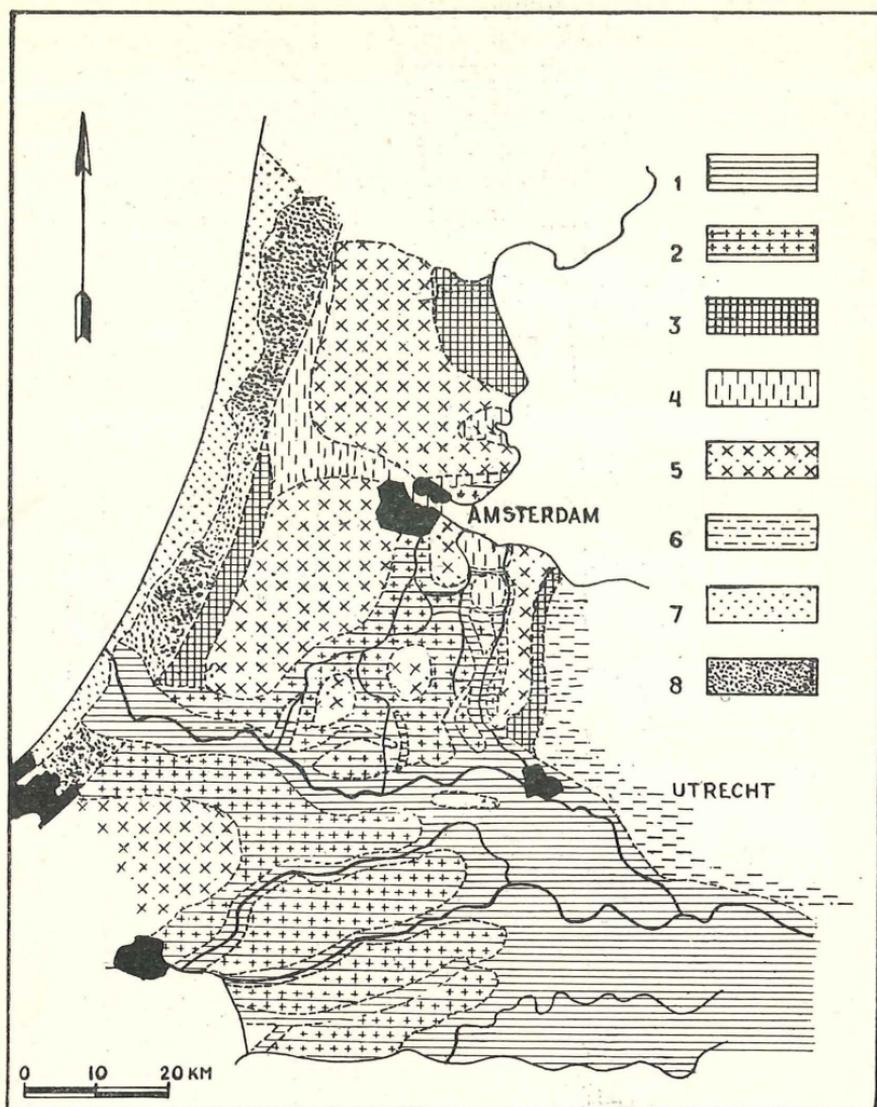


FIG. 9.

Carte des sols de la région des tourbières de la Hollande occidentale.

1. Argile. — 2. Tourbe de forêt. — 3. Tourbe à carex.
 4. Tourbe à roseaux. — 5. Tourbe à sphaignes.
 6, 7, 8. Terres surélevées.

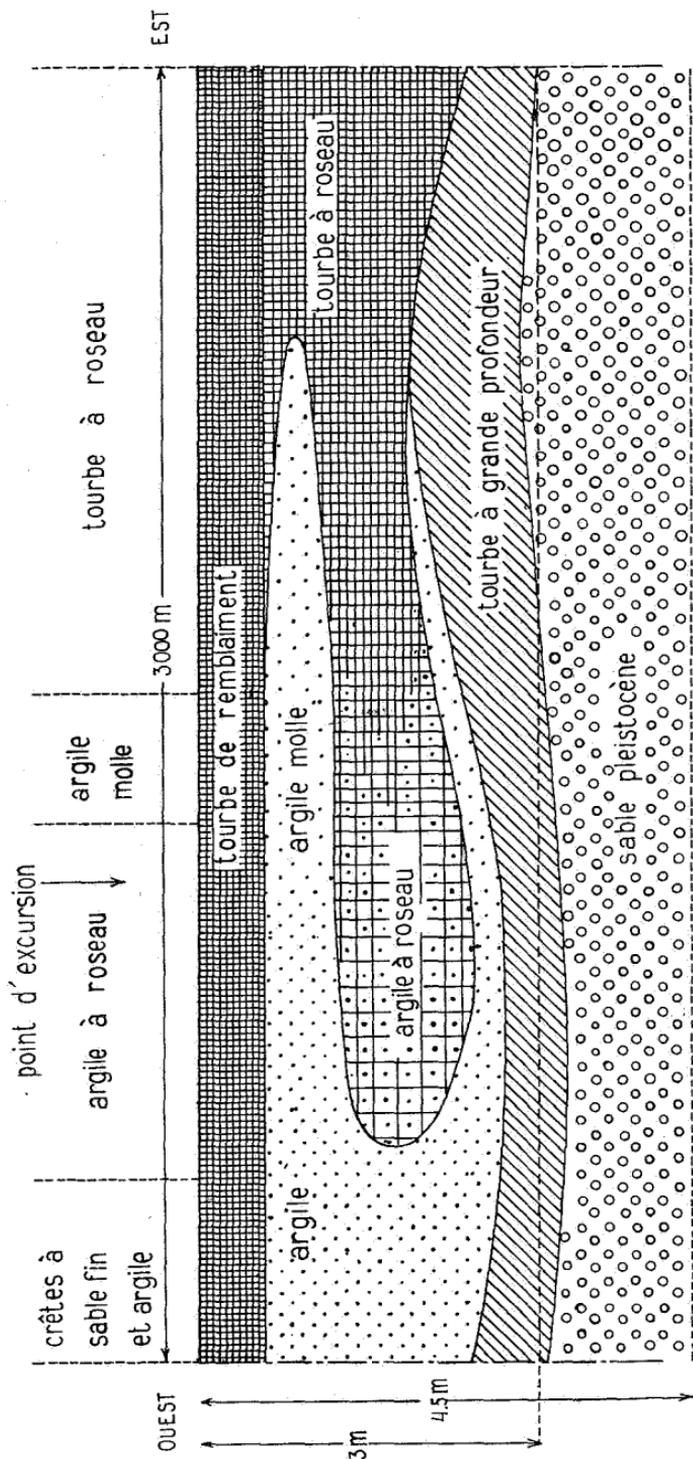


FIG. 10. — Polder d'assèchement de Vinkeveen (Utrecht) montrant la transition de la tourbe à roseaux à l'argile marine (oude zeeklei).

trouve en présence de tourbe à Sphaignes, formée au-dessus du niveau de la nappe phréatique, probablement durant la régression subboréale. Par suite du tassement et du relèvement du niveau marin, cette tourbe se trouve actuellement au-dessous du niveau de la mer.

» L'exploitation de la tourbe sur de grandes superficies est à l'origine de la formation de lacs, qui actuellement sont souvent asséchés. Cet assèchement fut seulement possible dans la partie occidentale de la région tourbeuse. Là, en effet, on trouve, au-dessous de la tourbe, des dépôts argileux (« oude zeelei ») résultant du colmatage d'une mer intérieure peu profonde qui existait derrière un cordon côtier (« schoorwal ») au début de l'Atlantique. Plus à l'Est la tourbe repose directement sur les sables de la basse-terrasse, de sorte que l'assèchement est impossible par suite de la perméabilité et des venues d'eau de suintement (« kwel ») des collines d'Utrecht.

» Localement la tourbe est recouverte par une couche d'argile récente, d'origine marine ou fluviatile. Le long du « Oude Rijn » et du « Hollandse IJsel » on rencontre des levées naturelles qui recouvrent la tourbe. L'argile marine récente, qui est indiquée sur la Carte géologique comme une seule formation, est constituée en réalité, d'après des recherches récentes du Dr Van Liere ⁽⁹⁾ au Sud-Ouest de la Hollande, de deux couches d'âge différent. La couche inférieure, d'âge préhistorique, est la conséquence d'une invasion marine entre Delft et Schiedam. Cette invasion provoqua le creusement dans la tourbe d'un système capricieux de chenaux de marée. Le colmatage de ces chenaux et le tassement de la tourbe ont provoqué l'inversion du relief. On trouve de l'habitat romain sur cette couche inférieure. La couche d'argile supérieure a été déposée lors d'une nouvelle transgression de la mer entre le IV^e et le IX^e siècle de notre ère. Cette transgression resta limitée à la partie Sud-Ouest de Zuid-Holland, d'où son nom de « Westlanddek ». Les dunes qui limitent l'extension de la couche marine appartiennent au système de dunes anciennes et récentes. Les dunes anciennes, qui se sont développées après la rupture du Pas-de-Calais, forment actuellement une série de dos surbaissés, décalcifiés en surface et entrecoupés d'an-

(9) W. VAN LIERE, *De Bodemgesteldheid van het Westland*. 152 p. (*Verlagen van Landbouwkundige Onderzoekingen*, n° 546, 's Gravenhage, 1948).

ciens estrans, qui sont bordés au Nord de La Haye par un complexe de dunes récentes très calcarifères. Au Sud de cette ville, les dunes récentes recourent les dunes anciennes qui disparaissent dans la mer du Nord. Il est probable que les bancs flamands que l'on trouve devant la côte belge sont la continuation dans la mer des anciens cordons de dunes. »

Quatrième journée : mercredi 28 septembre 1949.

Excursion sous la conduite de M. C. H. EDELMAN, en collaboration avec MM. J. BENNEMA, J. HAANS, K. VANDERMEER et W. VAN LIJERE.

Cette journée est consacrée essentiellement à l'étude du paysage holocène de la partie occidentale des Pays-Bas. On suivra l'itinéraire sur la figure 7.

Partis de bonne heure le matin, on se dirige d'abord vers le « Crailose heide » [1], pour étudier un affleurement d'argile à blocs. Ce point de l'excursion est situé sur la rangée de collines d'Utrecht; ces collines forment une moraine de poussée.

L'argile à blocs est formée d'une couche de limon très compact, riche en blocs erratiques; elle représente la moraine de fond du glacier. Cependant, l'érosion ultérieure l'a fait disparaître des endroits les plus élevés. Ainsi, sur la rangée de collines d'Utrecht elle n'est conservée qu'en quelques rares endroits, entre autres au « Crailose Heide ». Cet endroit est actuellement un site classé. Sur le terrain, M. Vanderlijn, qui a étudié pendant de longues années les diverses roches de l'argile à blocs, donne quelques explications complémentaires.

Nous dirigeant ensuite d'Hilversum en direction Ouest, nous atteignons rapidement le vaste paysage tourbeux d'Utrecht et de la Hollande.

M. J. Bennema ⁽¹⁰⁾ expose la genèse de ce paysage :

« Environ 5.500 ans avant notre ère, cette région faisait partie d'un vaste paysage tourbeux, englobant certaines parties de la mer du Nord actuelle (fig. 8). A cette époque (période

⁽¹⁰⁾ J. BENNEMA, *Het oppervlakte-veen in West-Nederland (Boor en Spade*, t. III, pp. 139-149, Utrecht, 1949).

boréale), le climat était plus froid et plus continental que le climat actuel; le pin était alors l'essence forestière dominante.

» Pendant que la tourbe se développait, le climat devenant plus doux et plus humide, le chêne et l'aulne commençaient à dominer (période atlantique). On a cru pendant longtemps



Photo R. CAMBIER.

Le « Crailose Heide », argile à blocs à l'Ouest d'Hilversum.

que déjà avant la période atlantique, une transgression marine avait mis fin au développement de la tourbe dans la plus grande partie de cette région. Des recherches récentes de F. Florschütz ⁽¹¹⁾ à Velzen et à Rotterdam montrent que tel n'est pas le cas et que l'invasion marine date seulement

(11) F. FLORSCHÜTZ, Laagterras en « veen op grotere diepte » onder Velzen (*Koninkl. Ned. Aard. Gen.*, t. LXI, pp. 25-33; 1944).

d'environ 4.000 ans avant notre ère. Avant cette date, des couches épaisses de tourbe s'étaient déjà formées, d'autant plus épaisses que le niveau du sol était plus bas (donc plus épaisses à l'Ouest qu'à l'Est).

» A l'Ouest, lors de la transgression atlantique, la mer a déposé du sable et de l'argile (assise de Calais = « oude blauwe zeelei ») sur la tourbe. A cause du tassement de la tourbe, des couches épaisses pouvaient se sédimenter sans que le niveau du paysage se relevât. La tourbe, comprimée dans une mince couche, est connue sous le nom de « tourbe à grande profondeur ».

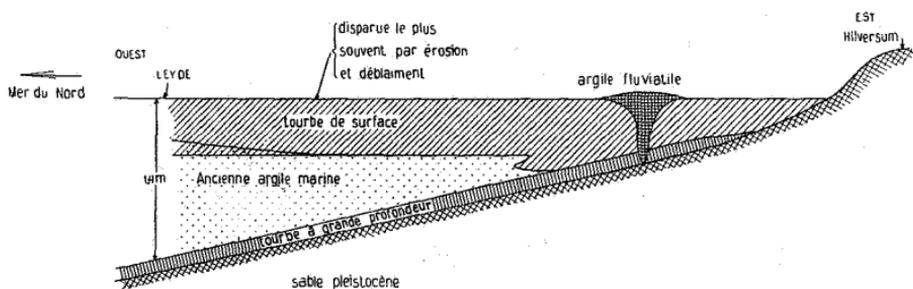


FIG. 11. — Coupe Ouest-Est à travers les provinces de Zuid-Holland et d'Utrecht.

» Plus à l'Est, la mer se terminait dans la plaine tourbeuse; dans la partie de cette plaine située en dehors de la zone d'inondation, la tourbe continuait à se développer. Bien entendu, la constitution botanique des tourbières fut influencée par la proximité de l'eau de mer. En marge du rivage se formait une large zone avec une végétation de jonc comprenant le jonc de mer (*Scirpus maritimus*), adapté à des milieux saumâtres. Plus à l'intérieur on trouve une zone à carex (« zegge en broekvenen »).

» D'autre part, l'argile marine sédimentée à proximité du rivage est très lourde et remplie de débris de roseaux. On y trouve de grandes quantités de pyrite, fixée par les roseaux.

» Vers 2000 avant notre ère, le climat rechange (période subboréale) et sur l'argile marine (« oude zeelei ») la tourbe se développe à nouveau (tourbe de surface). Aux Pays-Bas, ceci s'observe uniquement derrière les dunes, mais en Angleterre, H. Godwin ⁽¹²⁾ le signale sur les côtes non protégées par un

(12) H. GODWIN, Coastal peat-beds of the North sea region as indices of land and sea level changes (*New phytologist*, t. 44, pp. 29-69; 1945).

cordon côtier. Il admet pour cette raison l'existence d'une légère régression de la mer. Cette régression a d'ailleurs déjà été supposée par Daly.

» J. Umbgrove ⁽¹³⁾, J. Muller et B. Van Raadshoven ⁽¹⁴⁾ sont d'avis que cet abaissement du niveau marin est la cause principale du développement de la tourbe sur l'argile marine (« oude zeelei »). Cette tourbe débute presque partout par un niveau à roseaux et joncs, rapidement surplantés par d'autres espèces, et derrière le cordon dunal un paysage de tourbières se développait à nouveau. La région tourbeuse fut alimentée en eau d'origines diverses :

» a) Eau de rivières, amenée par les fleuves Rhin et Meuse et leurs différents bras.

» b) Eau de mer, entrant dans les embouchures de fleuves et formant des zones saumâtres. Parfois la mer entrait par des brèches du cordon dunal et influençait la zone tourbeuse située derrière les dunes.

» c) Eaux de suintement et de ruissellement des dunes et du Pléistocène non couvert de tourbières.

» d) Eau de pluie.

» L'évolution botanique de la végétation dans la plaine tourbeuse est fortement influencée par ces différents apports d'eau.

» Ainsi le long des fleuves Lek, Waal, Meuse, Vieux-Rhin, IJssel hollandais et Vecht se développèrent des forêts marécageuses, où l'aulne, le saule et le frêne dominant. La tourbe, résultant de cette végétation forestière, est brune, très terreuse et souvent mélangée d'une quantité variable d'argile des rivières. Macroscopiquement, cependant, on remarque uniquement les débris de bois.

» Dans les régions où l'influence de l'eau de mer reste sensible, la végétation de roseaux et de joncs se maintenait. La tourbe qui en résulte se caractérise par la présence des racines jaunâtres du roseau et des rognons du jonc. Ce type de tourbe se trouve parfois en dehors des embouchures, par exemple derrière les dunes anciennes de la Hollande septentrionale, où l'influence marine s'est fait sentir à partir de Beverwijk.

⁽¹³⁾ J. UMBGROVE, Origin of the Dutch Coast (Kon. Ned. Ac. Wetensch., Proc., vol. IV, n° 3, Amsterdam, 1947).

⁽¹⁴⁾ J. MULLER & B. VAN RAADSHOVEN, Het Holoceen en de noord-oost Polder (Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen., t. LXIV, pp. 153-185; 1947).

» Dans la plupart des cas la tourbe à roseaux repose directement sur l'argile marine (« oude zeelei »). Cependant, localement on la trouve, entre autres, près de Monikkendam et au Nord de Rotterdam, reposant sur une couche de tourbe mésotrophe.

» En dehors des zones où l'influence des eaux fluviales ou marines se manifeste, la tourbe à roseaux est surmontée d'une couche à carex et à hypnacées (« bladmossen »). D'autres essences, tels que le trèfle d'eau (*Menyanthes trifolium*), des fougères et sporadiquement l'aulne, s'y rencontrent également. En certains endroits cette végétation de caractère essentiellement mésotrophe s'est maintenue très longtemps, parfois même jusqu'à la fin de la période du développement de la tourbe. Ceci est probablement dû à des apports constants d'éléments nutritifs par l'eau de suintement et de ruissellement venant de régions plus élevées, telles que les dunes ou le Pléistocène.

» Ailleurs cette végétation mésotrophe est plus ou moins rapidement remplacée par des associations oligotrophes, caractérisées principalement par des sphaignes (« veenmossen »), la bruyère commune (*Erica tetralix*), la linaigrette (*Eriophorum*) et parfois aussi la calluna (voir fig. 9).

» A partir de certains centres qui subissaient peu ou pas l'influence des eaux de mer, des rivières ou de suintement, la végétation oligotrophe s'est rapidement étendue sur la majeure partie de la zone mésotrophe. Dans les centres on trouve des couches épaisses de tourbe oligotrophe, reposant sur une mince couche mésotrophe. Mais plus à l'extérieur la couche mésotrophe est de plus en plus épaisse, tandis que la couche oligotrophe s'amincit. C'est à tort qu'on s'imagine que la tourbe oligotrophe se développe uniquement à des endroits qui se trouvent à une situation très élevée vis-à-vis de la nappe d'eau. On peut en effet constater que dans les étangs où la tourbe se développe à l'heure actuelle, une hauteur de 30 cm au-dessus de l'eau est déjà suffisante pour obtenir une végétation oligotrophe. Dans ces cas la surface de la tourbe flotte sur un sous-sol tourbeux, peu tassé. Un bel exemple de ce phénomène se trouve à Katham, près d'Edam.

» La partie supérieure de la tourbe de surface est formée souvent par ce qu'on appelle la « tourbe à sphaignes récente ». Celle-ci est généralement constituée par des sphaignes à grosses feuilles.

» On qualifie de tourbe à sphaignes ancienne « oud veenmosveen ») la couche de tourbe qui lui est sous-jacente. La différence entre la tourbe à sphaignes supérieure récente et inférieure ancienne se marque le mieux dans les centres des régions oligotrophes, tandis que dans les zones marginales il est parfois difficile de les distinguer. Cette différence est vraisemblablement due à une différence de climat. La tourbe à sphaignes récente s'est probablement développée sous un climat plus humide, correspondant à la période subatlantique. La tourbe à sphaignes ancienne s'est vraisemblablement développée pendant la période subboréale et, pour la Hollande orientale, déjà partiellement pendant la période atlantique.

» On peut reconnaître dans les provinces de Hollande et d'Utrecht plusieurs régions à tourbe oligotrophe, notamment :

- » a) La région des « Vechtplassen »;
- » b) La région située à l'Ouest de Gouda;
- » c) Quelques zones au Nord du Vieux-Rhin.

» En Frise, Overijssel, Zélande et au Brabant septentrional on rencontre également de grandes zones à tourbe oligotrophe.

» Par l'évolution ultérieure de la plaine maritime, plusieurs des zones tourbeuses ont été submergées; entre autres par l'eau de mer dans la région de Castricum, par l'eau douce, à cause de l'extension du lac Flevo. Dans ce dernier cas, par exemple, aux environs d'Assendelft, on trouve alors de la tourbe à roseaux sur la tourbe à sphaignes; pour autant que cette dernière ait été conservée.

» Les grandes quantités de tourbe ont disparu dans les lacs. La formation des lacs est un phénomène remarquable. La tourbe a disparu dans l'eau biologiquement active sans laisser d'autres traces qu'un résidu de fond (« meermolm »). Ainsi, dans le Haarlemmermeer, environ 200 millions de tonnes de tourbe ont été digérées.

» Vers la fin de l'époque du développement des tourbières, la tourbe de surface a été influencée par les inondations et souvent on trouve une mince couche de tourbe à carex, devant argileuse et passant à de l'argile humifère. Dans la partie occidentale des Pays-Bas, on ne rencontre qu'exceptionnellement la tourbe pure en affleurement. Le plus souvent il y a une mince couche d'argile. Ceci est d'importance capitale pour la culture maraîchère, qui exige des sols tourbeux sans argile.

» L'exploitation de tourbe s'est orientée de préférence vers les zones oligotrophes. En effet, la tourbe eutrophe est trop argileuse et par conséquent trop riche en cendres. Pour cette raison, la majeure partie des tourbes à sphaignes ont actuellement disparu par exploitation. Ainsi les régions des lacs

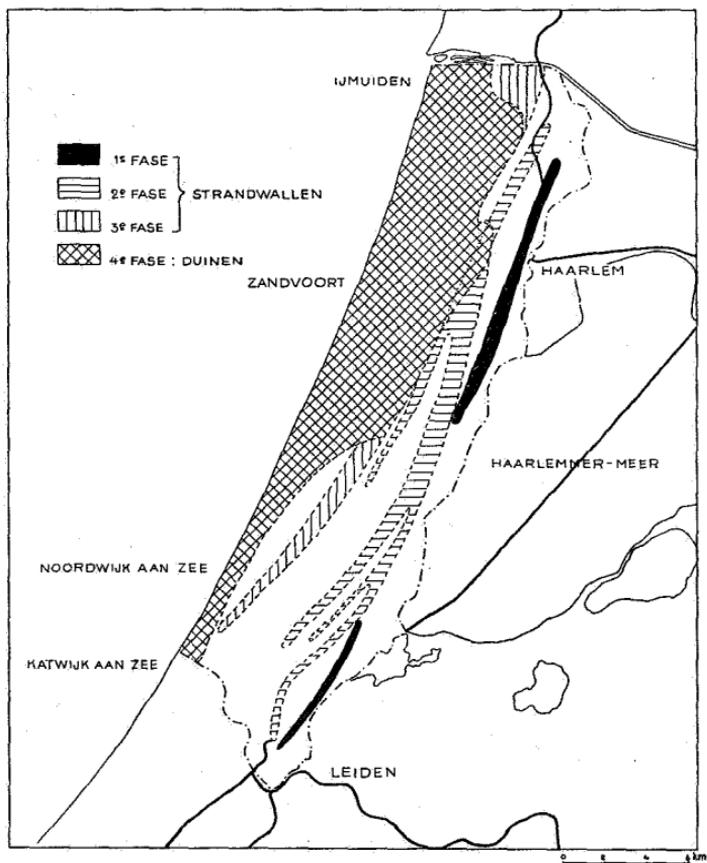


FIG. 12. — Carte des cordons côtiers de la région entre Leiden et Ymuiden.

On remarque un déplacement vers la mer des trois cordons côtiers successifs.

du Vecht (Vechtplassengebied), la région située à l'Ouest de Gouda et de grandes parties des complexes oligotrophes situés au Nord du Rhin ont été exploitées. »

Près de Loosdrecht [2] les excursionnistes visitent d'abord un profil de tourbe oligotrophe. On observe sur le sable pléisto-

cène, d'abord une couche à carex, dont la partie inférieure date vraisemblablement de l'époque de la tourbe à plus grande profondeur. Vers le haut, cette couche passe à une tourbe à sphaignes (profondément altérée) avec *Calluna vulgaris*, *Enopterum vaginatum* et différentes espèces de sphaignes. C'est la tourbe à Sphaignes ancienne (« oud mosveen »). La partie supérieure du profil est composée d'une couche moins altérée et plus riche en sphaignes; c'est la tourbe à sphaignes récente. Entre les deux couches se trouve une linéole feuilletée, se délitant en minces couches, et dénommée « spalterveen ». Elle est constituée de sphaignes qui se sont développés dans un milieu très humide.

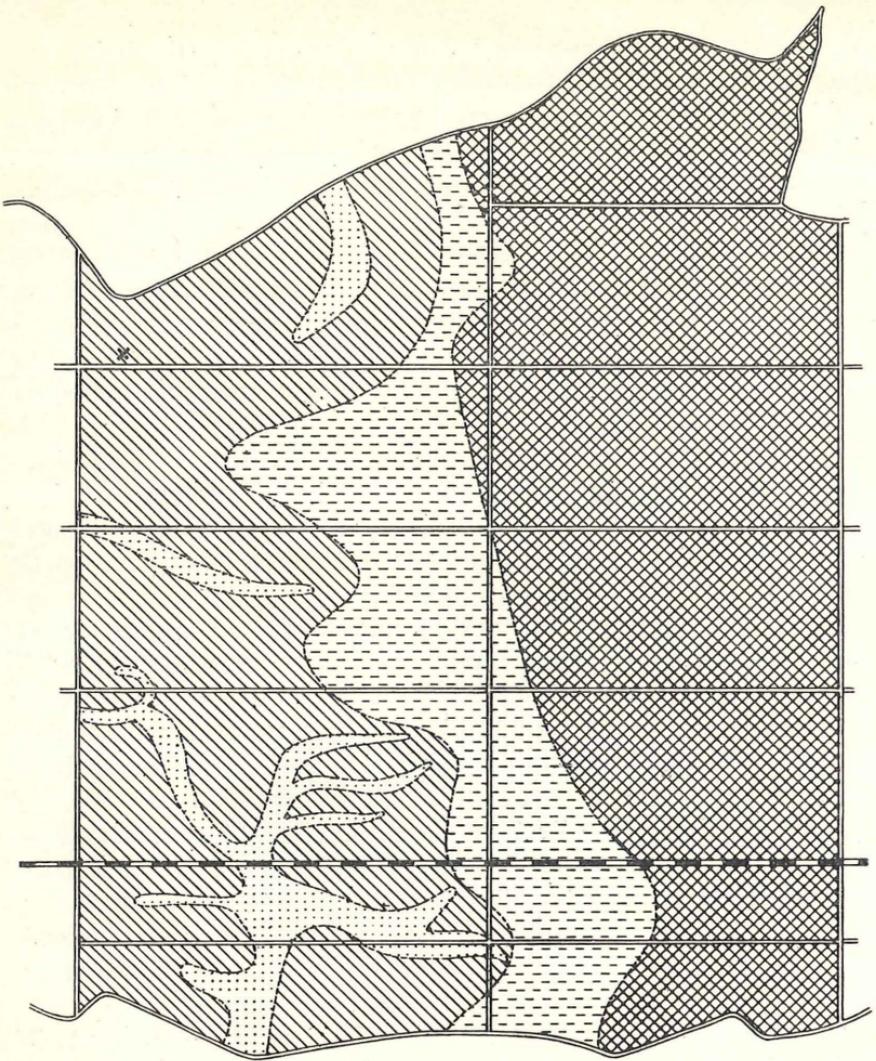
Aux environs on note la présence de nombreux lacs, résultant du détournement, et dont le fond est formé de sables pléistocènes. L'assèchement de ces lacs est difficile à cause du suintement d'eau à travers le fond sableux. Par ailleurs, une partie de ces lacs sert de réservoirs d'eau.

Nous dirigeant ensuite vers Loenersloot, on remarque en cours de route un ancien cours d'eau, se marquant dans le paysage comme une dépression, entourée de levées naturelles plus élevées. A Loenersloot [3] on visite un profil de tourbe de forêts. Celle-ci s'est développée grâce à la présence de la rivière mentionnée, qui amenait des eaux eutrophes.

Plus à l'Ouest, notamment à Vinkeveen [4], on visite la limite de l'extension maximum vers l'Est de l'argile marine inférieure (« oude zeeklei ») (fig. 12). La tourbe de surface y a disparu par l'exploitation et le lac ainsi formé a été asséché. Le niveau du sol se trouve environ de 6 m au-dessous du niveau marin (N.A.P.).

Une mince couche de la tourbe de surface a souvent été préservée de l'exploitation, notamment la couche de tourbe à roseaux nommée « veenbonk ». Elle repose sur une argile, avec nombreuses traces de racines de roseaux. La pyrite, très abondante dans l'argile, donne, par oxydation, de l'acide sulfurique, des bisulfates de fer, qui se caractérisent par la présence de taches jaunâtres dans l'argile. On appelle cette argile très acide « kattedeklei ». Plus en profondeur, l'argile se trouve encore en état de réduction, et vers 2 m elle repose directement sur une couche de tourbe brunâtre. C'est la tourbe à plus grande profondeur (fig. 12).

Continuant en direction Ouest, on arrive à Hoofddorp, situé au centre du Haarlemmermeer-Polder, où le lunch est rapi-



-  *argile molle*
-  *argile de roseaux*
-  *crête de chenaux à sable fin*
-  *tourbe à roseaux*
-  *routes et digues*
-  *chemin de fer*
-  *point de démonstration*

FIG. 13. — Lac asséché près de Vinkeveen (Prov. Utrecht).

dement consommé. Après le repas s'échangent les paroles de félicitations et de remerciements habituelles, qui en cette circonstance sont spécialement chaleureuses. M. Ancion, vice-président de la session, exprime particulièrement l'admiration des participants pour les belles recherches du Prof^r Edelman et de ses collaborateurs. Il remercie encore spécialement MM. Edelman et Crommelin pour la peine qu'ils se sont imposée de donner en français toutes les explications sur le terrain.

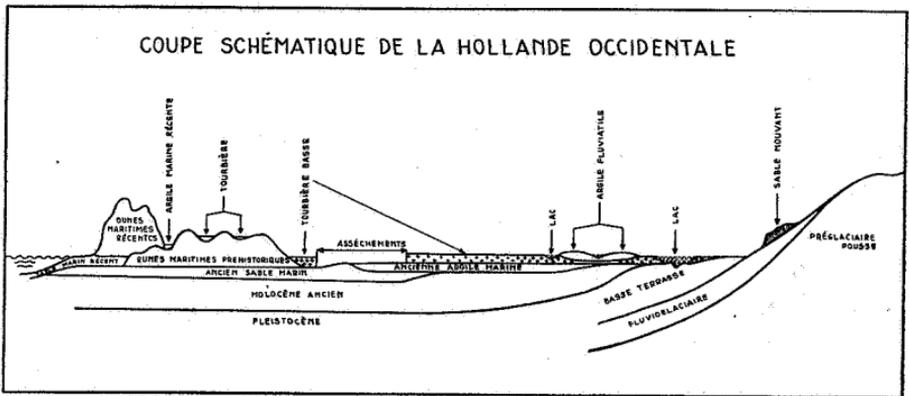


FIG. 14.

Après le lunch on se dirige vers la partie occidentale de Haarlemmermeer-Polder, pour visiter plus en détail l'argile marine inférieure à la tourbe de surface (« oude zeelei »). M. Edelman explique d'abord la géologie et la genèse de ce polder tel qu'il résulte des études récentes, spécialement de celles de M. J. Haans ⁽¹⁵⁾ :

« Le Haarlemmermeer-Polder est le plus grand des lacs asséchés de la Hollande; la cote est en moyenne — 4 sous N.A.P. et sa superficie dépasse 1.800 ha. L'assèchement date d'il y a environ un siècle.

» A l'encontre de la plupart des polders hollandais, asséchés à partir de lacs résultant de détournages, le Haarlemmermeer s'est formé à partir de trois petits lacs, existant déjà à la

⁽¹⁵⁾ J. HAANS, Kalkarme en kalkhoudende zavel- en kleigronden in de Haarlemmermeer (*Boor en Spade*, t. III, pp. 179-182, Utrecht, 1949).

période romaine. Au cours des siècles ces trois lacs se sont agrandis par suite de l'attaque du rivage tourbeux par les vagues, et se sont finalement soudés en un grand lac.

» Au point de vue de la constitution du sol, on peut reconnaître dans le Haarlemmermeer-Polder cinq séries, notamment (fig. 15) :

» 1. Les sols noirs (« zwarte gronden »); ils sont confinés à la zone extérieure du polder et sont constitués de restes de la tourbe qui a originellement recouvert la majorité du polder.

» 2. Les sols de sable marin (« zeezandgronden »); ils occupent une petite surface dans la partie occidentale du polder, aux environs de Heemstede. Ces dépôts correspondent au « oude zeezand » de la Carte géologique officielle Ilz et forment le soubassement des anciennes dunes; ils se terminent en biseau sous l'argile marine (« oude zeelei »).

» 3. La majorité des sols du polder est formée de sols sablonneux ou argileux (1,3 km de la Carte géologique), qui se subdivisent en trois catégories, d'après leur âge et leur mode de formation :

» a) Les sols de « Hoofddorp » correspondent à la phase la plus ancienne du « oude zeelei ». Ce sont des sols sablonneux, décalcifiés lors d'une fermeture temporaire du cordon dunal, barrant l'accès de l'eau de mer. Une rupture du cordon littoral postérieure a provoqué, d'une part, l'érosion partielle de ces dépôts, mais, d'autre part, un recouvrement de sédiments plus récents.

» b) Les sols de wadden (« wad- en kweldergronden »); ceux-ci se sont déposés après l'invasion marine des sols d'Hoofddorp. Ce sont des sédiments sableux ou argileux, le plus souvent calcarifères; parfois les sols argileux sont dépourvus de calcaire. La figure 15 montre les relations entre les sols de la série d'Hoofddorp et de la série des wadden. On remarquera la répartition très capricieuse de ces deux séries; ainsi on trouve des sols calcarifères entrelardés de sols non calcaires; ceux-ci sont ailleurs encore conservés sous forme d'îlots.

» c) Les sols de couverture (« overdekte gronden »); ils se sont déposés lors d'une dernière rupture du cordon côtier (« schoorwal ») et sont constitués d'argile calcarifère reposant

sur un sous-sol en général décalcifié. Ils sont confinés dans la partie Sud-Ouest du polder et occupent une ère de quelques centaines d'hectares. »

Le profil visité montre le sol de wadden, argileux et calcaire, passant graduellement vers le bas à un sable calcaire.

Continuant en direction Ouest, nous nous dirigeons ensuite vers les environs de Lisse et Voorhout. A un point situé entre

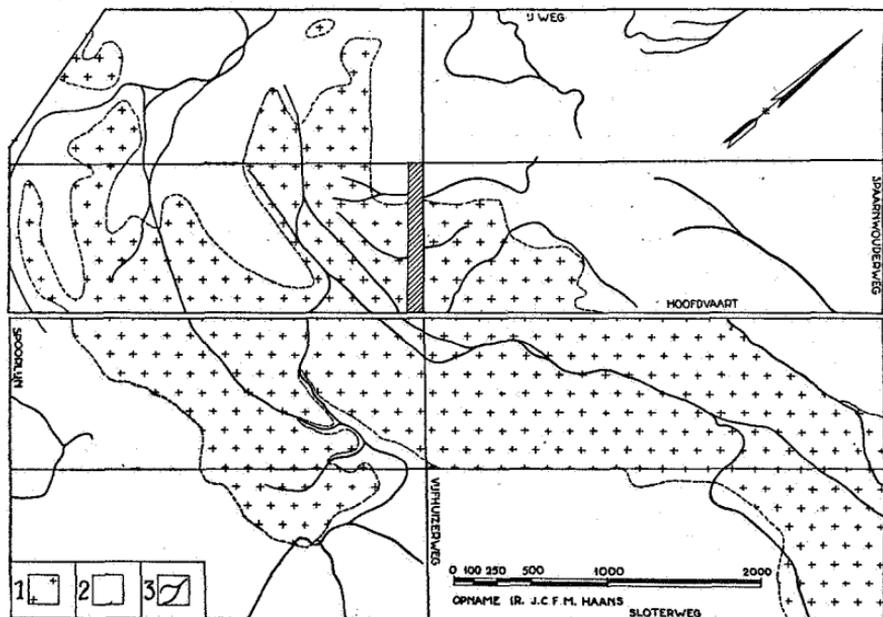


FIG. 15. — Carte des sols d'une partie du Haarlemmermeerpolder.

1. Terrains sablo-argileux non calcaires (série de Hoofddorp).
2. Terrains sablo-argileux calcaires. — 3. Chenaux.

ces deux localités, sur les dunes anciennes non égalisées, on a une vue d'ensemble sur la région célèbre des cultures de fleurs à bulbes.

M. K. van der Meer ⁽¹⁶⁾ donne quelques précisions sur la constitution géologique de cette région :

« Vers 4000 avant notre ère, lorsque la mer inondait la plaine tourbeuse, des matériaux essentiellement sableux et

(16) K. VAN DER MEER, De vorming der duinen (*Boor en Spade*, t. III, pp. 149-152, Utrecht, 1949).

atteignant une épaisseur de 10 à 12 m se sont déposés le long du rivage. Ce dépôt sableux forme le soubassement d'un cordon côtier (« strandwal ») qui s'est développé lorsqu'un équilibre s'est établi entre l'influence de la transgression marine et la sédimentation. Par suite de l'action des vagues, perpendiculairement à la côte, ces cordons côtiers se formèrent à partir de points déterminés constitués, par exemple, de dépôts antérieurs, tels que des hauts-fonds sableux (« zandwadplaten ») ou même l'eau courante d'une rivière débouchant dans la mer. La transgression du sable des wadden vers le cordon côtier se fait progressivement. Avant la formation du cordon côtier proprement dit existe une phase de transition qui, au point de vue morphologique, se situe également entre le cordon côtier et les hauts-fonds sableux des wadden. Ainsi le cordon côtier s'est développé au moment de conditions d'équilibre, existant avant une régression. Ceci a été prouvé grâce aux recherches de M. Haans dans le Haarlemmermeer-Polder.

» Cette phase la plus ancienne de formation de cordons côtiers se situe vers 3500-3000 avant notre ère. Cet âge est d'ailleurs corroboré par des trouvailles mésolithiques près d'Hillegom. Le cordon côtier d'Hillegom a formé le rivage pendant une certaine période et l'on peut retrouver les dépôts de la zone du ressac au-devant du cordon.

» A Noordwijkerhout on trouve un cordon côtier plus récent qui date probablement du début de la période subboréale. L'influence de la régression qui correspond au début de cette période se marque très nettement. En effet, les données archéologiques montrent une occupation du cordon côtier datant déjà de l'âge de bronze, ce qui prouve que le cordon s'était déjà formé pendant une période d'équilibre avant la régression subboréale. Cette régression a eu pour conséquence le développement de la tourbe derrière le cordon côtier et un déplacement de la plaine d'estran en direction de la mer. La tourbe n'est pas très pure, assez sableuse et mésotrophe. Le développement de la tourbe a duré quelques siècles, jusqu'au début de notre ère, et s'est brusquement terminé à la suite de l'inondation marine du début de l'époque romaine. Cette transgression, de même que la transgression du IV^e siècle, a permis le dépôt d'une couche d'argile sur la tourbe.

» La transgression du IX^e siècle n'a amené que peu de matériaux; elle est cependant importante, parce que à la fin de cette transgression une nouvelle période d'équilibre entre la terre

et le niveau de la mer a permis la formation d'un nouveau cordon côtier dont les dépôts remaniés par le vent ont donné naissance à un cordon dunal. Celui-ci, datant du début du X^e siècle, s'est déplacé sous l'action du vent et les dunes actuelles ne reposent pas sur leur soubassement primitif. Ainsi

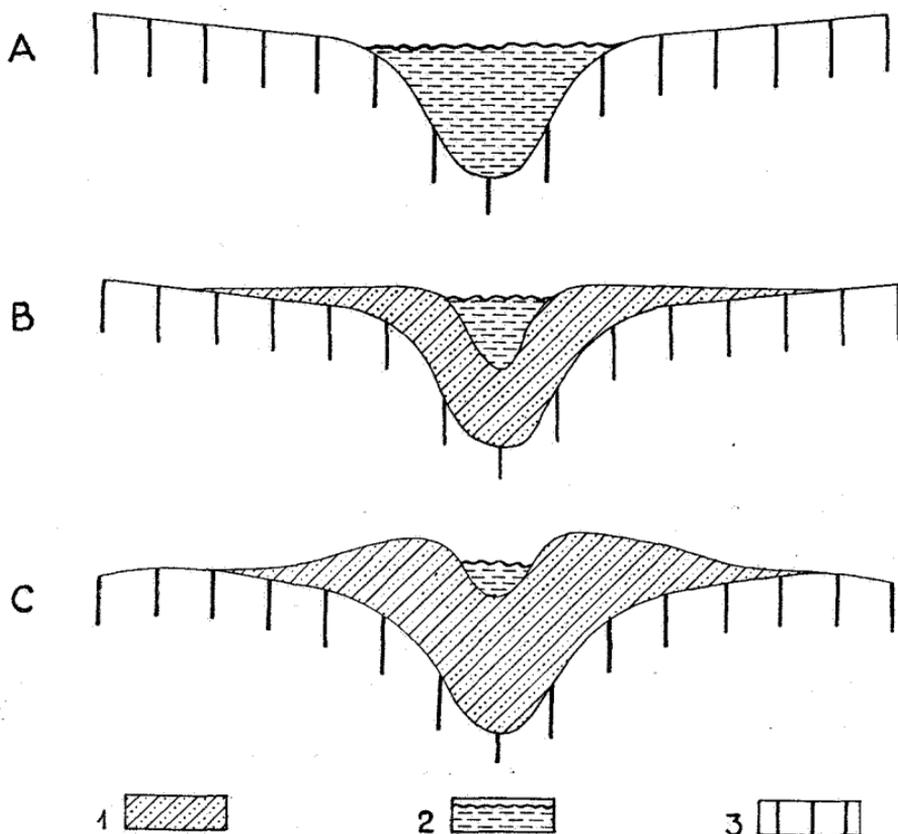


FIG. 16. — Genèse des sols du Westland.

A. Chenal de marée creusé dans la tourbe. — B. Chenal de marée colmaté.

C. Même chenal après tassement de la tourbe.

1. Argile sableuse; 2. Chenal non colmaté; 3. Tourbe.

les dunes actuelles sont entièrement d'origine éolienne, à l'encontre des dunes anciennes, qui n'ont été que partiellement formées par l'action des vents, et qui sont essentiellement constituées par des cordons côtiers. La nature sableuse de la tourbe à proximité des dunes anciennes est cependant une preuve du remaniement éolien partiel.

» La répartition de l'habitat est fortement influencée par la nature du sol. Les agglomérations et les vieux chemins sont généralement localisés sur le flanc oriental des cordons côtiers.

» Au point de vue pédologique on distingue sur les cordons côtiers des sols bas humides, affectés à l'usage de prairies, et des sols secs, qui sont généralement boisés. Une zone de transition moyennement humide fut jadis affectée aux cultures (« geestgronden »).

» La culture des plantes à bulbes s'est d'abord développée sur les parties basses. La grande extension de ces cultures date seulement depuis 1880, lorsque le « Hoogheemraadschap Rijnland » introduisit un niveau d'eau constant. Depuis lors la majorité des cordons dunaux ont été nivelés, et les sols, constitués de sable assez grossier, calcarifère, sont les meilleurs pour la culture intensive des plantes à bulbes. Les sols de l'ancien estran, avec leur niveau tourbeux, ne se prêtent pas à ces cultures. Pour les utiliser avec succès on est obligé d'amener en surface les sables calcarifères du sous-sol, afin de former une couche d'une épaisseur de 1,50 à 2 m. »

Après cet exposé, les participants se dirigent vers le Sud et atteignent le Westland via La Haye. Ils s'arrêtent un peu au Sud de Delft pour observer le paysage d'inversion, dont la genèse est représentée schématiquement par les figures 16 A, 16 B et 16 C (d'après W. Van Liere). L'inversion du relief est due au tassement différentiel des sédiments. Elle est nettement visible dans le terrain. Des sondages exécutés montrent la présence de sable au centre des chenaux à relief inversé, tandis que dans les cuvettes on trouve de la tourbe sous une couche d'argile (17).

Après un dernier mot de remerciement aux directeurs de l'excursion, les participants se dirigent rapidement vers Bruxelles, où ils arrivent tard dans la soirée.

(17) W. VAN LIERE, De bodemgesteldheid van het Westland (*Verstagen van Landbouwkundige Onderzoekingen*, 's Gravenhage, 1948).
