

Les formes du relief

Guy De Moor et Albert Pissart

LES GRANDES UNITES REGIONALES

Pour définir les grandes unités régionales du relief de la Belgique, il faut prendre en compte trois critères: tout d'abord le réseau hydrographique et le tracé des vallées principales, sorte de schéma directeur, ensuite la position altimétrique des terrains dont la synthèse devra respecter les continuités morphographiques et génétiques et enfin, la morphographie des interfluves majeurs.

A plusieurs reprises, des courbes de niveau arbitrairement choisies ont été utilisées pour délimiter des unités du relief. Très souvent ces courbes ne constituent qu'un critère insuffisant: une vallée ne

Charleroi: Paléokarst dans les calcaires carbonifères sous couverture lèssique, sur l'ensellement de Charleroi (G.D.M.).



peut être définie uniquement à partir d'une isohypse préférentielle, un lambeau de terrasse fluviale encore moins.

L'analyse d'une carte oro-hydrographique de la Belgique permet de distinguer trois grandes unités que nous considérerons successivement, à savoir le sillon Sambre-et-Meuse, les régions situées au Sud de ce sillon et enfin les régions qui se trouvent au Nord de celui-ci.

■ Le sillon Sambre-et-Meuse

Ce sillon se prolonge le long de la Meuse, de Liège jusqu'à Namur. Il se continue plus à l'Ouest, le long de la Sambre, jusqu'à la frontière française près d'Erquelines. Ce sillon suit le synclinal de Namur sauf à son extrémité occidentale, en amont de Charleroi, où la vallée s'écarte de l'axe du synclinal. En cet endroit, en effet, la vallée de la Sambre s'écarte de l'axe du synclinal qui rejoint et se prolonge en suivant la vallée de la Haine.

Le sillon Sambre-et-Meuse comprend non seulement les plaines alluviales de ces rivières, mais aussi les versants de ces vallées. Localement la morphologie y est fort influencée par la nature des roches sous-jacentes. Ainsi, entre la plaine alluviale et le Condroz ardennais-Marlagne, s'étend une zone de calcaires et de schistes carbonifères. Cette zone est spécialement bien développée entre Andenne et Malonne où l'érosion différentielle a modelé un relief varié entrecoupé par des terrasses de la Meuse. Celles-ci sont également éparses sur le versant Nord du sillon Sambre-et-Meuse et certaines s'étendent même de ce côté sur la crête d'interfluve qui domine la vallée de la Meuse.

■ Au Sud du sillon Sambre-et-Meuse

Dans cette partie du pays, à l'exception du fond de quelques vallées et des points les plus bas de la dépression de Fagne-Famenne, les terrains se

situent à plus de 200 m d'altitude. Les rivières sont profondément encaissées, les flancs de vallées présentent de fortes pentes et les zones sommitales des interfluves sont souvent peu accidentées et se situent à des altitudes relativement constantes.

Toute cette partie méridionale de la Belgique est un relief d'érosion développé dans un substrat de roches sédimentaires paléozoïques dures et plissées. Elle représente avant tout ce qui reste d'un relief hercynien et de ses noyaux calédoniens après une longue phase de dénudation pré-mésozoïque, et après que cette chaîne aplanie et fortement abaissée a été recouverte partiellement au cours du Mésozoïque et du Tertiaire par des transgressions marines. De ces dépôts marins, on ne retrouve de nos jours que quelques témoins sédimentaires. La plus grande partie de la couverture post-hercynienne, en effet, a été emportée par l'érosion fluviale qui s'est manifestée après le retrait des mers tertiaires.

Toutes les dénivellations du terrain y sont fortement conditionnées par la structure géologique et par l'érosion différentielle. On ne peut toutefois nier la présence de surfaces d'aplanissement à des altitudes diverses, surfaces dont l'origine reste une des énigmes morphologiques de cette partie du pays.

Cette partie méridionale de la Belgique comprend trois grandes unités : les Moyens Plateaux avec la dépression Fagne-Famenne et la bande calcaire, l'Ardenne et enfin la Lorraine belge.

1. Les Moyens Plateaux

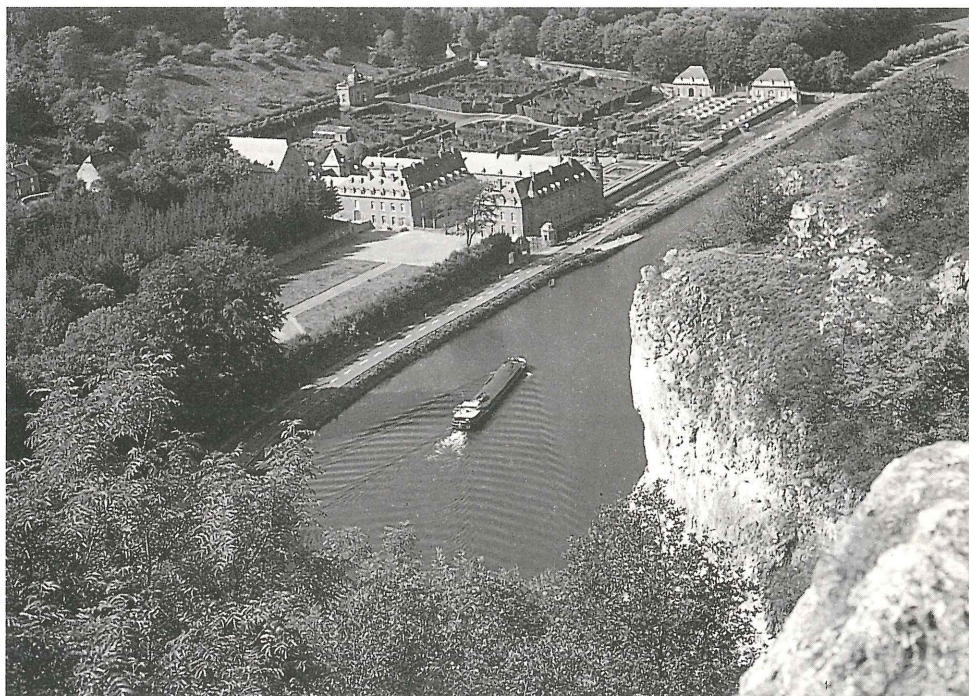
Entre le sillon Sambre-et-Meuse et la dépression de la Famenne, se situent les Moyens Plateaux qui ne s'élèvent guère au-dessus de 300 m et qui, dans le Condroz, sont caractérisés par un découpage morphologique orienté, lié à la structure géologique. Il n'y a que la Meuse de Dinant, c'est-à-dire le tronçon de la Meuse entre Givet et Namur, ainsi que l'Ourthe qui, en tant que rivières principales, traversent toute la zone de Moyens Plateaux, en recoupant transversalement du Sud au Nord toutes les structures géologiques. L'origine des tracés de ces rivières constitue d'ailleurs un des problèmes majeurs de la morphologie de la Belgique méridionale sur lequel on reviendra plus loin.

Il serait toutefois abusif de qualifier de plateaux toutes les régions qui s'étendent entre le sillon Sambre-et-Meuse et le plateau ardennais. Seul, en

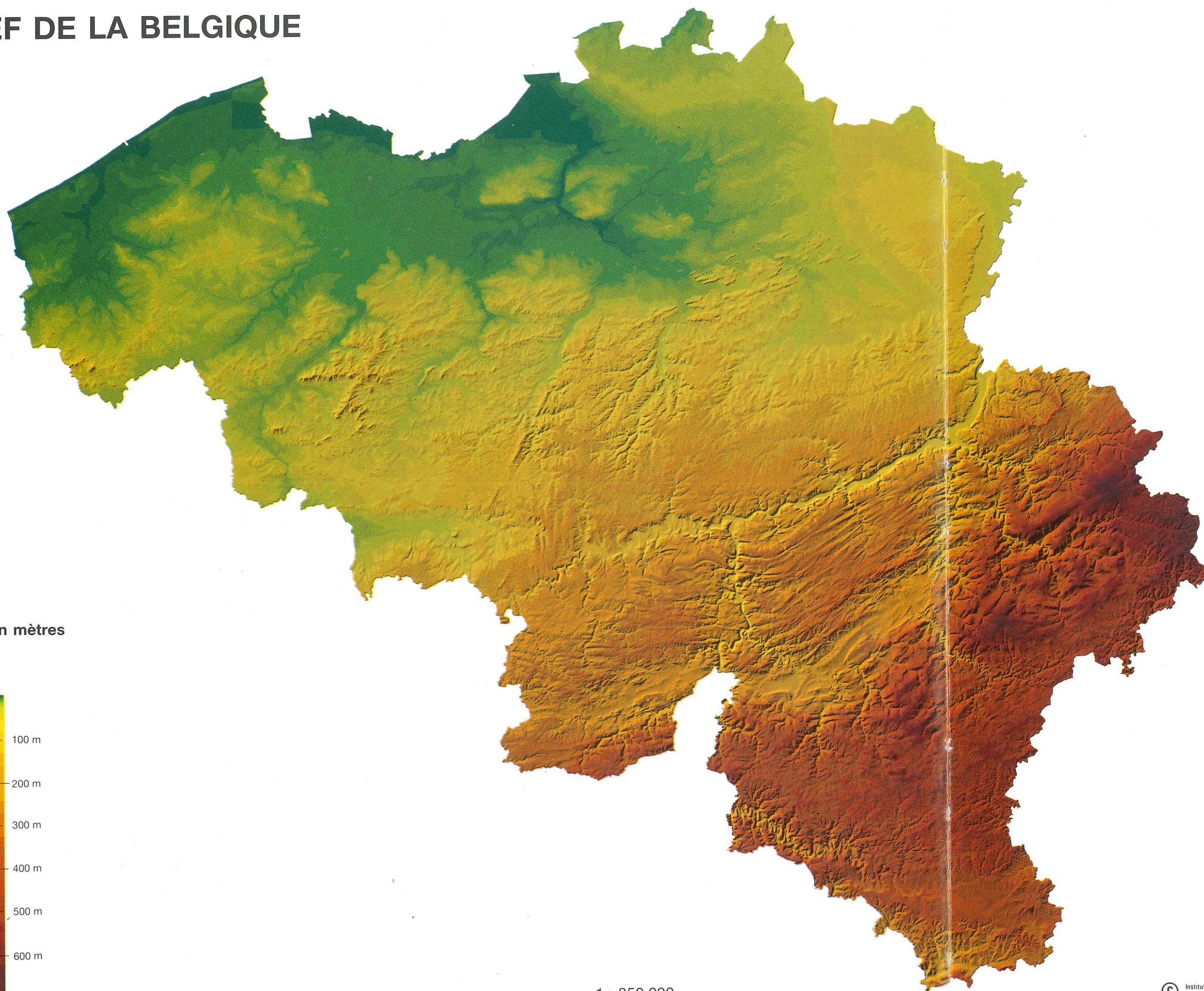
effet, le Plateau de Herve mérite pleinement ce terme. Son substratum est composé de formations subhorizontales crétacées et tertiaires qui justifient cette appellation. Le Condroz, tout comme l'Ardenne, a été nivelé par l'érosion, puis soulevé en plateau et partiellement entaillé à nouveau. Il s'agit donc probablement d'une pénéplaine ancienne et non d'un plateau typique. Toutefois, l'emploi du terme plateau pour ces pénéplaines anciennes est consacré par l'usage ; on l'adoptera dans ce chapitre.

Le *Plateau de Herve* domine un complexe de terrasses de la Meuse qui s'étend sur les deux rives du fleuve en aval de Liège. Il atteint près de 350 m d'altitude près de Henri-Chapelle. C'est en cet endroit qu'en Belgique on trouve, à l'altitude la plus élevée, d'épaisses couches crétacées dont la position témoigne d'un soulèvement du sol. L'érosion, en partant du niveau de base très proche de la Meuse inférieure, situé au Nord-Ouest, et de celui de la Vesdre, situé au Sud, y est très intense. Ici aussi le relief est fortement influencé par la différence de résistance à l'érosion des roches du substratum. De nombreuses banquettes horizontales sont développées dans les formations crétacées, d'autres correspondent à la surface de la pénéplaine sur laquelle elles reposent. Près de la frontière allemande, entre les sources de la Vesdre et de la Gueule, la topographie est beaucoup plus calme.

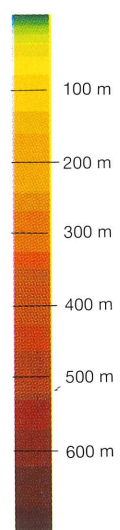
Freyr : Percée de la Meuse à travers un synclinal de calcaires carbonifères sur le bord Sud du Condroz (G.D.M.).



RELIEF DE LA BELGIQUE



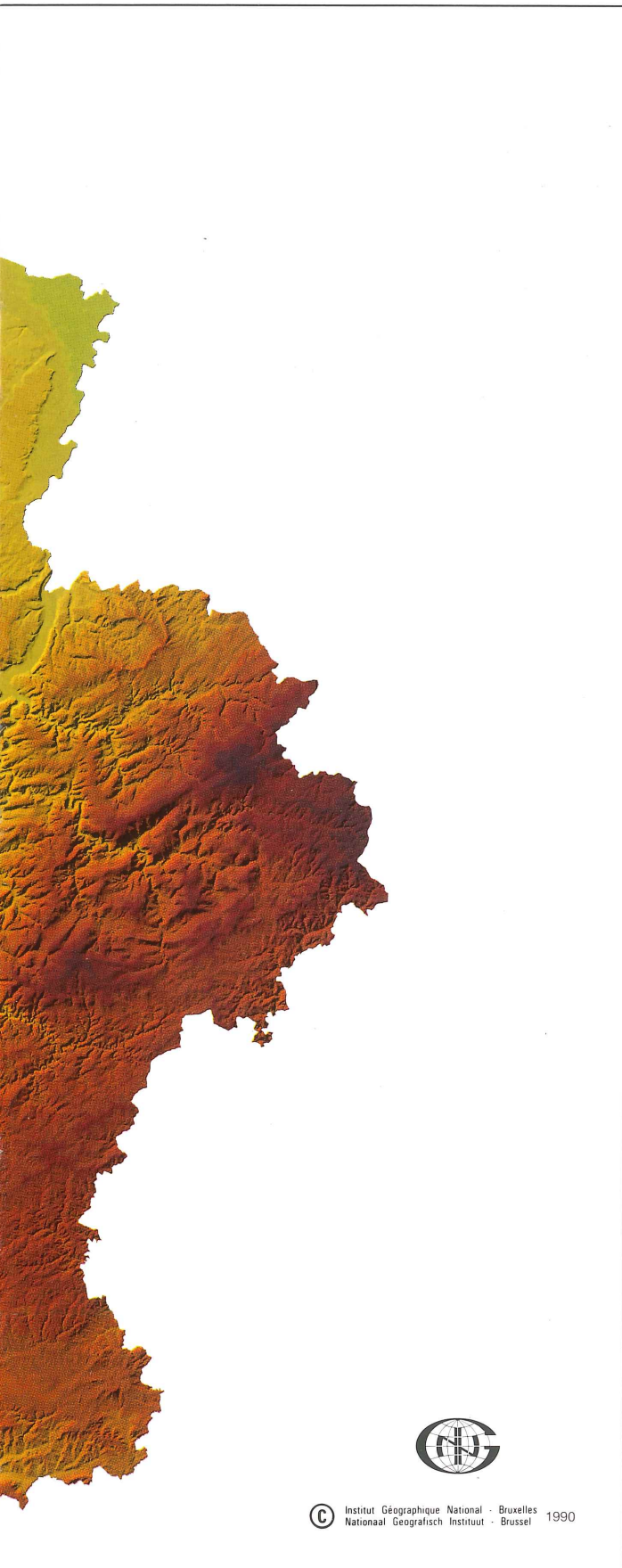
Altitudes en mètres



1 : 850 000



© Institut Géographique National - Bruxelles 1990
Nationaal Geografisch Instituut - Brussel



Sur le *Plateau Condruzien* les grands traits du relief sont étroitement contrôlés par les différences de résistance à l'érosion des roches primaires. Le relief y est constitué de crêtes (appelées « tiges ») et de dépressions approximativement parallèles. En général, les crêtes sont développées dans des zones psammitiques qui correspondent souvent à des anticlinaux, les dépressions s'observant dans des roches calcaires ou parfois schisteuses qui se situent le plus souvent dans des synclinaux. L'orientation de ces reliefs, ENE-WSW à l'Est de la Meuse et E-W à l'Ouest de celle-ci, suit strictement la structure géologique. La profondeur de ces dépressions est importante à proximité des vallées qui, comme celles de l'Ourthe ou de la Meuse de Dinant, traversent le Condroz du Sud au Nord. Près des têtes de vallée, l'encaissement est au contraire très peu accusé, les fonds de vallées étant proches des crêtes sommitales. Celles-ci sont par ailleurs très horizontales; aussi la ligne d'horizon est-elle très uniforme. Ces sommets peuvent être tangents par un plan s'élevant de 270 m près de Huy à 352 m à l'Ouest de Durbuy et, dans l'Entre-Sambre-et-Meuse, de 256 m au Sud de Couillet à 313 m au Sud de Florennes.

Au Nord du Condroz, s'étirent la *Marlagne* et le *Condroz Ardennais* qui se présentent comme une crête massive située entre la partie septentrionale du Condroz et le sillon Sambre-et-Meuse. Cette crête est profondément entaillée par les vallées de l'Ourthe, du Hoyoux et, près de Profondeville, de la Meuse. La surface sommitale de cette crête est relativement horizontale et correspond à peu près à la surface de transgression des dernières mers tertiaires qui l'ont recouverte. Cette large crête correspond à l'affleurement des roches arénacées du Dévonien Inférieur dont l'extension septentrionale est limitée par la grande faille de charriage du Condroz.

Plus à l'Ouest, en Thudinie septentrionale, les caractères morphologiques de la *Marlagne* s'atténuent. La vallée de la Sambre est en effet plus proche de sa source et est moins encaissée. Il en résulte que l'érosion y a été moins intense. En outre, le Dévonien inférieur est recouvert d'une couche de loess importante. Quant au Sud de la Thudinie, il continue le plateau condruzien, mais la morphologie structurale n'est guère apparente vu l'existence de placages importants de sables tertiaires.

La large *Dépression de Fagne-Famenne*, dénommée Fagne à l'Ouest de la Meuse de Dinant et Famenne à l'Est, succède, vers le Sud, au relief ondulé du Condroz. Le fond de cette dépression, dégagée dans les schistes du Famennien et du Frasnien, se trouve souvent à plus de 150 m en contrebas de la dernière crête condruzienne. Elle s'étend de la frontière française, près de Chimay, jusqu'à Durbuy et résulte de ce que les schistes ont été plus facilement érodés que les roches environnantes. C'est entre la Lesse et Beauraing que la dépression de la Famenne est le plus spectaculaire. Sa largeur y atteint plus de 10 km; elle s'étend à une altitude inférieure à 150 m.

La Fagne présente généralement un relief mame-lonné où les buttes les plus élevées («tiennes») sont des récifs de calcaire corallien isolés, qui ont mieux résisté à l'érosion que les schistes qui les entourent. Ces buttes sont moins nombreuses dans la Famenne qui, de ce fait, présente un relief beaucoup plus calme, mais on les retrouve sur son bord Sud, là où débute la Bande Calcaire.

La *Bande Calcaire* qui s'étend au Sud de la dépression de Fagne-Famenne forme un gradin, véritable marche d'escalier, et marque la transition entre cette dépression et le massif ardennais. Dominant souvent de plus de 100 m le fond de la dépression, ce gradin est dû à l'existence de roches calcaires, de dureté intermédiaire entre les schistes de la Famenne et les roches ardennaises. Les eaux acides descendant de l'Ardenne y ont engendré le développement de nombreuses pertes de rivières et aussi la formation des grottes les plus importantes de notre pays, entre autres, celles de Han-sur-Lesse. Au Sud de la dépression de Fagne-Famenne et de l'étroite bande calcaire qui s'y adosse, le relief monte vite au-dessus de 300 m et l'on y atteint le haut plateau découpé et étagé de l'Ardenne.

2. L'Ardenne

Région la plus élevée du pays, l'Ardenne s'élève progressivement de l'Ouest vers l'Est, passant de 300 m au Sud de Chimay, près de la source de l'Oise, à 694 m au Plateau des Hautes Fagnes, où, au Signal de Botrange, culmine le sommet de la Belgique. Ce haut plateau soutient quelques plateaux sommitaux, plus petits mais fort massifs, où l'altitude dépasse les 500 m.

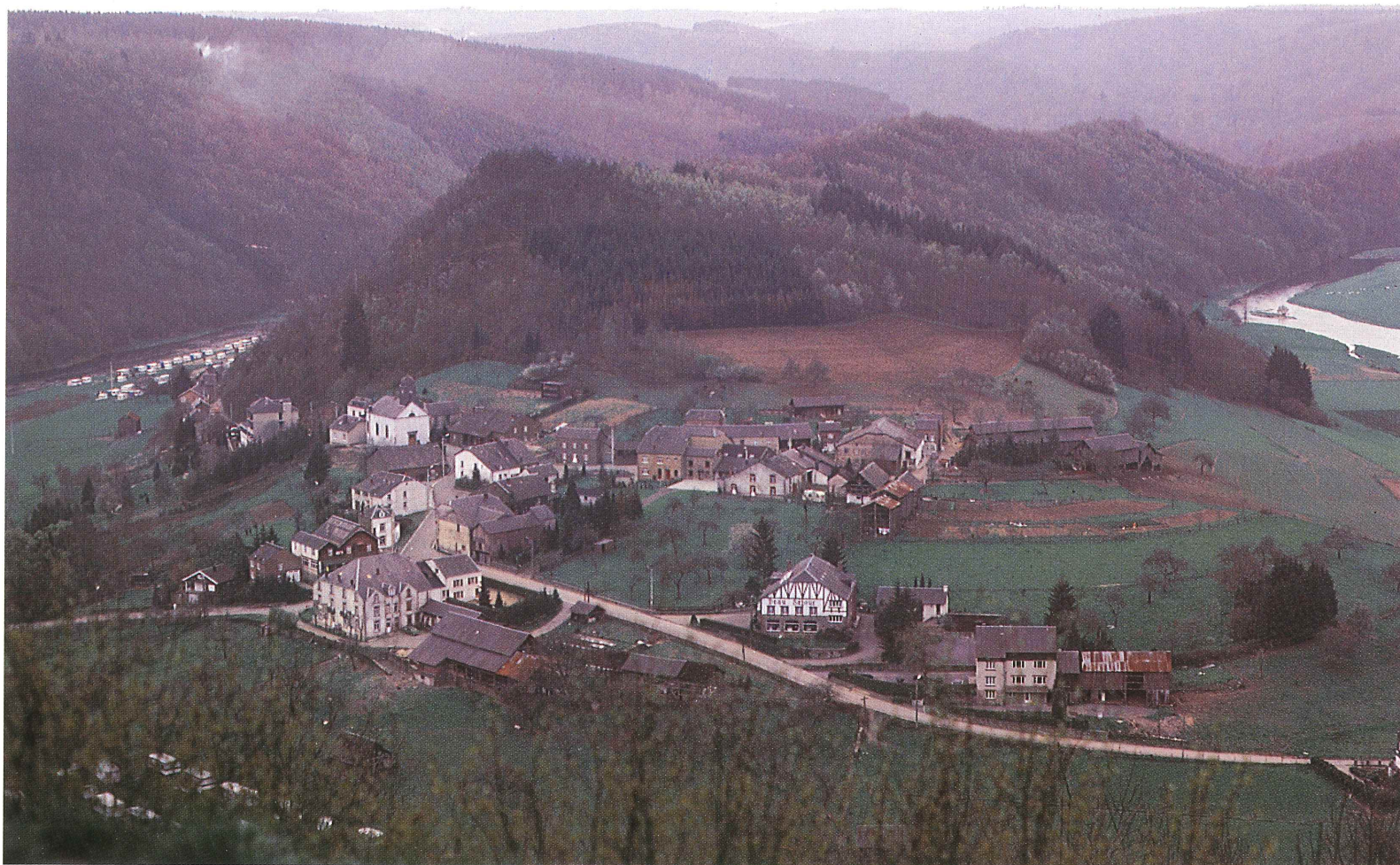
A l'Ouest de la Meuse, l'Ardenne est moins élevée et relativement peu attaquée par l'érosion. Elle se présente comme un dos surbaissé qui est incisé dans la partie belge par des affluents du Viroin.

A l'Est du rentrant de Givet, le massif s'élève de plus de 100 m et dépasse en effet 500 m au Massif de la Croix Scaille. Ce plateau sommital se trouve plus près de la retombée septentrionale du massif que de sa retombée méridionale. Les autres plateaux sommitaux de l'Ardenne sont également tous localisés près de cette bordure septentrionale. En effet, d'Ouest en Est, on rencontre près de la limite Nord du massif ardennais, tout d'abord le Plateau de Saint-Hubert (589 m), ensuite le Plateau des Tailles (602 m) et enfin le Plateau des Hautes Fagnes (694 m). Cette situation excentrique des sommets les expose à une érosion intense. Les vallées qui les attaquent sont profondément encaissées. L'entaille n'a toutefois pas atteint le sommet de ces massifs qui eux présentent encore toujours une topographie très calme. On y trouve des témoins de surfaces d'érosion très anciennes qui ont résulté du rabotage des roches ardennaises pourtant très résistantes. Cette allure uniforme des sommets déçoit ceux qui, pour la première fois, découvrent les sommets de la Belgique et qui s'attendent à y trouver un relief exaltant.

La ligne de séparation des eaux s'écoulant vers la Meuse au Nord et vers la Semois au Sud constitue une seconde ligne de crête, plus découpée à l'Ouest, et s'élevant progressivement vers l'Est.

S'étendant de la Croix Scaille jusqu'à Libramont, elle se prolonge par la limite des bassins hydrographiques de la Meuse et du Rhin qui passe près de Bastogne, longe la frontière luxembourgeoise puis, en passant au Nord de Saint-Vith, rejoint le plateau de Losheimergraben. A cheval sur la frontière allemande, ce plateau plus massif que celui des Hautes Fagnes atteint des altitudes semblables.

Seules l'Ourthe et l'Amblève ont réussi à s'étendre vers le Sud au-delà de cette première ligne de crête. Les deux Ourthe qui constituent l'Ourthe supérieure s'étirent selon une direction Sud-Ouest Nord-Est qui contraste avec la direction des autres rivières ardennaises. Elles se localisent dans une dépression large et peu profonde qui constitue un trait majeur de la morphologie de l'Ardenne. La percée de l'Ourthe au travers de cette première ligne de crête entre Nadrin



et Laroche est profondément incisée dans les roches ardennaises.

La morphologie des noyaux cambro-siluriens qui affleurent dans le massif ardennais montre une grande complexité. Quelques parties où affleurent ces roches appartiennent au plateau sommital, d'autres correspondent à des dépressions, comme on peut le voir par exemple à la bordure méridionale du Massif de Stavelot.

Dans la même région, la dépression de Malmédy est spectaculaire. Il s'agit d'une dépression tectonique remplie par des dépôts fluviatiles permians, principalement conglomératiques qui ont été excavés par la suite. Sur les versants raides de la vallée de la Warche, l'érosion le long des diaclases développées dans ces roches permianes a détaché du versant de hautes et étroites colonnes s'élargissant vers le bas. Ces formes sont appelées «demoiselles» car elles évoquent la silhouette des jeunes filles lorsque, autrefois, celles-ci portaient de très longues robes. Quelques kilomètres en aval, là où la vallée profonde de l'Ambève entaille le massif cambrien, se trouve la chute de Coö, haute de 30 m. Celle-ci

est apparue à la suite du recoupement par l'homme, au Moyen Age, d'un grand méandre encaissé.

Jouxtant le Massif cambrien de Spa-Stavelot et en partie développée dans celui-ci, s'étend la Fenêtre géologique de Theux. Faisant apparaître des roches plus jeunes et aussi plus tendres au milieu des roches du Dévonien Inférieur et du Cambrien, cette structure géologique particulière est responsable du façonnement d'une dépression spectaculaire, limitée par des abrupts lithologiques marqués, développés dans les roches dures qui l'entourent.

La retombée méridionale de l'Ardenne est également profondément découpée par l'érosion, spécialement au Sud-Ouest où la Semois et ses affluents ont creusé des vallées spectaculaires. L'intensité de l'érosion diminue vers les sources de la Semois et les entailles de la Vierre et des Rulles sont beaucoup moins marquées. Des érosions plus intenses existent cependant dans les vallées creusées par les affluents de la Moselle (la Sûre et l'Our) qui entourent l'extrémité SE de notre territoire. Cette retombée, à quelques km au Nord du Bassin Parisien, se présente comme un glaciais en pente douce.

Rochehaut: Méandre de la vallée de la Semois. La photo illustre la profondeur de l'incision, la raideur des pentes, le fond plat ainsi que l'existence d'un replat situé au-dessous de l'aplanissement sommital du bord Sud de l'Ardenne (G.D.M.).



Chassepierre: Front boisé de la cuesta de Florenville, dominant la vallée subséquente de la Semois établie dans les marnes mésozoïques du Bassin de Paris, en amont de la percée de la Semois à travers l'Ardenne (G.D.M.).

3. La Lorraine belge

Elle s'étend au Sud de l'Ardenne, sur une petite partie du Bassin Parisien. Les altitudes y varient entre 200 m dans la vallée de la Chiers, qui coule à l'extrémité méridionale de notre pays, et 465 m près d'Arlon, aux sources de la Semois. On se trouve en cet endroit précisément sur la ligne de séparation des eaux entre le bassin du Rhin et celui de la Meuse.

En amont d'un long tracé fortement encaissé dans les roches dures de l'Ardenne, la Semois n'exerce qu'une faible érosion verticale. La vallée y est large, les versants sont en pente douce et l'altitude y est inférieure à 300 m. La vallée de la Chiers est dégagée dans les roches tendres secondaires. Ses affluents, la Vire et le Ton, sont à des altitudes nettement inférieures à celle de la Semois et les têtes de vallée faisant partie de leurs affluents s'étendent vers le Nord et menacent de détourner les eaux de la Semois.

Les différences de résistance à l'érosion des roches secondaires sont responsables de l'apparition de trois cuestas, collines dissymétriques dont le versant raide, dénommé le front de la cuesta, est

tourné vers le Nord dans cette région. Le versant en pente faible, qui constitue le revers de la cuesta, y est par contre tourné vers le Sud. Cette disposition du relief dépend de l'ennoyage graduel des couches géologiques vers le Sud, en direction du cœur du Bassin Parisien.

Deux de ces cuestas sont particulièrement apparentes dans le paysage. La première est spectaculaire entre Florenville et La Cuisine, à proximité de l'endroit où la Semois pénètre en Ardenne. La seconde suit la frontière française sur plus de 30 km. Elle domine de plus de 100 m la vallée subséquente de la Vire.

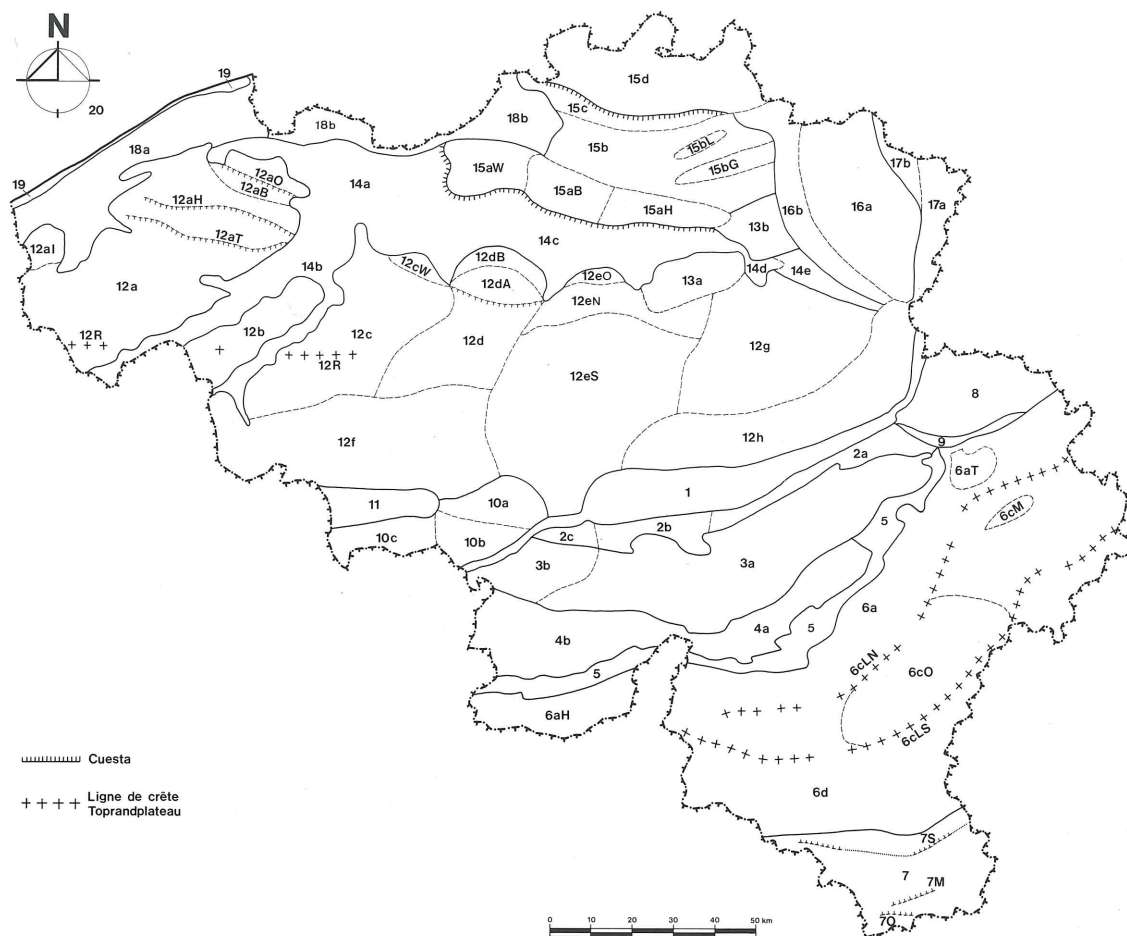
■ Au Nord du sillon Sambre-et-Meuse

La partie de la Belgique située au Nord du sillon Sambre-et-Meuse, appartient presque totalement au bassin de l'Escaut.

La surface du sol n'y atteint l'altitude de 200 m qu'en quelques points qui jalonnent une ligne de crête s'alignant parallèlement au tracé de l'axe Sambre-et-Meuse, et qui souvent se trouve au Sud de la ligne de séparation des eaux entre le bassin de la Meuse et celui de l'Escaut. La surface enveloppe de toute cette région, qui atteint 220 m au Plateau d'Anderlues, plonge doucement vers le Nord et, à l'Ouest de l'Escaut, vers le NNW.

Les principales rivières qui y coulent ne suivent toutefois pas ces directions et ne se dirigent pas directement vers la côte actuelle. Elles ont au contraire une direction SW-NE, parallèle à la côte belge. Elles débouchent sur un grand axe hydrographique transversal qui s'étend de Gand à Diest. Le Rupel, la Dyle Inférieure et le Démer Inférieur y coulent vers l'Ouest, l'Escaut Inférieur vers l'Est. Cet axe reçoit aussi quelques rivières comme les Nèthes qui se dirigent vers le SW. Les eaux ainsi rassemblées se déversent vers l'Escaut Maritime à travers la Percée de Hoboken située entre Rupelmonde et Anvers.

Localement, ce réseau hydrographique est vigoureusement entaillé, notamment le long de l'Escaut Supérieur, de la Dendre, de la Senne et de la Dyle. Ces vallées comme celles de leurs affluents sont le plus souvent asymétriques. Les vallées principales ont des flancs orientaux souvent très raides, tandis que les affluents coulent dans des vallées dont les versants septentrionaux sont les plus inclinés.



Les grandes unités morphologiques de la Belgique.

- 1. Sillon Sambre-et-Meuse
- 2a. Condroz ardennais
- 2b. Marlagne
- 2c. Thudinie du Nord
- 3a. Plateau condruzien
- 3b. Thudinie du Sud
- 4a. Famenne
- 4b. Fagne
- 5. Bande calcaire
- 6. Ardenne
- 6a. Ardenne septentrionale
- 6aH. Thiérarche
- 6aT. Dépression de Theux
- 6c. Ardenne centrale
- 6cLN. Ligne de crête Nord
- 6cLS. Ligne de crête Sud
- 6cO. Dépression des deux Ourthes
- 6cM. Dépression de Malmédy
- 6d. Ardenne méridionale
- 7. Lorraine belge
- 7S. Cuesta de Florenville

- (c. sinémurienne)
- 7M. Cuesta de Virton (c. des macignos)
- 7O. Cuesta de Torgny (c. de l'oolithe)
- 8. Plateau de Herve
- 9. Vallée de la Vesdre
- 10a. Ensellement de Charleroi
- 10b. Plateau d'Anderlues
- 10c. Haut Pays
- 11. Vallée de la Haine
- 12. Grand interfluve collinaire
- 12a. Interfluve Plaine côtière/Vallée de la Lys
- 12aI. Plateau d'Izenberghe
- 12aT. Cuesta de Tielt (c. de l'argile de base du Panisélien)
- 12aH. Cuesta de Hertsberge (c. des sables paniséliens)
- 12aB. Dépression de Beernem
- 12aO. Cuesta d'Oedelem (c. bartonnienne)
- 12b. Interfluve Lys/Escaut

- 12c. Interfluve Escaut/Dendre
- 12cW. Glacis de Wetteren
- 12d. Interfluve Dendre/Senne
- 12dA. Cuesta d'Asse
- 12dB. Glacis de Buggenhout
- 12eN. Plateau Brabançon septentrional
- 12eS. Plateau Brabançon méridional
- 12eO. Glacis d'Okkerzeel
- 12f. Plateau Hennuyer
- 12g. Basses collines de la Hesbaye humide
- 12h. Plateau de la Hesbaye sèche
- 12R. Ligne de crête des Collines de Flandres
- 13a. Collines du Hageland
- 13b. Collines de Lummen
- 14a. Vallée Flamande
- 14b. Vallée Flamande : embranchement méridional
- 14c. Vallée Flamande : embranchement oriental
- 14d. Dépression de

- Haelen-Schulen
- 14e. Vallée du Démer
- 15. Cuestas septentrionales
- 15a. Cuesta de l'argile de Boom
- 15aW. Pays de Waes
- 15aB. Pays de Boom
- 15aH. Pays de Heist-op-den-Berg
- 15b. Dépression des Schyns-Nèthe
- 15bL. Interfluve de Lichtaart
- 15bG. Interfluve de Geel
- 15c. Glacis de Brasschaat
- 15d. Cuesta des argiles de Campine
- 16a. Plateau de Campine
- 16b. Glacis de Beringen-Diepenbeek
- 17a. Plaine de la Meuse limbourgeoise
- 17b. Replat de Gerdingen-Bocholt
- 18a. Plaine côtière
- 18b. Polders de l'Escaut
- 19. Cordon des dunes
- 20. Plateau continental belge



Halle : Rapides de la Senne recoupant le substrat cambro-silurien affleurant dans le fond du lit (G.D.M.).

Cette asymétrie est particulièrement bien marquée à l'Ouest de la Dyle.

Plus au Nord, les fonds des vallées sont particulièrement larges et résultent du colmatage d'entailles pléistocènes.

Les traits majeurs de toute cette partie septentrionale de la Belgique et notamment les asymétries qu'on vient de décrire résultent de l'érosion fluviale dans un substrat de couches alternativement sableuses et argileuses datant du Tertiaire et, en Campine, du Pléistocène Inférieur. Ces couches plongent doucement vers le NNE et leur pente moyenne s'accroît légèrement dans cette direction. En certains endroits, ce sont toutefois les dépôts graveleux de terrasses quaternaires qui ont contrôlé les effets de l'érosion, en jouant le rôle de niveau résistant. Le meilleur exemple est donné par le plateau de Campine.

Ce n'est que très localement que des reliefs sont influencés par la présence d'un substrat plus résistant. C'est le cas sur le bord Nord du sillon Sambre-et-Meuse, le long des flancs de la Vallée de la Haine, au cœur du Dôme du Mélançois où l'Escaut creuse dans les calcaires carbonifères, ainsi que dans les

thalwegs de la Dendre, de la Senne et des Gettes, et localement en Hesbaye. En ces endroits, des substrats mésozoïques ou paléozoïques ont été atteints par l'érosion.

Cette partie septentrionale de la Belgique comprend neuf grandes unités morphologiques : la vallée de la Haine, le Haut Pays, le grand interfluve collinaire avec les bas plateaux, la Vallée Flamande et ses embranchements, les cuestas septentrionales, le plateau de Campine, la vallée de la Meuse limbourgeoise, la plaine côtière avec les polders de l'Escaut et la zone littorale.

1. La Vallée de la Haine

Cette large vallée au tracé Est-Ouest s'étend en grande partie au-dessous de 30 m et se dirige vers l'Ouest en passant par Mons. Elle comprend de grandes cuvettes où des dépôts tourbeux et alluvionnaires atteignent jusqu'à 10 m d'épaisseur. On y trouve des basses terrasses fluviales, comme à Mesvin. C'est une vallée synclinale, comme en témoigne l'allure des dépôts tertiaires et secondaires qui affleurent sur ses flancs. De fait, ceux-ci correspondent souvent à des revers de cuesta plus ou moins découpés et hérissés de fronts, comme à Harmignies et à Saint-Denis. Cette nature synclinale est aussi démontrée par le synclinal perché du Mont Panisel qui se trouve dans l'axe de cette vallée.

2. Le Haut Pays

Le flanc méridional de la vallée de la Haine est dominé par le Haut Pays, qui présente les caractéristiques d'un plateau et dont la limite septentrionale suit la faille de l'Eifel à partir du cours supérieur de la Sambre. La région à l'Est de la Haine supérieure se situe à une altitude nettement plus élevée et forme le plateau d'Anderlues, qui culmine à 212 m près de Mont-Sainte-Geneviève. Dans une grande partie de ce plateau, le substrat éodévonien, qui affleure également à la limite Nord du pays de Thuin, est recouvert de couches éocènes et de loess. A l'Ouest de la Haine supérieure, à partir de Binche, le relief est peu différencié et l'altitude dépasse rarement 120 m. Plusieurs rivières, dont la Trouille, coulent en direction du Nord vers la Haine. Elles creusent leur lit dans le substrat éodévonien qui affleure sous la couche de loess dans certaines zones au Sud de la faille de l'Eifel mais qui reste généralement recouvert de couches



crétacées. Par le plateau d'Anderlues et le socle de Charleroi, ce domaine se rattache, vers l'Est, aux bas plateaux de Moyenne-Belgique, au Sud du grand interfluve collinaire.

3. *Le grand interfluve collinaire*

Ce complexe d'interfluvés s'étend de la plaine côtière jusqu'à la Meuse. Au Nord, il entoure la Vallée Flamande. Sauf sur sa face Sud-Est, la pente qui le limite est le plus souvent comprise entre 10 et 50 m d'altitude. Généralement cette pente est peu marquée, spécialement à l'Est de la Dyle où elle s'estompe, ainsi qu'entre Gand et Alost et à l'Ouest de Louvain où elle prend l'allure d'un glacis.

Ce grand interfluve est découpé par les vallées des rivières conséquentes qui s'écoulent vers le Nord-Est en suivant la pente des couches tertiaires. Il peut être subdivisé en une série d'interfluvés secondaires.

L'interfluve entre la plaine côtière et la Lys est celui qui se situe le plus à l'Ouest. Quoiqu'il soit recoupé longitudinalement par les vallées de l'Yser et de la Wardamme-Hertsbergebeek, qui suivent un tracé conséquent, on le considère comme une seule

unité. Les deux petits interfluvés entre l'Yser et la Wardamme-Hertsbergebeek d'une part, et la plaine côtière d'autre part, présentent toutefois des particularités géomorphologiques propres, comme le montre le plateau d'Yzenberge, une terrasse marine constituée de dépôts estuariens d'âge holsteinien.

Cet interfluve est découpé par la dépression de Beernem, la vallée de la Poekebeek et par l'axe central de la Handzame et du Mandel, qui tous ont un tracé transversal. Cet interfluve est celui qui, en dehors de la crête des collines du Heuvelland, est le plus abaissé et le plus aplani. Malgré sa faible altitude, il constitue néanmoins l'interfluve où la morphostructure des cuestas développées dans les terrains éocènes est le mieux marquée. En effet, du Nord au Sud se succèdent la cuesta d'Oedelem, établie dans le complexe argileux bartonien et qui domine la dépression de Beernem au Sud, la cuesta de Lotenhulle-Hertsberge, dont le front domine la dépression de Poeke-Blauhuis, et qui a été formée dans les sables paniséliens à intercalations gréseuses et la cuesta de Tielt qui atteint 50 m d'altitude et est établie dans l'argile de base du Panisélien. A la suite de l'importance de la terrasse de Meulebeke

Obourg (Bois Saint-Macaire): Grès mamelonné remanié par l'érosion du sable landénien et conservé dans une cavité karstique dans la craie sénonienne du Bassin de Mons. A l'arrière-plan se remarque la cuesta des silex de Saint-Denis sur le flanc Nord de la vallée de la Haine (G.D.M.).



Kruishoutem: rebord du niveau de terrasse de 30 m (G.D.M.).

Renaix: Vue sur le Mont Hotond, faisant partie de la crête des Ardennes flamandes (G.D.M.).

(lambeau du niveau de 30 m) sur le flanc gauche de la vallée de la Lys, la dépression d'Ardooisie, établie dans les sables yprésiens entre la cuesta de Tielt et le bord Nord de la vallée du Mandel où affleure l'argile yprésienne, ne connaît pas d'écoulement direct vers la Lys et est drainée vers le Mandel.

Au Sud de l'axe Handzame-Mandel, l'interfluve correspond au revers de la cuesta de l'argile yprésienne, qui se continue jusqu'à l'Aa. Dans la région d'Ypres-Dixmude, le grand développement de la plaine de l'Yser a été facilité par des passages sableux importants à l'intérieur du complexe de l'argile yprésienne. Située au centre de l'interfluve, la crête de Zonnebeke est un lambeau du niveau de 60 m des terrasses méso-pléistocènes du bassin Lys-Escaut.

A l'Ouest d'Ypres, près de la frontière avec la France, s'élèvent les buttes-témoins du Diestien graveleux et limonitisé du Heuvelland, dont le sommet le plus élevé est le Mont Kemmel (141 m). Nulle part en Belgique les collines des Flandres ne sont aussi bien marquées qu'ici, car elles dominent directement de plus de 120 m, d'une part la plaine de la Lys, et d'autre part la plaine de l'Yser.

Sur la face Nord et Nord-Est, entre Gistel, Bruges et Maldegem, se situent des dos de sables de couverture qui s'adossent contre la pente bordière et qui localement portent des dunes continentales (comme c'est le cas par exemple à Sint-Michiels près de Bruges).

L'interfluve entre la Lys et l'Escaut Supérieur est le plus petit et le moins diversifié. Il porte, sous un manteau de loess, un important lambeau de terrasse fluviatile du niveau de 60 m.

Sur son bord Nord-Est, dans la région de Kruishoutem, cet interfluve est flanqué de quelques lambeaux de terrasse de flanc de vallée, appartenant au niveau de la terrasse de Meulebeke (30 m).

L'interfluve entre l'Escaut et la Dendre et celui entre la Dendre et la Senne s'élèvent à une plus grande altitude et présentent un découpage fluviatile plus prononcé.

Entre Renaix et Grammont, cet interfluve est traversé par la crête des collines des Flandres qui se prolongent vers le Sud par les hauteurs de Saint Sauveur en direction du Mont Saint Aubert. Au Nord de cette crête, le relief correspond en fait à un grand revers de cuesta plongeant doucement vers le Nord.



Il est fortement découpé et surmonté de nombreuses buttes allongées et souvent étagées. Celles-ci constituent des lambeaux de terrasses ou des replats structuraux conditionnés par des bancs gréseux ou par des passages plus argileux dans le substrat éocène. On y trouve également des buttes-témoins déterminées par des couches argileuses bartoniennes ou paniséliennes.

La face Nord de l'interfluve situé à l'Est de la Dendre présente néanmoins quelques cuestas qui sont mieux individualisées, notamment la cuesta d'Asse, dans les argiles bartoniennes, et la cuesta fortement découpée des argiles paniséliennes dans le Pajottenland.

Les collines du Hainaut Occidental qui s'étendent au pied Sud des Collines des Flandres sont plus basses et fort arrondies. Elles ont été façonnées dans l'argile yprésienne.

L'intensité du façonnement fluvial de cet interfluve est atténuée par la présence de dépôts de loess. Toutefois, les fonds des vallons partiellement colmatés sont souvent incisés jusque loin vers l'amont par l'érosion fluviale régressive post-glaciaire. En de nombreux endroits, les flancs des vallées présen-

tent des traces de glissements, ainsi que l'empreinte de l'activité des sources.

À l'Est de la Senne, l'interfluve entre la Senne et la Dyle et celui entre la Dyle et les Gettes présentent, à l'exception de leur partie Nord, un découpage fluvial moins prononcé et, en plus, atténué par la présence d'une couche de loess plus continue et dont l'épaisseur s'est accrue. Ce relief s'est développé dans les sables bruxelliens, très perméables et possédant une armature gréseuse marquée.

On y trouve d'importants replats sommitaux et de petites crêtes, de nombreux vallons en berceau, non encore entaillés par l'érosion fluviale régressive, en même temps que des vallées profondément incisées et de nombreux petits ravins. Les vallées principales présentent des lambeaux de terrasses de flanc de vallée parfois bien conservés (comme le long de la Senne et aussi le long de la Dyle à Louvain).

À l'Est de la Dyle, là où affleure déjà un substrat oligo-miocène plus complexe, la morphologie se différencie davantage et de nombreux replats, buttes-témoins, avant-buttes, microcuestas et dépressions s'y manifestent.

Renaix (Muziekberg) : Carapace de sables et cailloutis diestiens limonitisés au sommet des collines des Flandres (G.D.M.).

Neerijse (Nord-Ouest du plateau brabançon): affleurement du substrat de sables bruxelliens sous une couverture peu épaisse de lœss (G.D.M.).



Waterloo: Le plateau brabançon (G.D.M.).



Au Nord-Est de Louvain l'interfluve Dyle-Gettes se prolonge loin vers le Nord-Est par les collines du Hageland. Celles-ci atteignent plus de 100 m d'altitude au Pellenberg près de Louvain, et leur surface sommitale descend vers le NE pour atteindre 70 m à Diest et 60 m dans les collines de Lummen au Nord du Démer.

Ces collines allongées en direction SW-NE, aux pentes raides, hautes et souvent rectilignes, et aux sommets plans, sont fortement disséquées par le Démer et ses petits affluents. Elles y forment une importante barre que l'érosion régressive venant de la Vallée Flamande a eu des difficultés à entailler. Partout elles dominent de plusieurs dizaines de mètres des fonds de vallées souvent plats.

Plus vers l'Est, au-delà des Gettes, le relief devient encore plus ondulé et le nombre et l'importance des vallons augmentent. La nature du substrat sableux d'âge paléocène, l'éloignement des thalwegs de la Vallée Flamande, l'effet de la barre des collines du Hageland et l'importance du recouvrement loessique ont donné un relief moins incisé et une atténuation des dénivellations existant à la surface du substrat tertiaire.

Toutefois, à partir de Tongres jusqu'à Bilzen, le substrat oligo-miocène plus complexe a provoqué le développement de buttes-témoins, replats et microcuestas.

Dans sa partie Sud-Est, tout en s'élevant et en devenant de moins en moins découpé par les têtes de vallée des rivières, l'interfluve majeur passe graduellement à des surfaces sommitales étendues, planes et continues que l'on a considérées comme des bas plateaux et que l'on a dénommé Plateau Hesbignon à l'Est des Gettes, Plateau du Brabant entre Senne et Gettes et Plateau Hennuyer à l'Ouest de la Senne où il rencontre le Plateau d'Anderlues.

Tous se situent à des altitudes comprises entre 100 et 200 m. Ils forment une partie beaucoup moins découpée du grand interfluve collinaire. A part la face NW du Plateau du Brabant entre la Senne et la Dyle et la limite avec le sillon Sambre-et-Meuse au SE, ces zones ne présentent pas de pentes bordières assez nettes pour en faire de véritables plateaux morphologiques.

Les plateaux hennuyers et brabançons sont encore plus ou moins découpés par les affluents de la Senne, de la Dyle, de la Haine et du Piéton. Le

Plateau du Brabant montre souvent un vallonnement plus prononcé, dans lequel on reconnaît et l'importance du ravinement antérieur au dépôt des loess et l'effet du colmatage loessique. Les têtes de vallées n'y sont généralement pas incisées par l'érosion fluviale régressive holocène, mais au contraire soumises à l'accumulation de colluvions provenant de l'érosion des sols.

Le plus spécifique de ces bas plateaux est le Plateau de Hesbaye. Il est limité par la ligne Tongres-Tirlemont, les Gettes, la Méhaigne et le sillon Sambre-et-Meuse.

Au Nord du Geer, le relief de la Hesbaye Humide comprend de nombreuses vallées très évasées, qui sont occupées par des affluents des Gettes et de la Herck, et des interfluves peu marqués.

Localement des passages argileux du substrat tertiaire y font apparaître quelques buttes-témoins ou microcuestas.

Au Sud du Geer, le relief de la Hesbaye Sèche devient très uniforme et très plan. En dehors de l'incision très marquée du Geer dans le substrat crayeux et de la Méhaigne dans des roches paléozoïques, il ne montre que très peu d'entailles fluviales. On y trouve cependant un réseau de vallées sèches qui se dirigent en direction SSW-NNE vers le Geer et de nombreux vallons secs peu marqués qui présentent une asymétrie prononcée. Ce bas plateau est recouvert de limons éoliens, dont l'épaisseur, qui dépasse parfois 25 m, conditionne les traits essentiels de ce relief.

4. La Vallée Flamande

Au Nord du grand interfluve collinaire s'étend la grande dépression de la Vallée Flamande et de ses embranchements oriental et méridional. La Vallée Flamande elle-même forme une basse plaine sableuse située au Nord de Gand. Elle y atteint une largeur de 60 km. L'altitude y varie entre 4 et 10 m et la surface plonge doucement à partir du Sud et de l'Est en direction de la ligne Zelzate-Eeklo. Ce relief est en fait une surface de colmatage d'un ensemble de thalwegs pléistocènes profondément entaillés dans le substrat tertiaire. Ce colmatage est constitué de dépôts saaliens, eemiens et weichseliens qui ensemble peuvent atteindre jusqu'à 30 m d'épaisseur.

La Vallée Flamande présente des ramifications dans toutes les grandes vallées. Au Sud de Gand,



Afsnee : Dos sableux (Kouter) le long de la vallée holocène de la Lys dans la Vallée Flamande (G.D.M.).

l'important embranchement méridional se continue sur plus de 20 km. A l'Est de Gand, l'embranchement oriental se poursuit jusqu'à Bilzen, soit loin au-delà de la barre des collines du Hageland et de la dépression de Halen-Schulen. A Malines, sa largeur dépasse encore 10 km. Jusqu'à Diest la surface ne s'élève guère au-dessus de 15 m. Cet embranchement oriental est occupé par le grand axe hydrographique transversal. L'écoulement actuel n'emprunte donc pas la Vallée Flamande qui au Nord de Gand s'ouvre pourtant largement en direction de la mer. Même la dépression très évasée du Moervaart, par où s'écoule la Poekebeek-Kale, ne se continue pas vers le Nord mais se déverse (en partie artificiellement) par la Durme vers l'Escaut Inférieur.

La surface sableuse de colmatage de la Vallée Flamande et de ses embranchements est parcourue par des plaines alluviales et par de nombreux dos sableux surbaissés et allongés surtout d'Est en Ouest. Ce microrelief comporte plusieurs éléments d'âge et de nature différents dont les dénivellations ne dépassent guère 1 à 4 m.

On peut y reconnaître des levées très basses orientées SW-NE au Sud, et E-W à l'Est de Gand, et qui parfois bordent des dépressions alluvionnaires ou colluvionnaires, des zones faiblement bosselées constituées de sables de couverture dont l'épaisseur

ne dépasse guère quelques mètres, ainsi que des basses rides parallèles, également constituées de sables de couverture. En certains endroits se rencontrent des dos de sables de couverture plus importants. Entre Maldegem et Stekene, la Vallée Flamande est barrée par un grand cordon de sables de couverture qui a arrêté l'écoulement fluvial vers le Nord mais aussi l'avance des inondations marines du Dunkerquien. Localement, des dunes continentales holocènes recouvrent ces éléments.

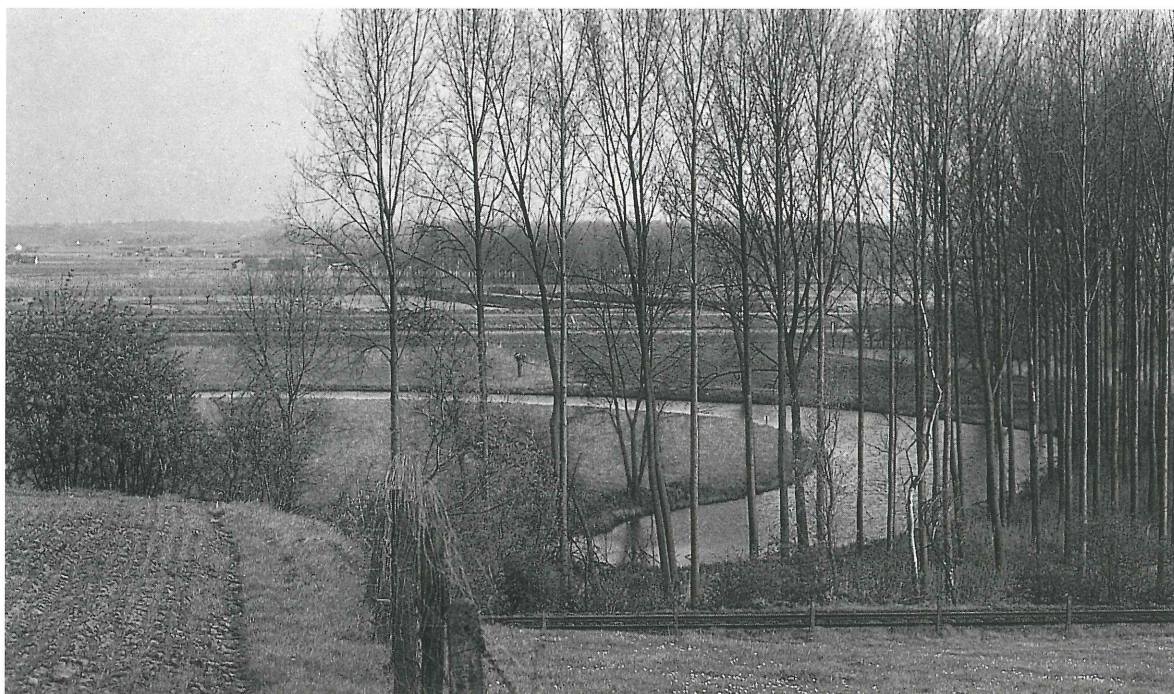
En quelques endroits, la topographie du substrat tertiaire se répercute faiblement à l'intérieur de la Vallée Flamande. C'est le cas pour les croupes de Laarne et de Heusden, mais aussi pour le dos à orientation WNW-ESE qui s'allonge à l'Est de Landegem. Celui-ci se superpose au passage de la cuesta de Tielt à travers la Vallée Flamande.

Les rivières actuelles qui drainent la Vallée Flamande et les fonds des vallées affluentes décrivent de larges méandres à l'intérieur de plaines alluviales. Leur surface se situe à quelques mètres en contrebas du sommet du colmatage fluvio-péglaciaire qui est lui-même recouvert d'un manteau de dépôts éoliens. Souvent ces plaines alluviales des grandes vallées sont constituées d'une succession de larges cuvettes, atteignant plusieurs kilomètres de diamètre, et séparées par des goulots beaucoup plus étroits. En de nombreux endroits, la morphologie de ces plaines alluviales montre la présence de levées, de cuvettes alluvionnaires, de méandres recoupés (oxbow lakes) et aussi de bourrelets et gouttières (point bars) à l'intérieur de méandres actifs ou recoupés (comme à Overmeire).

Le long des plaines alluviales et le plus souvent à l'Est des grandes cuvettes, se situent d'importants complexes de dunes de rivière, pouvant atteindre plus de 10 m de hauteur. Ceci est, entre autres, le cas entre Deurle et Laethem-Saint-Martin, le long de la Lys, et aussi plus vers l'Est aux environs de Keerbergen et de Bornem.

En certains endroits, on rencontre, à l'intérieur même des plaines alluviales, des buttes sableuses constituées soit de levées plus anciennes, soit de cônes alluviaux, soit encore de pointements de dépôts fluvio-péglaciaires sous-jacents, dépassant le niveau des alluvions. Ces derniers constituent les « donken » (comme à Oydonk dans la plaine alluviale de la Lys près de Deinze).

Heurne: Méandre dans le fond de la vallée holocène de l'Escaut supérieur et important talus bordant l'incision de la vallée holocène dans la surface de remblaiement weichsélienne de Heurne-Bevere (G.D.M.).



Eeklo: Surface de remblaiement sableuse de la Vallée Flamande dominée par le dos de sables de couverture boisé de Maldegem-Stekene (G.D.M.).

Bachte-Maria-Leerne: Lit majeur de la Lys, avec levée et déversement du lit mineur à travers la levée vers la plaine alluviale inondée (G.D.M.).

Deurle: Dunes de rivière à l'Est de la vallée holocène de la Lys (G.D.M.).



Weert: Chenal de marée dans les slikkes extérieures de l'Escaut inférieur par marée basse (G.D.M.).

Temse: L'Escaut inférieur par marée basse avec en arrière-plan le front de la cuesta du Pays de Waas (G.D.M.).



L'Escaut inférieur mais aussi le Rupel inférieur, la Senne inférieure et la Durme connaissent un régime influencé par les marées. La plaine alluviale y prend un caractère périmarin. Des digues importantes empêchent l'inondation semi-diurne de la plaine alluviale. Celle-ci reste cependant sous la menace continue de ruptures de digues et d'inondations spécialement lorsque des marées exceptionnelles se produisent au moment de tempêtes survenant devant la côte belge.

Les flancs de la Vallée Flamande présentent localement des terrasses moyennes, d'âge pré-holsteinien. Celles-ci situées près de Kruishoutem ont déjà été mentionnées. La Terrasse de Melle (d'âge holsteinien), située à 10 m au-dessus de la plaine alluviale, y forme la terrasse morphologique la plus basse située au-dessus du sommet de la plaine de colmatage weichselienne de la Vallée Flamande.

5. Les cuestas septentrionales

Au Nord de l'embranchement oriental de la Vallée Flamande s'étend, jusqu'à la frontière hollandaise, la zone des cuestas septentrionales. Du Sud au Nord, elle comprend d'abord la cuesta de l'argile de Boom, la grande dépression subséquente de la Petite Nèthe et des Schijns, et ensuite la cuesta des argiles de Campine.

La cuesta de l'argile de Boom forme l'interfluve majeur entre l'embranchement oriental de la Vallée

Flamande et la dépression de la Petite Nèthe. Elle s'étend de Waasmunster, où elle est recoupée par la Vallée Flamande, jusqu'à l'Est de Herselt. Son front, tourné vers le Sud, atteint plus de 35 m d'altitude près de Waasmunster et varie entre 25 et 50 m plus vers l'Est.

Cette cuesta est recoupée par deux percées importantes qui la divisent en trois subcuestas: celle du Pays de Waes, située à l'Ouest de la percée de Hoboken; celle du Pays de Boom entre la percée de Hoboken et la percée de Lierre; et celle de Heist-op-den-Berg, qui vers l'Est, dans la région d'Averboode, se perd dans les interfluves entre les affluents septentrionaux du Démer.

Les revers morphologiques de ces subcuestas se poursuivent assez loin vers le Nord. Ils ne correspondent pas complètement à une surface structurale. En effet, les affleurements de l'argile de Boom se limitent à une frange méridionale. Plus au Nord cette argile y est recouverte de sables anversiens et de sables pliocènes (notamment diestiens et scaldiens) qui conditionnent quelques buttes résiduelles, comme à Nieuw Namen près de Kieldrecht.

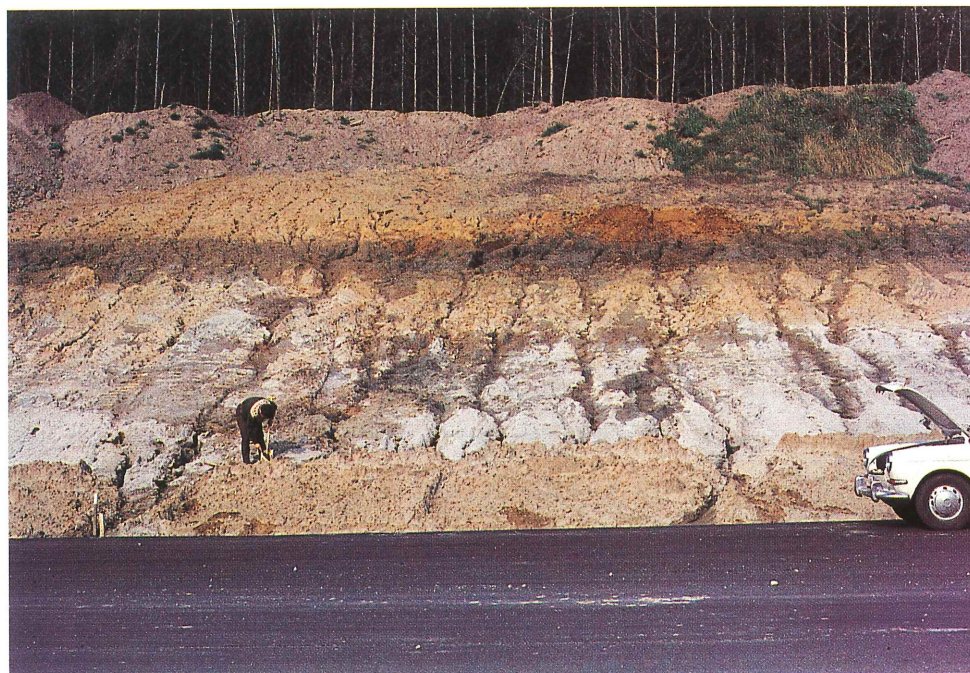
Le microrelief du revers de la subcuesta du Pays de Waes est caractérisé par une multitude de «champs bombés», parcelles dont le centre est plus élevé que les bords. On attribue à cette morphologie une genèse anthropique: elle résulterait de labours centripètes utilisés pour améliorer le drainage de

sols à substrat imperméable situé à faible profondeur. On ne peut toutefois pas exclure qu'une certaine prédisposition naturelle ait existé avant l'action de l'homme. Son origine serait soit éolienne, soit périglaciaire. Ce revers de cuesta est souvent recouvert de sables de couverture qui vers le Sud deviennent plus limoneux. Ils cachent un cailloutis considéré comme un lambeau de terrasse. Au pied de la pente Waasmunster-Stekene, où la cuesta est recoupée par la grande percée de la Vallée Flamande, s'étendent des dos de sables de couverture et des dunes continentales qui s'élèvent jusque sur le revers de la cuesta (comme à Waasmunster). Vers le Nord, ce même revers disparaît sous les dépôts intertidaux dunkerquiens des polders de l'Escaut.

Sur le revers de la subcuesta de Heist-op-den-Berg se situent de nombreuses buttes peu marquées de sables miocènes et pliocènes. Le cours de la Grande Nèthe près du bord Sud-Est du revers de la cuesta est remarquable. A l'Est de Heist-op-den-Berg, dans la zone des sables pliocènes, la rivière se dirige du NE au SW. Lorsqu'elle butte contre l'argile de Boom, son cours tourne vers le Nord, au lieu de se poursuivre par la vallée colmatée de Booischot en direction de la Vallée Flamande. Plus loin, la rivière rejoint un affluent Est-Ouest pour déboucher dans la percée de Lierre.

La large dépression des Schijns-Petite Nèthe se situe plus au Nord, entre Anvers à l'Ouest et Herentals à l'Est, où elle se termine sur une série d'interfluvés à direction NE-SW, comme celui de Olen-Geel-Mol et celui de Herentals-Lichtaart-Kasterlee. Ce dernier atteint une altitude de 40 m et forme une butte très allongée érodée dans des sables pliocènes dont la surface est localement plus ou moins limonitisée. Il porte quelques champs de dunes importants, notamment au Nord d'Herentals et aux environs de Kasterlee et domine des fonds de vallée marécageux, dans lesquels se situent plusieurs réserves naturelles, notamment celle de la Zegge.

A l'Ouest de Wommelgem, cette dépression en selle est parcourue vers l'Ouest sur une dizaine de km par les Schijns. Plus vers l'Est, elle est drainée par la Petite Nèthe, venant de l'Est, et par un de ses affluents, venant de l'Ouest. Après leur confluence près de Grobbendonk, leurs eaux entrent dans la percée de Lierre et s'écoulent en direction de la Vallée Flamande. La Petite Nèthe reçoit un réseau



dense de petits affluents, partant du front de la cuesta des argiles de Campine au Nord.

La dépression des Schijns-Petite Nèthe se situe en moyenne vers 15 m. Elle monte vers le glacis de Beringen à l'Est et vers le pied de la cuesta des argiles de Campine au Nord. Sa partie la plus basse ne se trouve donc pas au pied du front de cette cuesta. Elle en est séparée par un glacis recoupé par de nombreuses petites vallées très peu incisées. Les interfluvés surbaissés y sont peu entaillés dans le substrat pliocène sableux qui se retrouve à faible profondeur sous les sables de couverture.

A Anvers même, le substrat mio-pliocène, plus spécialement anversien et scaldisien, se trouve presque partout près de la surface. Au Nord de cette ville, le substrat éo-pléistocène se rencontre également à faible profondeur, aussi bien près de l'Escaut Maritime, à l'écluse de Berendrecht, que sur l'autre rive, aux alentours de l'écluse de Kallo.

Au Nord de cette dépression s'étend la cuesta des argiles de Campine. L'altitude y varie entre 20 et 30 m, avec quelques points s'élevant jusqu'à 35 m. Elle forme un interfluve surbaissé entre le bassin de l'Escaut et celui de la Meuse Inférieure. Au Sud, elle est bordée par un front qui, le plus souvent, n'est que très faiblement marqué et qui s'étend d'Ossendrecht à l'Ouest, où il domine de façon spectaculaire les polders de l'Escaut Maritime, jusqu'à l'Est de Turnhout. Là, cette cuesta s'adosse au glacis qui

Waasmunster: Coupe dans le flanc de la percée pléistocène de la Vallée Flamande à travers la cuesta du Pays de Waas (G.D.M.).

longe le Plateau de Campine. Entre Kapellen, Brasschaat et Schilde, ce front est longé par un glacis (glacis de Brasschaat) développé sur un substrat de dépôts sableux éo-pléistocènes, recouverts de sables de couverture et même de quelques dunes.

Le revers descend très doucement vers le Nord et montre de grandes étendues très planes (par exemple entre Brecht et Meer) où le substrat éo-pléistocène affleure à faible profondeur. Le long de certains cours d'eau comme la Weerijs, le Mark et l'Aa, qui tous coulent vers la Meuse inférieure, l'érosion a percé la couche argileuse et des sables ont été mis au jour. En ces endroits l'action éolienne a été importante; elle a édifié des complexes de dunes comme celles qui s'étendent entre Rijkevorsel et Merksplas et au Nord de Brecht. Ailleurs se sont formées des dépressions marécageuses, localisées spécialement à l'intérieur de dunes paraboliques et aux endroits où des dépressions ont été barrées par des dunes. Ce revers porte aussi quelques très grands champs de dunes à son extrémité Ouest, formant entre autres la réserve naturelle de Kalmthout.

6. Le Plateau de Campine

Plus vers l'Est se situe le Plateau de Campine. Il est limité à l'Ouest par la ligne Lommel-Bourg-Léopold-Genk-Lanaken et, à l'Est, par le flanc occidental de

la vallée de la Meuse limbourgeoise entre Lanaken et Neeroeteren. Il correspond à une large surface sommitale assez plane qui est en pente douce vers le Nord et qui se continue au-delà de la frontière hollandaise dans le Weert.

L'altitude y décroît graduellement de 104 m près de Zutendaal à l'extrémité Sud du Plateau jusqu'à 75 m au centre (près de Meeuwen) pour atteindre 30 à 35 m près de Achel et 45 m à l'Est de Postel sur la frontière avec les Pays-Bas. Sur sa face Est le plateau est découpé par une série de rivières qui s'écoulent vers la Meuse limbourgeoise (comme l'Itterbeek et la Bosbeek). Le centre est drainé par le réseau du Dommel qui se dirige vers le Nord en direction de la Meuse. A l'Ouest les têtes de vallées appartiennent en partie au bassin du Démer, en partie à celui des Nèthes.

Tout le Plateau de Campine est couvert d'une épaisse couche (10 à 15 m) d'un cailloutis grossier, contenant, çà et là, des blocs de plusieurs tonnes. Les éléments de ce cailloutis sont principalement d'origine ardennaise. Ils recouvrent un substrat essentiellement sableux d'âge miocène et pliocène au Sud et d'âge éo-pléistocène au Nord. Ce dépôt graveleux constitue un dépôt fluviatile de la Meuse méso-pléistocène, comme l'indique sa position dans la morphostratigraphie des terrasses de la Meuse. Il a été mis en place, au moins partiellement, sous des conditions périglaciaires.

La grande perméabilité et la résistance à l'érosion fluviatile de cette couverture caillouteuse vis-à-vis des substrats sableux qui affleurent aux alentours, ont conduit à la mise en relief du plateau à la suite de l'érosion régressive des affluents de l'Escaut et de l'entaille de la Meuse. De cette façon, le plateau de Campine correspond à une terrasse de la Meuse méso-pléistocène. Le plateau est bordé par une pente bien marquée, raide et relativement haute au Sud de Beverlo, mais surtout du côté de la Vallée de la Meuse où sa hauteur peut dépasser 40 m. Plus vers le Nord-Est, la différenciation diminue graduellement, la pente générale du plateau et celle des terrains environnants plongeant dans des directions et avec des intensités différentes. Du côté de la Meuse, le bord est localement profondément incisé par des vallées de rivières descendant du plateau, comme l'Itterbeek près d'Opitter et la Bosbeek près d'Opoeteren.

Ossendrecht : Dunes continentales holocènes de la Kalmthoutse Heide reposant sur le complexe éo-quaternaire de la cuesta Ossendrecht-Turnhout (G.D.M.).



Du côté Ouest, la pente bordière domine partout un glacis découpé par de nombreux cours d'eau, qui descendent du plateau. On l'appelle glacis de Beringen, bien qu'il se poursuive de Diepenbeek jusqu'au Nord de Mol. Partout le long de ce glacis, de nombreux suintements d'eau déterminent la présence de dépressions marécageuses et même tourbeuses. Le Bolderberg près de Lummen a été considéré comme une butte-témoin du Plateau de Campine. Il témoigne de l'extension plus grande qu'a connue le plateau et surtout la terrasse qui le recouvre.

Ce glacis est localement recouvert d'importants complexes de dunes continentales qui vers le Nord se poursuivent jusque sur le plateau même. C'est le cas près de Bourg-Léopold. De grands champs de dunes couvrent la région entre Retie, Mol et Baelen ainsi qu'une bande au Nord de Beringen, sur la rive droite de la Zwartebeek.

Le Plateau de Campine proprement dit est également couvert d'importants champs de dunes continentales, essentiellement postglaciaires, notamment entre Hechtel et Lommel, au Nord de Kaulille et le long de la Bosbeek, à l'Ouest d'As et surtout près de Gruitrode. Certains de ces champs présentent d'importants éléments paraboliques.

Entre Lanaken et Neeroeteren, le flanc Est du plateau est affecté de plusieurs replats de flancs de vallée, recouverts de cailloutis, et considérés comme des terrasses fluviatiles formées lors de l'entaille graduelle de la Meuse limbourgeoise au cours du Pléistocène supérieur.

Sur son bord Nord-Est, le plateau est recoupé par un talus bien marqué, d'une dizaine de mètres de hauteur. Il suit le tracé Neeroeteren-Bree-Kaulille avec une direction Sud-Sud-Est – Nord-Nord-Ouest. Le plateau ne domine pas directement la plaine de fond de vallée de la Meuse limbourgeoise mais un important replat bien visible près de Gerdingen. Ce replat de Gerdingen domine la plaine de Kinrooi qui fait partie du fond de la Vallée de la Meuse au Nord de Maaseik. Il forme un replat de faille. Le talus qui le domine à l'Ouest est considéré comme un escarpement de faille qui se situe dans le prolongement de l'importante faille du Feldbiss, située sur le bord Sud du graben de Roermond. Cette faille aurait encore rejoué au Pléistocène supérieur.



7. La vallée de la Meuse limbourgeoise

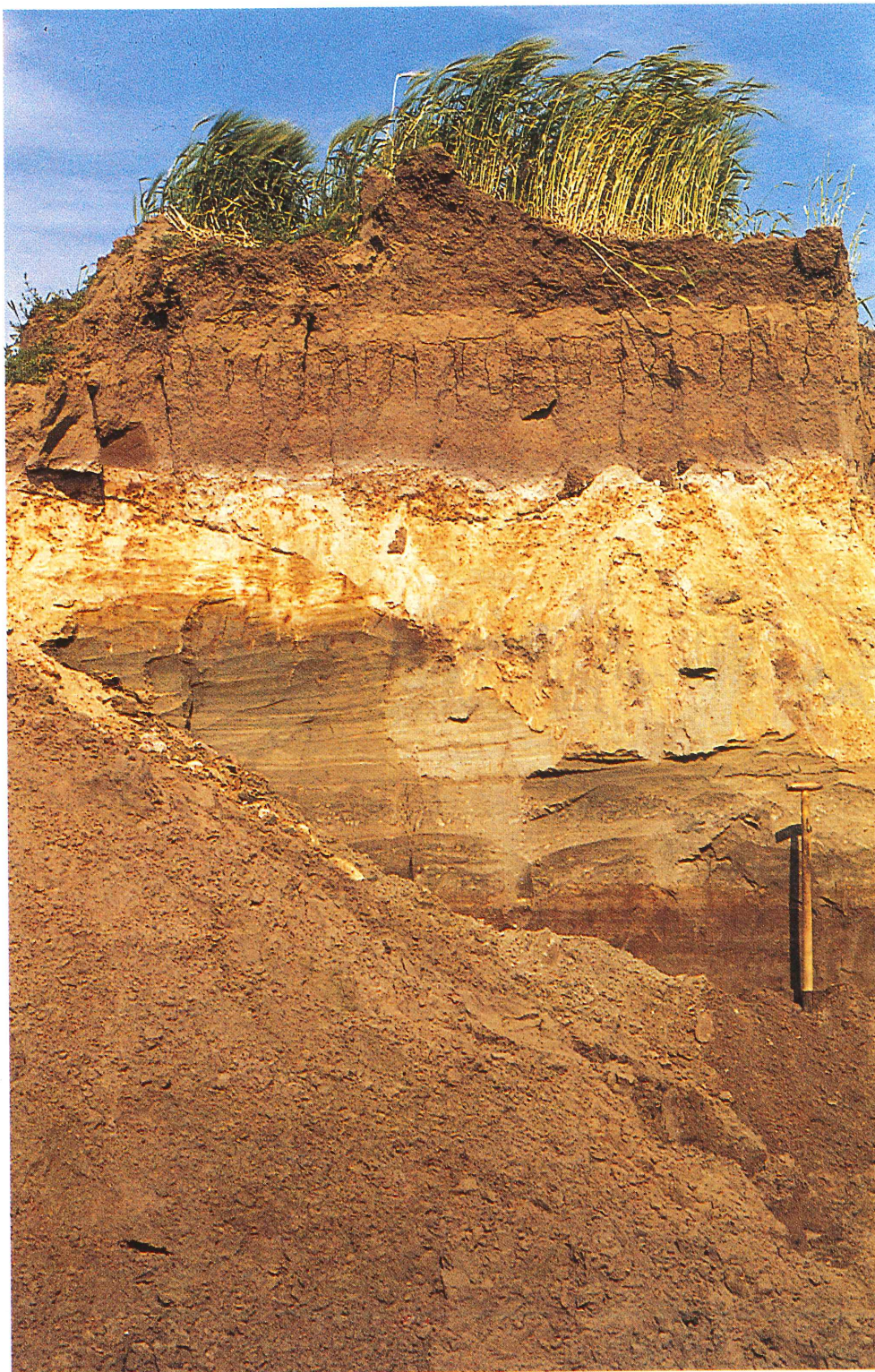
Cette partie de la vallée de la Meuse se situe en aval de Maestricht, où elle sort de l'entaille dans le substrat crayeux.

Entre Lanaken et Maaseik, le fond de la vallée comprend d'une part la basse terrasse de la Meuse, et d'autre part une plaine alluviale.

La basse terrasse (terrasse de Maasmechelen) se situe à Lanaken vers 45 m. Elle descend vers le Nord pour atteindre environ 30 mètres d'altitude près de Kessenich. Au Nord de Maaseik, elle ne touche pas le pied du plateau de Campine, comme on l'a déjà mentionné précédemment. Elle est recouverte d'un manteau de sables de couverture qui, au Sud de Neerharen, devient de plus en plus limoneux. Localement existent aussi quelques dunes, comme près de Maasmechelen. Cette terrasse correspond au sommet d'un dépôt fluvio-périglacière weichselien constitué d'un cailloutis grossier en provenance de l'Ardenne.

La plaine alluviale de la Meuse limbourgeoise est à quelques mètres au-dessous du niveau de la basse terrasse. La rivière y décrit de grands méandres et attaque alternativement le niveau de la basse terrasse, qui s'étend surtout sur le territoire belge, et les terrasses moyennes qui se situent sur le territoire hollandais. La plaine alluviale présente aussi de nombreux méandres recoupés. Cette plaine est traversée de nombreuses digues qui rappellent celles des plaines alluviales périmarines du Nord du pays et qui ont été construites pour contenir les crues de la rivière.

Koersel: Le plateau de Campine avec dunes continentales boisées (G.D.M.).



Anvers (Bassin Delwaide):
Sédiments poldériens d'âge
Dunkerquien III-B reposant sur
des sables weichséliens situés
au-dessus d'un substrat de
sédiments du Pleistocène Inférieur
(G.D.M.).

La présence d'un cailloutis grossier à faible profondeur y a donné naissance au développement de nombreuses et importantes ballastières actives, mais aussi abandonnées. Tout comme pour celles creusées sur le plateau même, leur importance est telle qu'elles peuvent être considérées comme un élément anthropique du relief.

8. La plaine côtière et les polders de l'Escaut

La plaine côtière et les polders de l'Escaut sont les territoires les moins élevés de la Belgique. Ils font partie de la grande plaine maritime qui se poursuit du Cap Blanc-Nez, en France, jusqu'au Danemark.

En général, l'altitude y est comprise entre 3 et 5 m. Ces régions seraient soumises à des inondations lors des marées hautes si elles n'étaient protégées par le cordon de dunes ou, lorsque celles-ci font défaut, par des digues et des écluses qui, ouvertes au moment de la marée basse, permettent l'évacuation des eaux.

En Belgique, la plaine côtière s'étend jusqu'à Furnes, Dixmude et Bruges; elle s'arrête sur des terrains plus élevés où les dépôts pléistocènes et le substrat tertiaire s'élèvent rapidement. La plaine côtière ne dépasse généralement pas 15 km de largeur, sauf dans la partie occupée par le bassin de l'Yser, en aval de Dixmude.

Cette plaine côtière forme d'ailleurs une zone où, comme dans la Vallée Flamande, les thalwegs, profondément incisés en plusieurs phases successives au cours du Pléistocène, ont été colmatés de dépôts quaternaires, dans lesquels les sédiments marins eemien occupent une place très importante. La partie supérieure des dépôts quaternaires est constituée de dépôts marins holocènes d'épaisseurs variables. Les différents faciès dunkerquiens reposent souvent sur une importante couche de tourbe subboréale, appelée tourbe de surface. Parfois ils recouvrent directement le substrat weichselien ou eemien, ou même des couches marines ou lagunaires atlantiques, c'est-à-dire antérieures à la formation de la tourbe de surface. En certains endroits celle-ci n'a pas été submergée par les inondations dunkerquiennes.

Les polders de l'Escaut longent la rive gauche de l'Escaut maritime sur une grande largeur, pour atteindre Watervliet, Zelzate et Kieldrecht, loin à l'intérieur des terres. Ils s'étendent sur une vaste

zone au Nord d'Anvers, et se continuent en amont de cette ville le long de l'Escaut pour dépasser Temse. L'Escaut maritime, dont la largeur atteint 5 km près de l'embouchure, connaît un régime de marées avec un marnage important et une asymétrie marquée entre les courants de flot et de jusant. Son effet se fait sentir très loin à l'intérieur le long de l'Escaut inférieur, et la marée atteint Gand avec une amplitude qui dépasse actuellement 2 m. Contrairement à la plaine côtière elle-même, toute cette zone n'a connu d'importantes inondations marines qu'à partir du XII^e siècle, quand la plaine tourbeuse qui s'étendait derrière un cordon littoral a été graduellement inondée à la suite du développement des chenaux de marée. Quelques surfaces montrent encore l'état initial de cette région et témoignent de la période où l'Escaut s'écoulait essentiellement par l'Escaut Oriental. C'est notamment le cas à Bornem (Weert) où l'on retrouve des méandres qui ont été façonnés par l'Escaut non encore affecté par la marée. Ce secteur de la plaine alluviale est conservé derrière de hautes digues qui ont été graduellement rehaussées au fur et à mesure que la marée devenait de plus en plus importante en amont d'Anvers.

La plaine côtière et les polders de l'Escaut correspondent à l'extension des sédiments poldériens qui ont été mis en place au cours de différentes inondations de l'Holocène supérieur, plus spécialement durant le Dunkerquien II (Oudland de la plaine côtière), le Dunkerquien III_A (Middelland de la plaine côtière) et Dunkerquien III_B (Nieuwland de la plaine côtière et Polders de l'Escaut). Il s'agit, en fait, d'une région de wadden intertidaux qui ont été gagnés sur la mer grâce aux endiguements et à l'organisation d'un drainage artificiel.

Auparavant, lors de chaque marée haute, les eaux pénétraient à l'arrière d'un important cordon littoral à travers d'importantes brèches occupées par des chenaux de marée. Ceux-ci se ramifiaient fortement dans les wadden qui étaient protégés des vagues. L'emplacement du cordon littoral a varié en fonction de la régularisation de la côte. Quelques restes du cordon littoral pré-Dunkerquien font encore partie de notre cordon dunaire actuel. On trouve des dunes anciennes à Adinkerke, Nieupoort, Le Coq. Le cordon littoral subatlantique a formé le support sur lequel, à partir du XI^e siècle, se sont développées les dunes actuelles.



Bruges-Saint-Pierre (1970) : Argile de wadden du Dunkerquien II reposant sur la tourbe de surface au-dessus du substrat sableux du Weichsélien (G.D.M.).

Sint-Margriet, La Blokkreek : Chenal de marée fermé dans les polders de l'Escaut occidental (G.D.M.).

Plaat van Ossenisse: Mégarides sur un haut fond par marée basse dans l'Escaut occidental en aval d'Anvers (G.D.M.).

Développement de chenaux inversés et de cuvettes inversés et de cuvettes par inversion de relief dans les polders anciens.

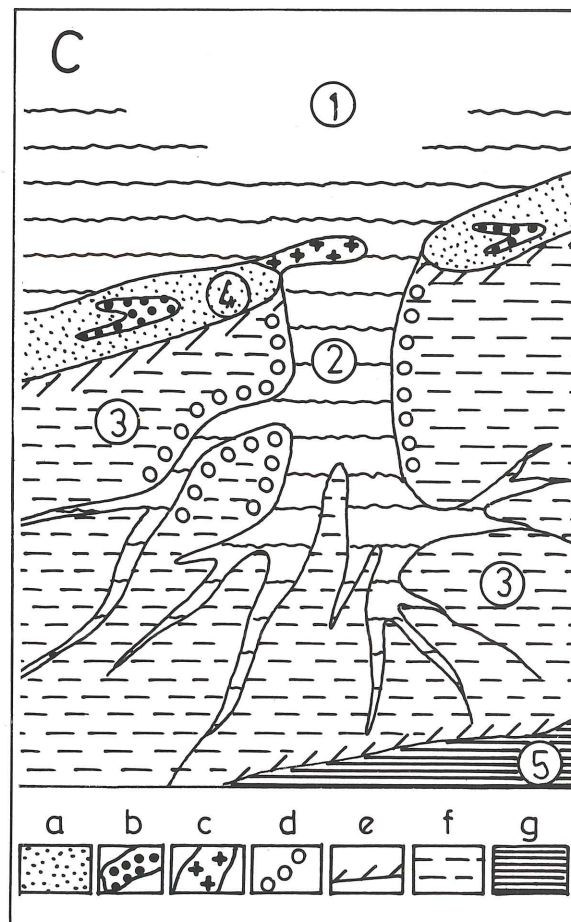
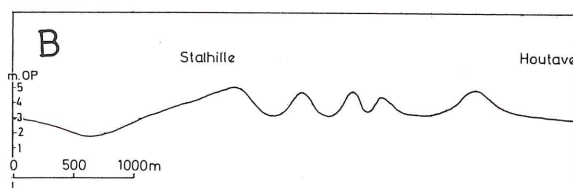
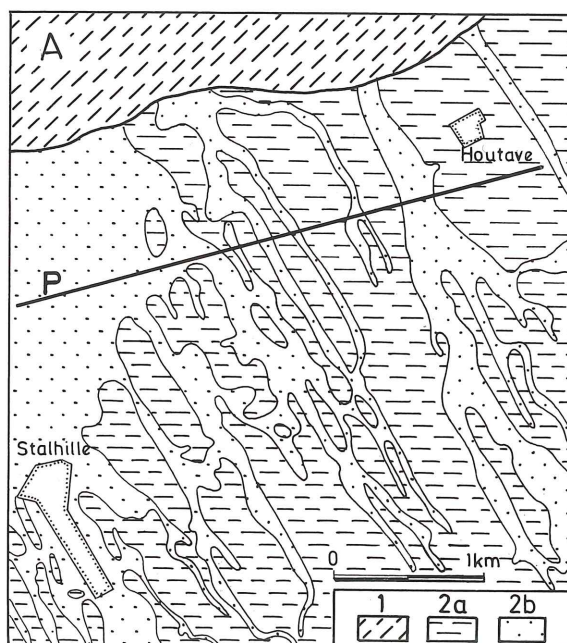
A. Chenaux inversés et cuvettes dans les polders anciens entre Stalhille et Houtave (d'après R. Tavernier et J. Ameryckx, 1970):

1. Paysage dunkerquien I recouvert;
2. Paysage d'inversion avec dépôts du Dunkerquien II reposant directement sur la tourbe de surface;
- 2a. Cuvettes à sols argileux;
- 2b. Chenaux inversés sableux

B. Profil transversal P à travers les chenaux inversés entre Stalhille et Houtave

C. Carte schématisée d'un milieu intertidal à l'arrière d'un cordon littoral:

1. Mer;
2. Chenal tidal avec embranchements;
3. Zone intertidale;
4. Cordon littoral avec flèche;
5. Pléistocène en affleurement;
- a. Dépôts sableux de cordon littoral,
- b. Sable éolien dunaire,
- c. Dépôts sableux de flèche,
- d. Levée,
- e. Slikke,
- f. Schorre.





Dans les wadden proprement dits se formaient des chenaux intertidaux, qui souvent se sont incisés jusque dans la tourbe sous-jacente. Dans ces chenaux se sont déposés des sédiments sableux, tandis qu'aux alentours s'étendaient des slikkes un peu plus élevées qui n'étaient inondées que durant une partie de chaque marée et où, à la suite du décroissement de la vitesse de l'eau et de la sédimentation différentielle qui en résulte, se déposait un sédiment argileux contenant une biomasse très importante. Ces zones plus élevées, sur lesquelles la sédimentation continuait, se changeaient graduellement en schorres qui n'étaient plus inondées que lors des marées hautes de vives eaux et qui se couvraient d'une végétation halophile.

Derrière le cordon de dunes, la plaine côtière actuelle présente un microrelief de dos surbaissés et de cuvettes peu marquées. Cette morphologie résulte du tassement différentiel auquel, à la suite du drainage organisé par l'homme, étaient soumis les sédiments plus argileux de schorre et slikke d'une part, et les dépôts sableux des chenaux d'autre part.

Actuellement, les parties les plus hautes correspondent aux chenaux de marée, tandis que les cuvettes résultent de l'affaissement des sols argileux à la suite du tassement des argiles et du compactage des couches de tourbe situées à faible profondeur. Ce paysage d'inversion de relief se montre le plus clairement dans les polders anciens, endigués avant le début du XII^e siècle et qui n'ont plus été inondés depuis lors. En ces endroits affleurent des dépôts mis en place au Dunkerquien 2.

Les polders de l'Escaut sont plus récents. Le relief y est avant tout conditionné par un réseau dense de digues qui isolent des surfaces plus réduites et d'altitude quelque peu variable. Les polders les plus récents sont situés à une altitude un peu plus élevée. Les chenaux de marée non encore colmatés y sont toujours très nombreux.

Des dépressions fermées parsèment la plaine côtière. Elles résultent d'exploitations locales d'argile par des briqueteries ou de l'enlèvement de la tourbe au-dessous des dépôts argileux qui ont été par la suite remis en place. Il y a trois zones où d'épaisses couches de tourbe affleuraient en surface. L'enlèvement de cette tourbe a donné naissance aux «moères» qui, du fait de leur bas niveau, ne peuvent être drainées que par pompage. La plus importante est la Moère franco-belge près d'Adinkerke. Partout ailleurs en Belgique, les polders sont drainés par gravité, en profitant de l'amplitude de la marée et de la distance plutôt réduite jusqu'aux écluses de chasse.

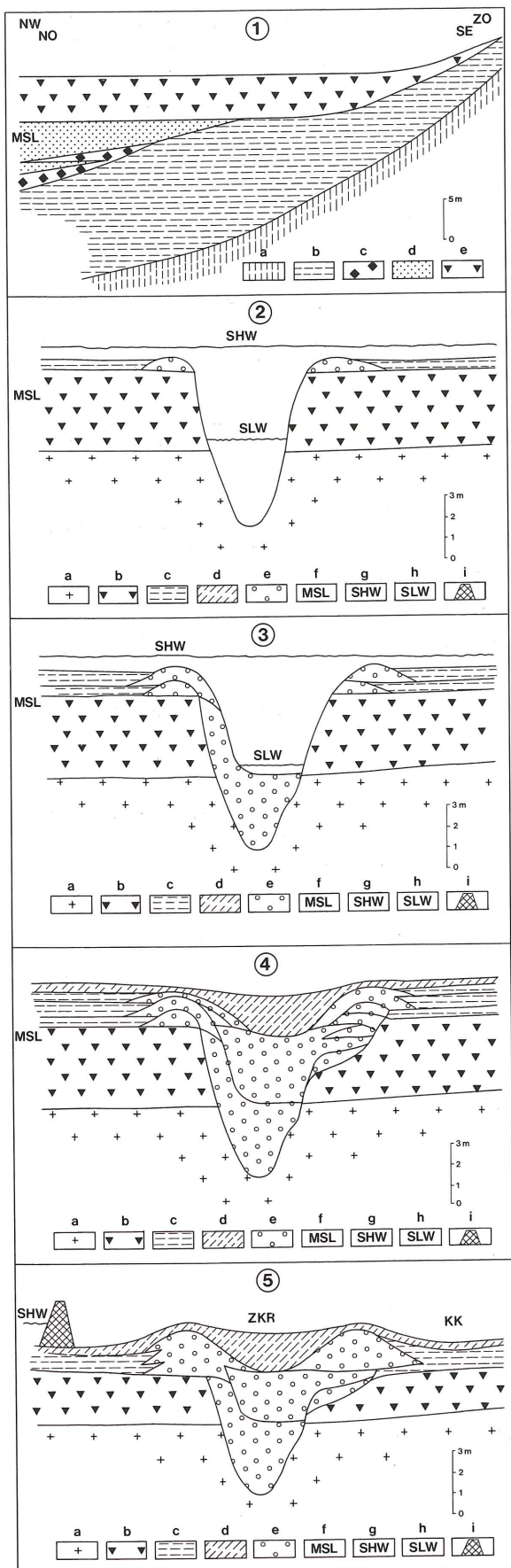
9. La zone littorale

La côte belge, longue de 65 km, est pratiquement rectiligne. Ce n'est qu'à l'Est de Wenduine que s'amorce très doucement l'embouchure de l'Escaut occidental.

Elle comprend un cordon dunaire continu qui d'une part domine la plaine maritime et auquel d'autre part s'adosse un estran. Actuellement il n'y a plus de wadden le long de la côte belge, sauf quelques petits restes dans l'embouchure de l'Yser à Nieuport, et à l'arrière de l'embouchure du Zwin, à l'Est de Knokke.

Le cordon dunaire a une largeur variable. Atteignant plusieurs kilomètres près des frontières française et hollandaise, sa largeur ne dépasse que rarement 200 m depuis Middelkerke jusqu'à Knokke,

Bruges-Nord (1982) : Dépôts typiques de chenal de marée du Dunkerquien (G.D.M.).



Le mécanisme de l'inversion du relief dans la plaine côtière belge (d'après R. Tavernier, 1947; R. Tavernier & J. Ameryckx, e.a., 1970; G. De Moor & F. Mostaert, 1989).

1. Coupe schématique transversale avec constitution géologique générale de la plaine côtière avant le début des inondations dunkerquiennes:

- Substrat tertiaire;
- Sédiments du Pléistocène Supérieur;
- Tourbe de profondeur;
- Dépôts de wadden atlantiques;
- Tourbe de surface subboréale

2. Incision d'un chenal de marée subatlantique dans la tourbe de surface par érosion verticale et par érosion régressive d'origine tidale. Début de la sédimentation intertidale suite à la mise sous

eaux semi-diurne à partir des chenaux de marée:

- Substrat pré-subboréal;
- Tourbe de surface;
- Argile de slikke dunkerquienne;
- Argile de schorre et dépôts de colmatage final dunkerquiens;
- Sables de levée dunkerquiens,
- Niveau marin moyen;
- Niveau de haute mer de vives eaux;

h. Niveau de basse mer de vives eaux;

i. Digue

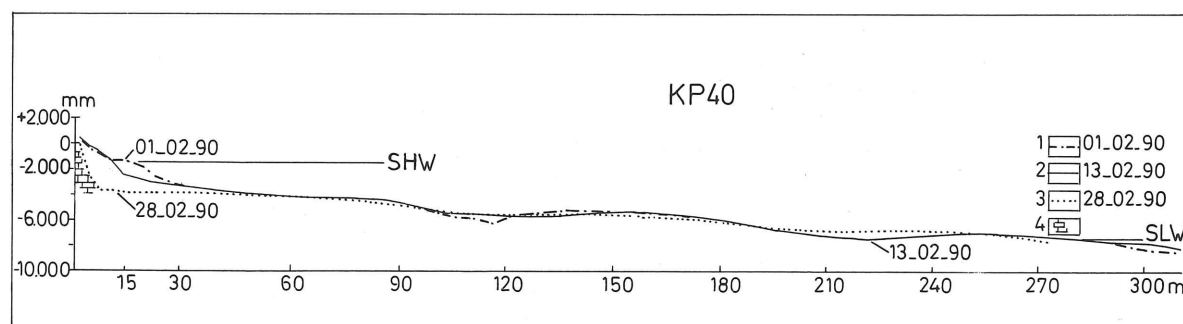
3. Sédimentation différentielle des dépôts intertidaux subatlantiques dans, le long et autour des chenaux de marée, accompagnée de migrations latérales des chenaux et des faciès de wadden après relèvement relatif du niveau de haute mer. Début de colmatage graduel du chenal de marée par sédimentation latérale et verticale.

4. Fin de la sédimentation de wadden accompagnée d'un développement généralisé de schorre et du colmatage ou de la fermeture des chenaux de marée avant endiguement.

5. Endiguement et assèchement du schorre suivi de l'inversion du relief avec formation des chenaux inversés plus élevés et des cuvettes devenant plus basses, suite au tassement différentiel par variation de l'épaisseur de la tourbe et par différence lithologique entre les sables des chenaux et des argiles de wadden.

Klemskerke (janvier 1980): Zone des terrasses lors d'une période de gel intense (G.D.M.).





à l'exception toutefois de la zone entre Bredene et Wenduine. Son altitude ne s'élève guère au-dessus de 20 m. Près de Coxyde le point le plus élevé, le «Hoge Blekker», atteint toutefois 31 m.

Une dune bordière continue longe l'estran. Elle est directement alimentée par la déflation éolienne qui s'exerce sur celui-ci. D'autre part, au moment des tempêtes, elle est attaquée par les vagues. Derrière cette dune bordière, se situent, surtout à l'Ouest de Nieupoort, des dunes paraboliques dont quelques-unes continuent à se déplacer parallèlement à la ligne de côte, sous l'influence des vents dominants de Sud-Ouest. Localement, on peut reconnaître des traces de dunes plus anciennes, notamment à Adinkerke et au Coq. A l'Ouest de Nieupoort, la mobilité des dunes est plus importante, ce qui entraîne en certains endroits la formation de surfaces de progradation et de «pannes», en entendant par ce terme local des dépressions creusées par la déflation éolienne et qui souvent atteignent la nappe phréatique.

Localement la régularisation de la côte a provoqué un recul qui, en quelques endroits, se marque sur la plage. C'est le cas entre Mariakerke et Middelkerke, où se situe un plateau d'abrasion développé dans les tourbes et qui parfois devient visible sur la plage. D'autre part, les dunes anciennes, situées à l'arrière des dunes récentes, témoignent d'une avancée de la côte. Mais n'oublions pas que toute cette zone littorale correspond à un cordon littoral situé en avant d'un wadden gagné sur la mer par endiguement.

L'estran, recouvert par la mer à marée haute et émergé à marée basse, est de type à dos et chenaux de plage. Il est le plus large à l'extrémité Ouest de notre côte, où l'amplitude moyenne de la marée est aussi la plus grande (4,5 m). Sa largeur y dépasse 500 m. A l'Est par contre, où le marnage moyen n'est que de 3,6 m, sa largeur n'atteint que 200 m. Mais la

différence d'amplitude de la marée n'explique pas tout. En effet, si la pente de l'estran est plus forte à l'Est, c'est également en relation avec la granulométrie plus grossière des sables qui s'y trouvent. Nulle part cependant, la pente de l'estran n'est régulière, car des crêtes et chenaux de plages en déplacement continuel l'accidentent.

En certains endroits l'estran subit actuellement une érosion importante, surtout à l'Est d'Ostende (entre Bredene et Le Coq) et à l'Est de Zeebrugge (entre Heist et Knokke). Celle-ci s'accompagne d'un abaissement de la plage, d'une plus longue et plus importante durée des mises sous eau et d'un recul du pied des dunes. Elle menace de créer des brèches dans le front de mer. Cette érosion est en partie due aux travaux portuaires, mais elle résulte aussi d'un phénomène naturel cyclique et local. Pour lutter contre cette érosion, graduellement des structures de défense ont été mises en place. Plus de 70 % de la côte est ainsi défendue par des ouvrages de protection: digues longitudinales et brise-lames (épis) qui depuis longtemps ont été mis en place et dont l'effet est plus que jamais mis en question. En outre, des rehaussements artificiels importants ont été réalisés en certains endroits. Ainsi, plus de 10 millions de m³ de sable ont été amenés sur les plages entre Heist et Le Zoute pendant la période 1978-1988.

Le *plateau continental* belge s'étend en face de notre côte jusqu'à une distance d'une centaine de kilomètres dans la partie la plus méridionale de la Mer du Nord. Sa superficie atteint environ 3.100 km², ce qui représente à peine 0,6 % de celle de la Mer du Nord même. Sa position lui donne cependant une signification stratégique et économique de niveau mondial.

Le fond marin est essentiellement constitué de sables et présente un relief de bancs et de chenaux.

Dynamique actuelle de la plage au Coq entre le 1^{er} février 1990 et le 28 février 1990 (levé G. De Moor, 1990).

L'évolution de la plage suite aux fortes tempêtes de WNW des 26 et 28 février 1990 est indiquée par une chronoséquence de 3 profils de plage successifs, levés au même endroit. La distance entre les stations de nivellement est de 3 m.

La comparaison montre une lourde perte près de la laisse de haute mer et une certaine perte de sable près de la laisse de basse mer. Entre les deux, la plage a été aplatie et les chenaux de plage ont été colmatés.

Au Coq, la perte de sable sur les 30 m supérieurs de la plage atteignait 41 m³/m de longueur de plage pour la seule nuit du 27 février 1990, pendant que le soubassement de la digue était mis à jour.

1. Profil de plage transversal au 1-2-90
2. Profil de plage transversal au 13-2-90
3. Profil de plage transversal au 28-2-90
4. Digue

SHW: niveau de haute mer de vives eaux au 1-2-1990

SLW: niveau de basse mer de vives eaux au 1-2-1990.



Coxyde-La Panne:

Les dunes côtières récentes du Westhoek.

La photo aérienne, prise en 1947, montre, à partir de la plage vers l'intérieur, successivement: les dunes bordières; un premier cordon de dunes paraboliques orientées vers le Nord-Est, situées dans un couloir parallèle à la côte et localement attaquées par la déflation; un complexe central de dunes mouvantes, allongé parallèlement à la côte et où se rejoignent les bras des dunes paraboliques; un second cordon de dunes paraboliques orientées vers le Nord-Est dans un couloir parallèle à la côte; un alignement dunaire méridional limitant nettement le cordon dunaire. Plus vers l'intérieur, sur la partie Sud-Ouest de la photo, se situe, entouré des dépôts poldériens, le massif des dunes anciennes d'Adinkerke-Ghyvelde (Atlantique) (I.G.M.).

Raversijde (1980):

Restes d'anciennes exploitations de tourbe sur la plate-forme d'abrasion formée dans la tourbe de surface mise à jour à la base de la zone de balayage dans les sables de plage (G.D.M.).



Le Coq (mai 1979): Plage sableuse avec micromorphologie typique de dos et chenaux de plage. Entre la laisse de haute mer et le pied de la dune bordière se trouve une haute plage soumise à l'action éolienne et qui n'est inondée que lors de fortes tempêtes provoquant une érosion marine sur le haut de la plage et au pied de la dune bordière (G.D.M.).



Klemskerke (1980): Défense côtière par stabilisation du transport éolien longitudinal à l'aide de rideaux sur la plage haute au pied de la dune bordière. Cette réserve de sables éoliens de haute plage diminue l'effet érosif des tempêtes (G.D.M.).



La Panne-Westhoek (1978): Construction d'une digue longitudinale comme défense du pied de dune, et de brise-lames transversaux pour stabiliser le transport longitudinal par la dérive côtière (G.D.M.).

Klemskerke (1978): Défense côtière par le système Longard comportant une armature de tuyaux en plastique remplis de sable et un rehaussement de sables provenant des Bancs de Flandres (G.D.M.).



Ces derniers forment des voies d'accès aux ports belges et des voies de passage vers une grande partie des autres ports du Nord-Ouest de l'Europe. La profondeur des chenaux peut atteindre 30 à 40 m par marée basse. Près de la côte, elle est toutefois plus réduite.

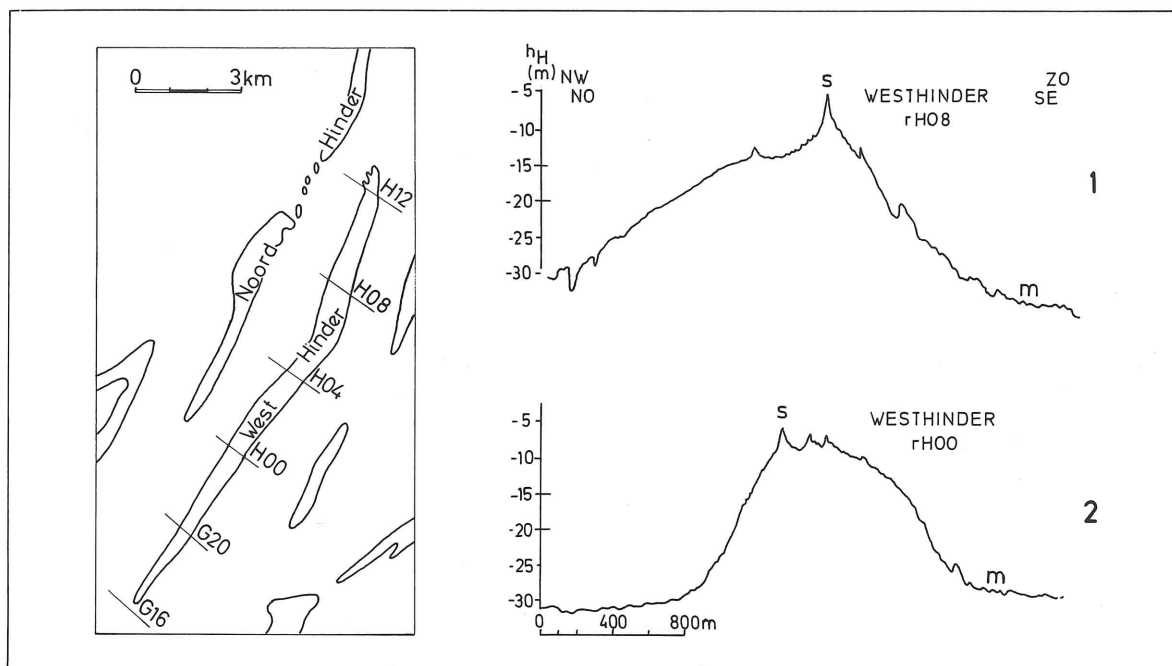
Les grands bancs de sable atteignent une longueur dépassant souvent 25 km. Leur largeur sommitale varie le plus souvent entre 1 et 4 km. Leur hauteur, par rapport aux fonds environnants, atteint 10 à 25 m. Généralement la profondeur de l'eau est minimale dans les parties centrales. Sur beaucoup de bancs, surtout ceux situés plus près de la côte, la profondeur au-dessous du niveau des basses eaux atteint localement à peine 4 m, ce qui les rend extrêmement dangereux pour la navigation, même de bateaux de faible tirant d'eau.

Tous ces bancs présentent une asymétrie transversale et souvent même une inversion d'asymétrie entre deux parties situées de part et d'autre d'un déplacement latéral longitudinal. Un exemple typique en est fourni par le Westhinderbank. L'asymétrie ne caractérise pas seulement les bancs, mais aussi les chenaux adjacents dont la profondeur et les sédiments de fond souvent différent de part et d'autre d'un banc.

L'exemple le plus marquant en est fourni par le Kwintebank. Ces bancs sont couverts de champs de mégarides et de vagues de sable dont les caractéris-

tiques différent et varient, et que l'on retrouve d'ailleurs aussi dans les chenaux environnants. Leur polarité forme une indication pour la direction du déplacement résiduel de la charge de fond. Ces bancs montrent souvent une différenciation longitudinale en relation avec leur altitude et avec le type et l'intensité des structures de courant qui s'y développent. Les caractéristiques directionnelles des mégarides suggèrent des transports résiduels de sable en direction du sommet des bancs en partant des deux chenaux adjacents, d'un côté sous dominance du courant de flot, de l'autre côté, du courant de jusant. La structure interne des bancs suggère l'existence d'un noyau prémarin et préholocène autour duquel s'est graduellement construit le banc, et témoigne aussi du caractère érosif net du côté ayant la pente la plus forte. D'autres arguments indiquent un mouvement oscillatoire à plus long terme des bancs autour d'une position fixe.

Ces bancs peuvent être groupés d'après leur orientation et leur position. C'est ainsi que l'on a reconnu les bancs côtiers (situés près de et parallèlement à la côte), les bancs de Flandre, les Hinderbanken et les bancs de Zélande. Ils se situent dans un milieu mégatidal à courants de marée, qui sont rotatifs et qui changent graduellement de direction et d'intensité. Les vitesses de pointe de flot des vives eaux peuvent atteindre jusqu'à 2 nœuds. Souvent ces bancs s'orientent légèrement en oblique par

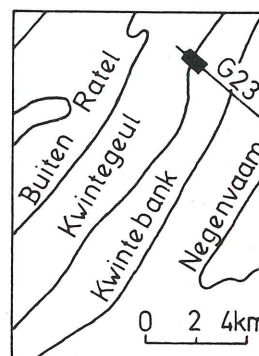
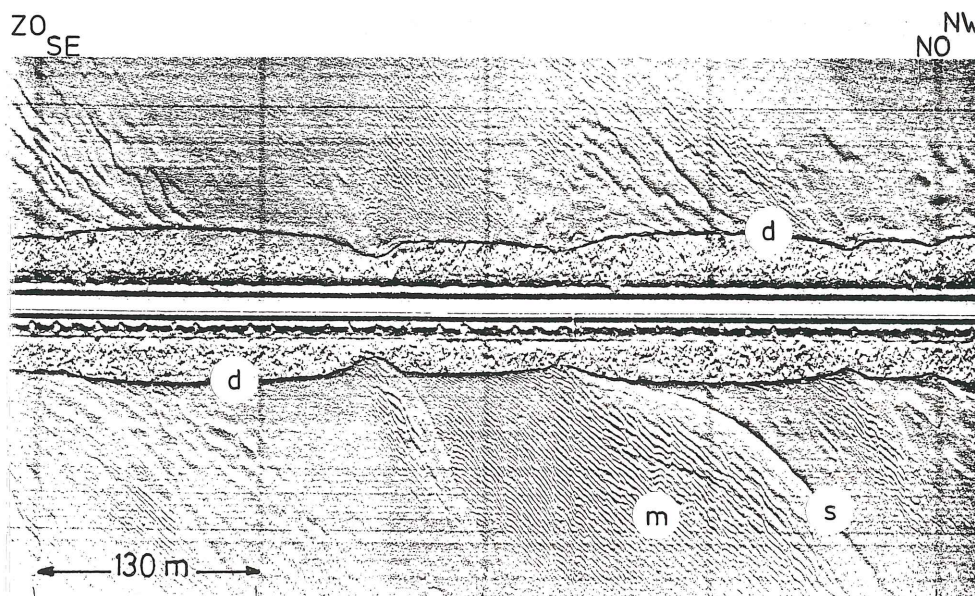


Dynamique morphologique sur le plateau continental belge: le relief du Westhinderbank avec plan topographique et deux coupes transversales (d'après G. De Moor, 1986). Ce banc allongé montre les caractéristiques classiques des bancs de sable sur le plateau continental: 1. asymétrie du profil transversal avec face raide suite à l'érosion résiduelle; 2. changement dans l'orientation du banc; 3. inversion de l'asymétrie transversale des deux côtés du changement de direction de l'axe du banc; 4. présence de dunes hydrauliques asymétriques (s) et de champs de mégarides (m).

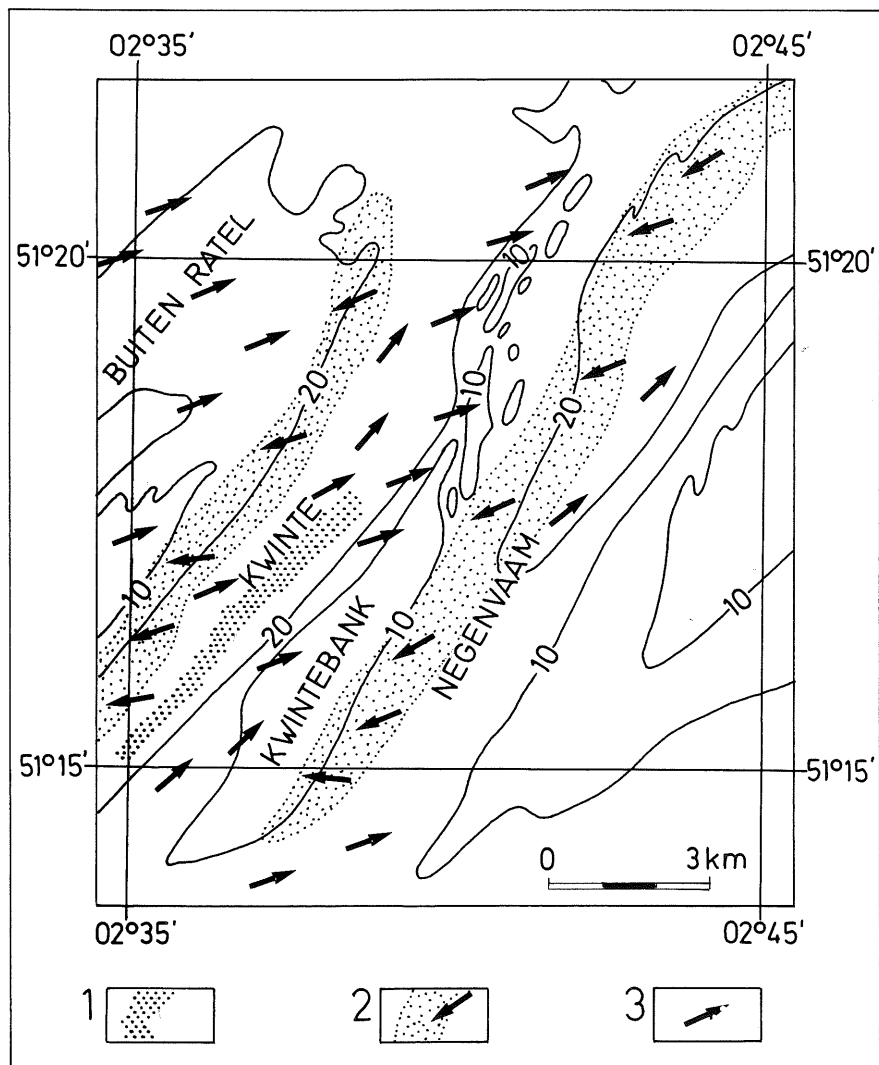
rapport à la direction des courants de pointe. Les courants de pointe de flot sont orientés vers le Nord-Est, ceux de jusant vers le Sud-Ouest. De cette façon, les marées étant semi-diurnes, deux fois par jour des courants de pointe opposés et asymétriques (vu la différence de vitesse de pointe et de durée du flot et du jusant) longent notre côte et y provoquent un déplacement longitudinal bidirectionnel de sédiments, qui peut être accompagné d'une sédimentation différentielle.

Cette brève excursion, par monts et par vaux, à travers la Belgique, a révélé que, sous une apparente banalité aux yeux du voyageur non averti, le relief du pays était la conclusion – provisoire – d'une histoire extrêmement complexe, une histoire dont la lecture doit se faire comme le déchiffrement d'un palimpseste.

Il n'a pas été possible, pour chacune des régions dont on esquissait la figure, d'évoquer tous et chacun des facteurs qui en avaient modelé les formes. Qu'ils soient lithologiques, tectoniques, climatiques, biologiques ou anthropiques, qu'ils soient concourants ou antagonistes, de multiples facteurs interviennent dans les processus géomorphologiques. Aussi a-t-il paru intéressant de les évoquer tour à tour, dans la seconde partie du présent chapitre, en les illustrant d'exemples caractéristiques ou singulièrement démonstratifs.

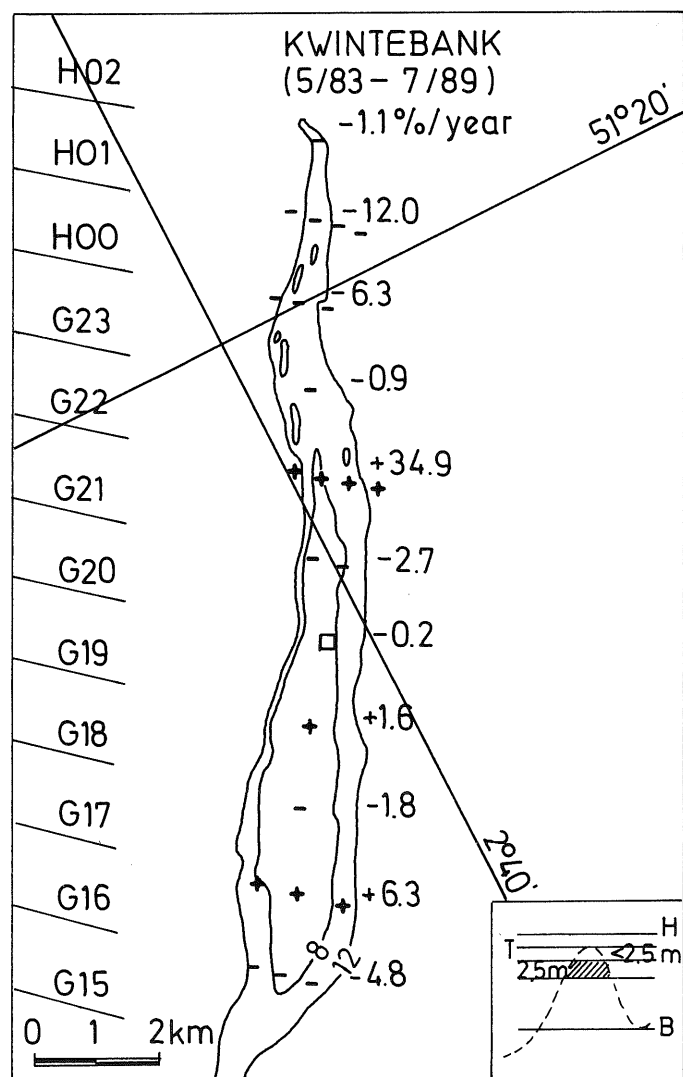


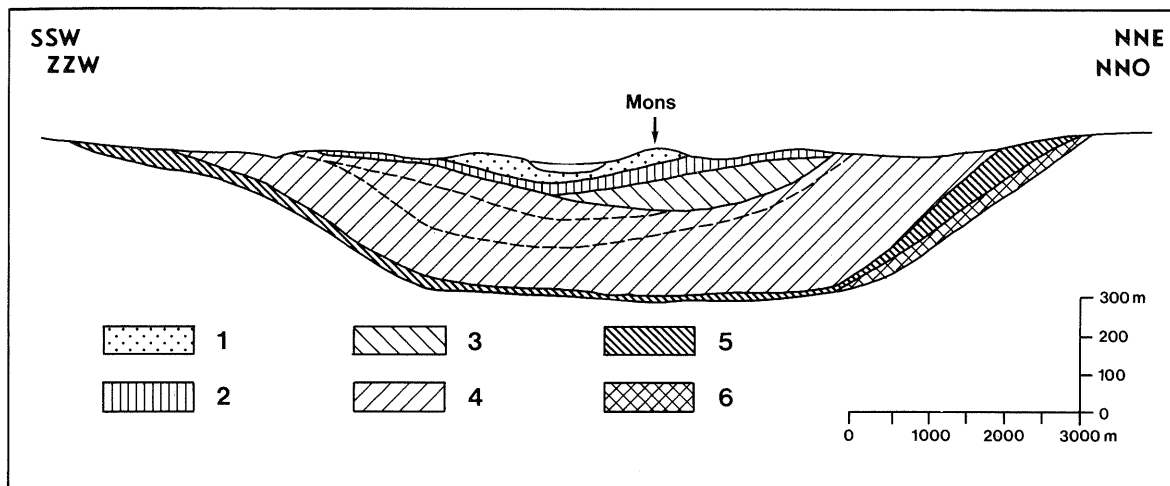
Exemple d'un enregistrement au sonar latéral de dunes hydrauliques (s) et de mégarides (m) sur le flanc NW du Kwintebank. La ligne (d) représente le profil bathymétrique suivant la route du navire. Les deux bandes latérales donnent une image du relief du fond marin sur une largeur de 100 m des deux côtés du navire (enregistrement G. De Moor, 1982).



Exemple de routes de transport résiduel de sédiments sur le Kwintebank et sur le Buiten Ratel en novembre 1987, comme déduit de l'asymétrie et de la direction des mégarides (d'après G. De Moor & J. Lanckneus, 1989).

Exemple d'une évaluation de l'évolution du changement moyen annuel relatif du volume unitaire de la tranche sommitale (2,5 m d'épaisseur) le long de lignes de référence transversales successives sur le Kwintebank au cours de la période 1983-1989 en % du volume de référence (d'après G. De Moor & J. Lanckneus, 1989).





Coupe dans le synclinal de Mons (terrains secondaires et tertiaires). D'après J. Cornet, 1927.

1. Yprésien
2. Landenien
3. Montien
4. Sénonien
5. Cénomaniens et Turonien
6. Wealdien.

LA TECTONIQUE ACTIVE ET LE RELIEF

En l'absence de toute déformation de la croûte terrestre, on ne parlerait pas du modelé de notre pays, qui serait resté sous le niveau de la mer. Le relief de la Belgique résulte de l'existence de mouvements tectoniques. Aussi loin que l'on remonte dans le passé géologique, on trouve des traces de ces mouvements du sol. Les avancées et les reculs de la mer ont été en effet contrôlés non seulement par des mouvements eustatiques, mais encore par des soulèvements et affaissements locaux du sol.

■ Les mouvements préquaternaires

Les avancées des mers tertiaires et secondaires permettent d'évaluer l'importance de quelques mouvements tectoniques. C'est ainsi que la crête des Hautes Fagnes, sommet actuel de la Belgique, était sous le niveau de la mer, il y a 70 millions d'années pendant le Crétacé. Exhumé pendant plusieurs dizaines de millions d'années, il a été de nouveau submergé il y a 30 millions d'années à l'Oligocène; le Signal de Botrange se trouve maintenant à une altitude proche de 700 mètres. La vitesse de soulèvement moyenne depuis l'Oligocène a donc été, en l'absence de tout mouvement eustatique (ce qui n'est pas vraisemblable), de 0,02 mm par an. Cette valeur toutefois ne signifie pas grand-chose, car il est évident que le soulèvement n'a été ni continu, ni constant.

Bien que, dans le détail, les mouvements du sol aient été irréguliers, l'existence depuis la fin du Primaire d'une permanence dans l'évolution tectoni-

que est immédiatement démontrée par l'examen des coupes géologiques méridiennes de notre pays. Le soulèvement de l'Ardenne ne peut être mis en doute par personne et contraste avec l'affaissement du Nord de la Belgique où se sont accumulées des formations secondaires et tertiaires. Certains mouvements du sol plus localisés se sont poursuivis aussi pendant de très longues périodes comme par exemple la subsidence du graben du Rhin qui s'est poursuivie jusqu'aujourd'hui en affectant l'extrémité Nord-Est de la Campine. Mais le plus bel exemple d'un affaissement local propre à notre pays nous est donné par la subsidence du synclinal de la Haine. Le Crétacé et le Tertiaire se sont accumulés progressivement dans une aire qui a été subsidente depuis la fin du Paléozoïque. La découverte d'anhydrite dans le sondage de Saint-Ghislain permet de supposer que la dissolution de cette roche pourrait être intervenue dans ce mouvement continu.

■ Les mouvements quaternaires

Le mouvement de subsidence du synclinal de la Haine s'est sans doute poursuivi au cours du Quaternaire. Ainsi s'expliquerait au moins en partie la large dépression de la vallée de la Haine. Cette hypothèse qui paraît fort probable n'est pas définitivement démontrée à ce jour. Des arguments parlent toutefois en sa faveur. A son extrémité Nord-Ouest, la dépression de la Haine longe le dôme du Mélan-tois où les couches carbonifères sont déformées en un anticlinal à faible rayon de courbure. Des sondages ont établi que la base des alluvions quaternaires de l'Escaut en amont de Tournai montrent une contrepenne. Elle indique un mouvement survenu

au Quaternaire supérieur, mais on ne peut dire s'il s'agit d'un soulèvement du dôme du Mélandois ou d'un mouvement d'affaissement de la dépression de Condé qui prolonge la vallée de la Haine.

La vallée de la Haine serait donc, au moins en partie, une dépression résultant d'un affaissement quaternaire. C'est à peu près le seul exemple retenu aujourd'hui où l'on suppose qu'une déformation tectonique quaternaire visible dans les couches du substrat se marquerait dans la topographie. Les idées de Stevens qui supposait que les rejeux de certaines structures paléozoïques avaient conditionné la formation de certains reliefs sont aujourd'hui abandonnées. Il pensait par exemple que la vallée du Roannay résultait du rejeu d'un synclinal affectant les roches cambro-siluriennes. Mis à part le cas de la dépression de la Haine, les théories de cet auteur, qui visaient à expliquer par des rejeux tectoniques toutes les singularités du relief ou du réseau hydrographique, ne sont plus guère retenues de nos jours.

Il convient toutefois de souligner que l'on admet que le massif des Hautes Fagnes a subi un soulèvement non négligeable au cours du Quaternaire. C'est ainsi qu'on peut rendre compte de la localisation du plus haut sommet de la Belgique, près de la bordure septentrionale de l'Ardenne, non loin de la baie du Rhin et du cours inférieur de la Meuse. Les mouvements qui ont affecté ce massif à la fin du Cénozoïque sont d'ailleurs complexes car les failles Nord-Ouest/Sud-Est du graben du Rhin semblent déformer la bordure du massif ardennais.

Les indices les plus sérieux de l'existence de mouvements tectoniques au cours du Quaternaire résultent de l'étude des terrasses de la Meuse. On considérera ce fleuve de l'amont vers l'aval en montrant les déformations qui ont été reconnues.

A la traversée de l'Ardenne française, les terrasses de la Meuse avaient été décrites comme présentant une déformation anticlinale nette, consécutive au soulèvement du massif ardennais pendant le Quaternaire. Une étude beaucoup plus détaillée des terrasses effectuée par la suite n'a pas confirmé cette hypothèse et ne montre pas de traces d'un soulèvement en dôme de l'Ardenne au cours du Quaternaire. Le soulèvement, s'il s'est produit, a soulevé de la même manière la bordure septentrionale du bassin parisien.

Plus en aval toutefois, dans la région de Givet, un soulèvement en dôme paraît s'être produit. Les niveaux de terrasses divergent en effet vers l'amont et vers l'aval, de part et d'autre de cette ville, et semblent indiquer l'existence d'un soulèvement très progressif qui a atteint pour une haute terrasse quelque 25 m de flèche.

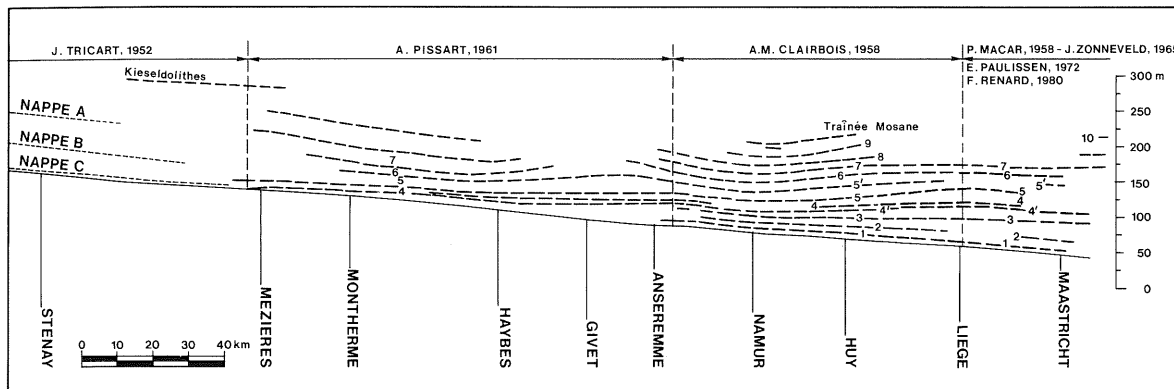
La pente des terrasses diminue brutalement à Namur. Entre Namur et Liège, les terrasses les plus anciennes montrent une nette contre-pente qui témoigne d'un soulèvement relatif de la région de Liège par rapport à celle de Namur. La forte pente entre Dinant et Namur, ainsi que la faible pente entre Namur et Liège peuvent témoigner d'un unique basculement du massif, s'élevant au Sud-Est et s'abaissant au Nord-Ouest. Le changement de pente marqué des terrasses de l'Ourthe à Noisieux s'explique aussi aisément par ce basculement du massif.

En aval de Liège, la pente des terrasses anciennes qui se dirigeaient vers l'Est témoigne de ce que le soulèvement s'est poursuivi dans cette direction. Au Nord de Maastricht, par contre, commence la plongée des terrasses qui, aux Pays-Bas, disparaissent sous les formations les plus récentes. Cette descente des terrasses vers le Nord s'effectue également par des failles dont la principale en Belgique a été raccordée à une cassure bien connue dans le Limbourg hollandais et dénommée Feldbiss. Cette faille a joué plusieurs fois au cours du Quaternaire, puisqu'elle déplace la terrasse principale à l'extrémité Nord-Est du plateau de Campine, près de Bree et, en plus, elle déforme d'une dizaine de mètres la base des alluvions actuelles près de Rothem.

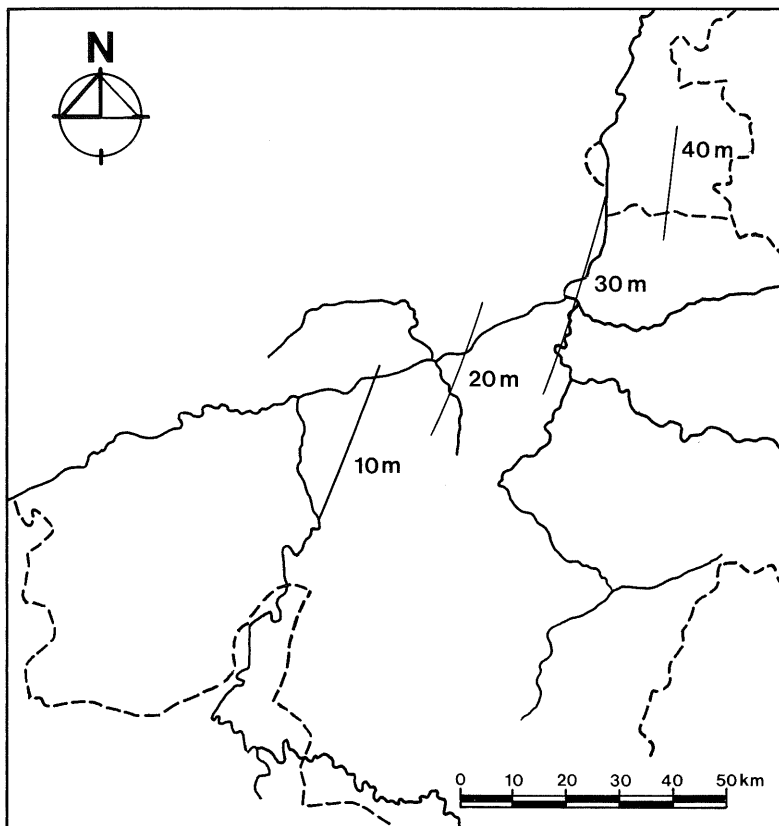
Cette faille appartient à la série des cassures qui limitent le graben du Rhin inférieur.

Par une étude très détaillée des basses terrasses de la Vesdre dans la région de Goé, à Béthane, Membach, A. Demoulin vient de décrire des cassures appartenant au même réseau de failles et qui auraient joué au Quaternaire.

Après avoir établi que des déformations affectent les pénéplaines anciennes (précambriennes et préoligocènes) à la bordure Nord-Est du massif des Hautes Fagnes, il a observé dans le prolongement de ces accidents reconnus sur le haut plateau, non loin de la Baraque Michel, tout un réseau de failles qui démontrerait que le graben du Rhin s'étend progressivement en direction de l'Ouest.



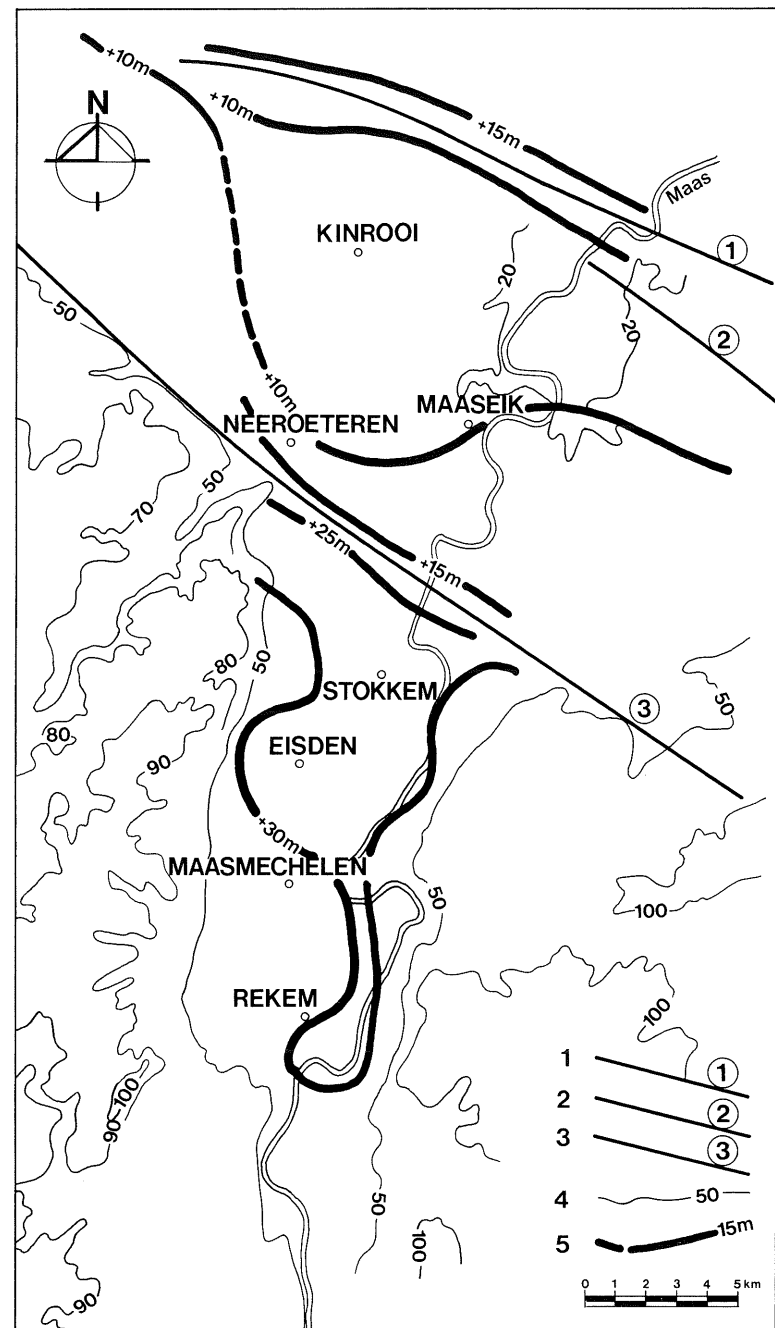
Profil longitudinal de la plaine alluviale de la Meuse et de ses terrasses (A. Pissart, 1974, modifié à l'aval de Liège). Les numéros de terrasse sont ceux de A.M. Clairbois (1958). Ce profil montre clairement que le sol s'est soulevé pendant le Quaternaire dans la région de Givet. L'allure des terrasses indique d'autre part, un basculement du sol vers le NW comme le montre la figure suivante.

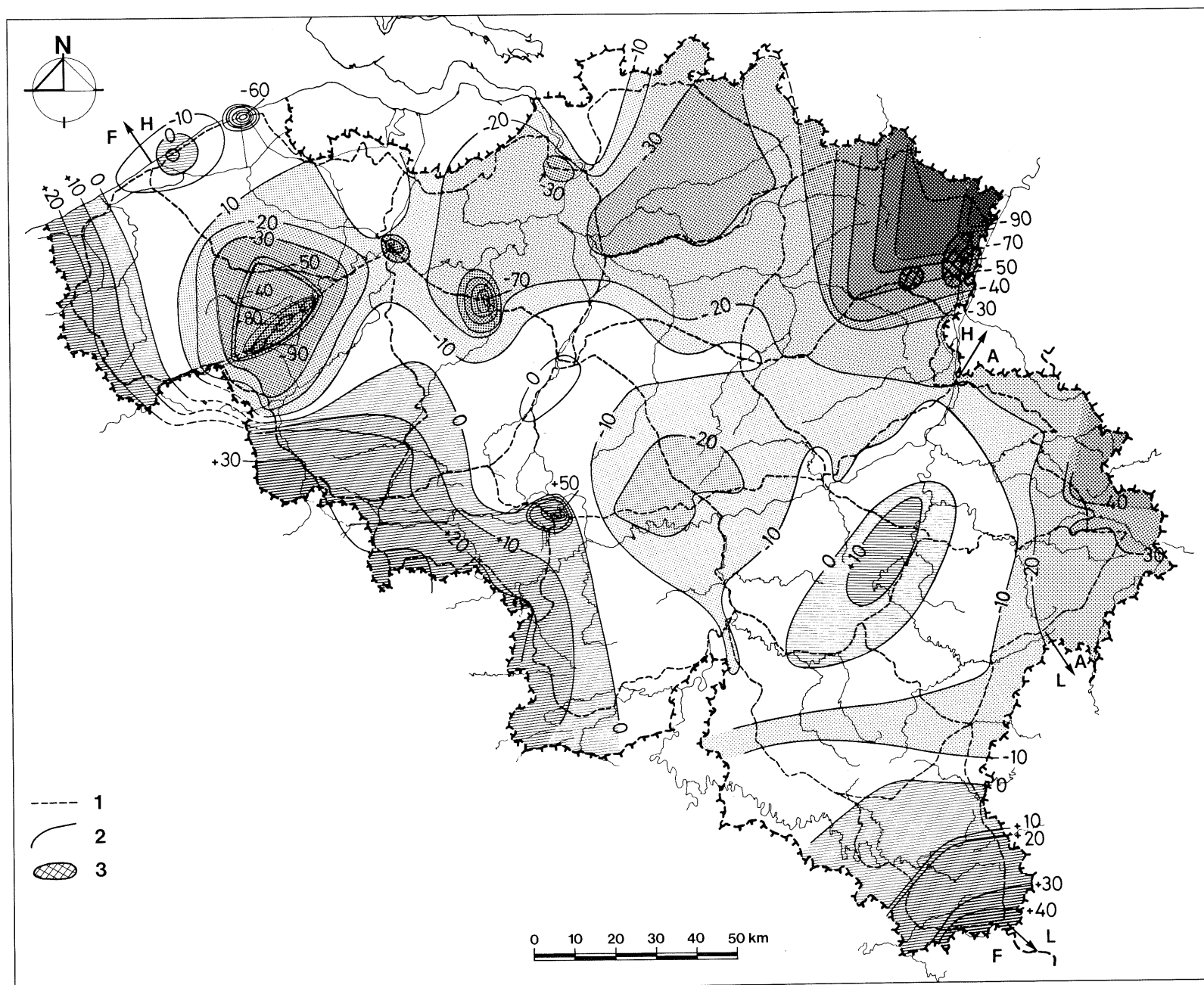


Carte donnant de 10 en 10 m les courbes d'égale déformation du sol le long de la Meuse telles qu'elles sont montrées par l'écartement existant entre la terrasse 7 et la plaine alluviale sur le profil des terrasses de la figure précédente dans l'hypothèse où l'écartement des terrasses est dû à la seule déformation tectonique du sol (A. Pissart, 1974).

Carte de la base des dépôts caillouteux dans la vallée de la Meuse au N de Maastricht et tracés des principales failles

1. Faille de Feldbiss
2. Faille Stevensweert
3. Faille de Montfort
4. Isohypes du relief
5. Isohypes de la base des dépôts graveleux de fond de vallée (dessin G. De Moor d'après les données de E. Paulissen, 1973).





Variations d'altitude des repères de nivellement de premier ordre I.G.N. entre les nivellements 1946-1948 et 1976-1980.

1. Ligne de nivellement de premier ordre
2. Courbes d'égale déformation en mm (+ = soulèvement; - = affaissement) par rapport au repère de l'Observatoire d'Uccle
3. Affaissement minier (Pissart et Lambot, 1989).

■ Les mouvements tectoniques actuels.

Les comparaisons des nivellements effectués en 1892, 1948 et 1980 ont fourni des données sur les mouvements du sol qui se produisent actuellement. Ces comparaisons ont été effectuées en considérant comme fixe un repère situé à l'Observatoire d'Uccle. Le texte qui suit se rapporte donc aux mouvements relatifs du sol par rapport à ce repère d'Uccle et non à des mouvements absolus, car rien ne permet de supposer que le repère de référence soit resté parfaitement stable.

Les variations d'altitude d'une centaine de repères seulement avaient pu être déterminées pour la période 1892-1948. Le fait le plus marquant résultant de cette comparaison est le soulèvement de la région de la Haute Amblève de 2 mm par an. Cette vitesse de soulèvement est si rapide que l'on a pu se demander si ce mouvement était bien réel. L'ordre de grandeur du déplacement a toutefois été confirmé par des mesures tout à fait indépendantes que les Allemands ont réalisées à quelques dizaines de kilomètres à l'Est où ils mentionnent un soulève-

ment de 1,6 mm par an. Il est évident que de telles vitesses de soulèvement ne se sont pas poursuivies très longtemps. Si cette vitesse de 2 mm par an s'était conservée pendant les 2 millions d'années qui constituent le Quaternaire, le soulèvement aurait atteint une valeur de 4.000 m au cours de cette période, ce qui, incontestablement, s'écarte beaucoup de la réalité.

Entre 1948 et 1980, les variations d'altitude de 1.800 repères répartis sur toute la Belgique sont connues. Elles ont permis d'établir une carte montrant que l'Est de la Belgique qui, de 1892 à 1948, se soulevait, comme nous venons de le dire, a subi un affaissement de 1948 à 1980. Près de Maaseik, le soulèvement qui était de 0,5 mm par an est passé à un affaissement de l'ordre de 3 mm par an; à la Baraque Michel un soulèvement de +1,3 mm par an (+67 mm en 50 ans) a fait place à un affaissement de 1,7 mm par an (-52 mm en 30 ans); à Butgenbach où le soulèvement était maximum, on a observé, de même, un affaissement de 30 mm en 30 ans.

Autrement dit, les régions qui avaient enregistré les plus grands soulèvements de 1892 à 1948 ont subi les affaissements les plus considérables de 1948 à 1980.

Toute la partie Ouest de notre pays, par contre, se soulève plus que le repère d'Uccle. Le soulèvement est particulièrement marqué dans la région de Tournai et de Dour où il a dépassé 3 cm en 30 ans et surtout à l'extrémité sud de la Belgique, où il a dépassé 4 cm pour la même période. Ici, les mouvements paraissent se poursuivre dans la même direction depuis 1892. Quant au centre de la Belgique, l'absence de données de 1892 à 1948 ne permet pas de savoir ce qui s'est produit.

La carte montre, en outre, des mouvements locaux qui affectent une zone de moins de 15 km de diamètre. Sans parler des régions subissant des affaissements à la suite de l'exploitation de la houille, des affaissements locaux sont visibles autour d'Alost, de Zeebruges, de Gand, dans la vallée de la Lys et au Nord de celle-ci. Ces affaissements locaux résultent de l'abaissement de la nappe aquifère suite aux pompages.

Un phénomène local surprenant se présente comme un soulèvement dépassant 50 mm d'élévation et affectant à la bordure Nord du bassin houiller, une région d'environ 12 km à proximité de Chapelle-

lez-Herlaimont. Ce soulèvement résulte vraisemblablement de l'inondation de galeries de mines remblayées dont le colmatage a augmenté de volume lorsqu'il s'est imbibé d'eau.

Les vitesses de déplacement actuelles observées en Belgique s'expriment en mm par an, ce qui est l'ordre de grandeur habituel des vitesses de déplacement observées dans le monde. Ce n'est que dans des régions tectoniquement très actives comme la Californie que des vitesses de l'ordre d'un cm par an, ou supérieures, ont été enregistrées.

Aucune partie de la Belgique ne paraît stable, ce qui est conforme à l'avis des spécialistes de ces questions qui estiment qu'il n'y a aucune raison de supposer que les mouvements contemporains sont limités à des régions isolées particulièrement mobiles de l'écorce terrestre.

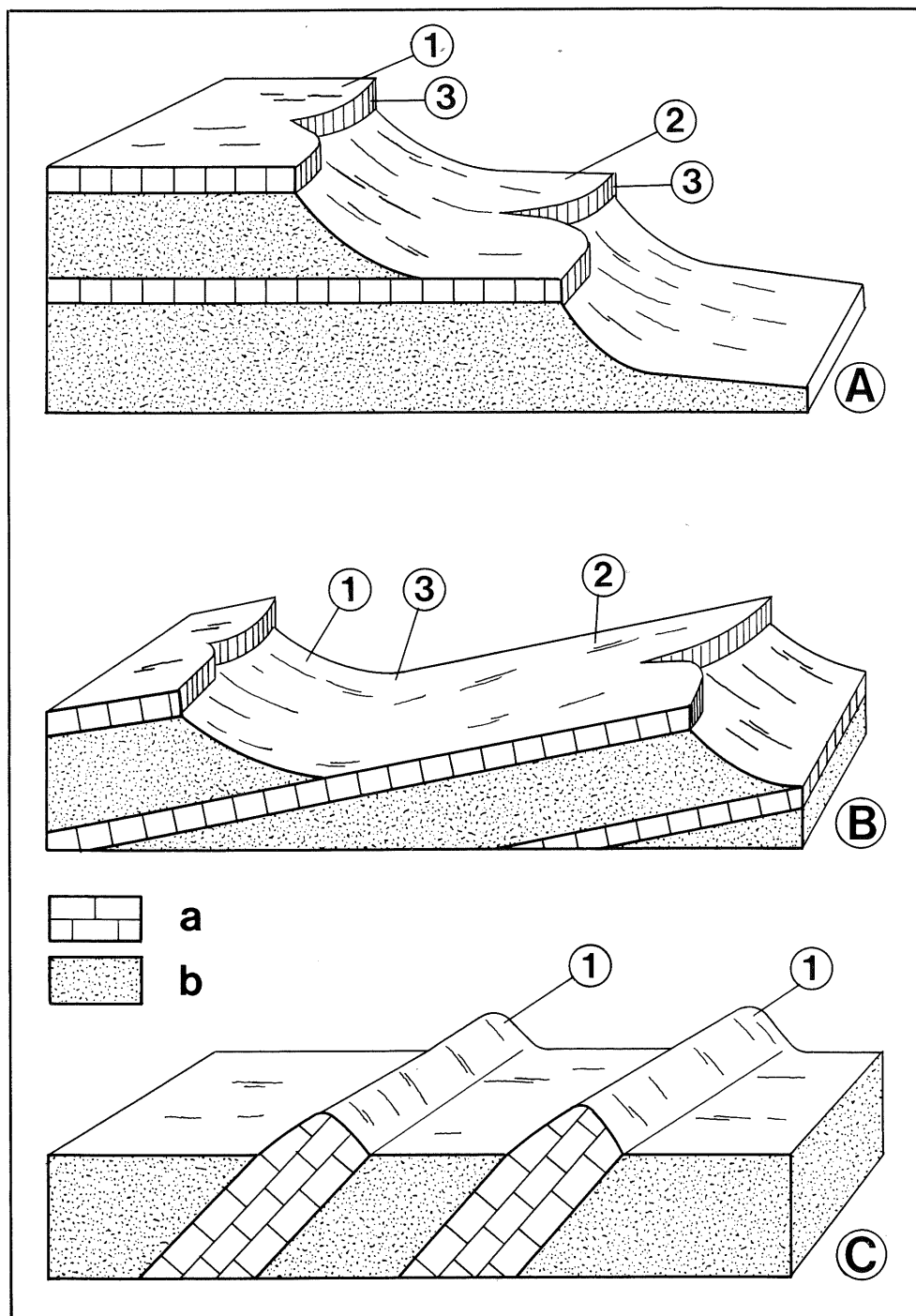
Le mouvement alternatif de soulèvement puis d'affaissement observé dans l'Est de la Belgique pose un problème. Il pourrait peut-être être expliqué par des changements de pression du magma profond selon une hypothèse de Sychev et al. (1986). Cette hypothèse paraît en accord avec la découverte d'une masse de matériaux caractérisée par des vitesses faibles de déplacement des ondes sismiques primaires dans la partie occidentale du Massif Schisteux Rhénan, entre 50 et 150 km de profondeur.

Les observations des mouvements contemporains du sol ne fournissent aucun argument en faveur des multiples théories géomorphologiques qui ont défendu l'idée de mouvements tectoniques importants pendant le Quaternaire.

■ Les séismes

Les séismes fournissent également des indications sur les phénomènes tectoniques qui agissent actuellement dans notre pays.

Les séismes du Limbourg sont le plus souvent mis en relation avec les failles radiales du graben du Rhin. Si l'on en juge par l'orientation Sud-Est/Nord-Ouest des zones d'activité maximum des séismes qui se sont produits dans la province de Liège en 1928 et en 1983, il est vraisemblable que ces tremblements de terre sont également dus à l'ouverture du même graben. Cette interprétation s'accorde d'ailleurs parfaitement avec les observations de A. Demoulin qui, en décrivant une tectonique récente



Exemples simples de reliefs structuraux et lithologiques nés de la différence de résistance :

- a. de roches dures ;
 b. de roches tendres.
- A. Structure horizontale :
1. Plateau structural ;
 2. Relief structural ;
 3. Corniches.

B. Structure monoclinale :
 relief de cuesta.

1. Front de la cuesta ;
2. Revers de la cuesta ;
3. Dépression subséquente.

C. Structure inclinée :

Apparition de dos plus ou moins symétriques appelés « hogbacks ».

dans la vallée de la Vesdre, a montré que les failles actives du graben du Rhin sont beaucoup plus proches de Liège qu'on ne le croyait.

La vallée de la Haine est, par ailleurs, reconnue comme la zone la plus sismique de Belgique. Les hypocentres des tremblements de terre qui ont été observés sont toujours peu profonds (3 km). On évoque ordinairement pour ces secousses le phénomène responsable de l'affaissement de cette région, sans être pour autant capable d'en préciser le mécanisme.

Une dernière bande sismique reconnue correspond à l'axe de l'anticlinal siluro-cambrien du Brabant, mais les hypocentres se localisent à des profondeurs très différentes allant de 8 km à 30 ou 60 km, et il est difficile de croire qu'il s'agit d'un rejeu de ce très ancien axe tectonique.

LES INFLUENCES LITHOLOGIQUES

La résistance différente des roches soumises aux actions d'érosion explique de nombreuses formes de détail, mais aussi quelques traits essentiels du relief. L'érosion s'exerce en effet de manière préférentielle sur les roches les plus tendres. Aussi, comme le substratum de notre pays n'est pas homogène, les effets de cette érosion différentielle se marquent aussi bien dans les roches paléozoïques plissées que dans les roches tabulaires plus jeunes. La géomorphologie apporte ainsi une aide précieuse à l'interprétation de la structure géologique d'une région par la reconnaissance de formes fort diverses que l'on ne pourra totalement décrire ici. On se limitera à rappeler quelques principes qui régissent le développement de ces formes lithologiques et à passer en revue quelques-uns des exemples caractéristiques qui existent dans notre pays.

■ Quelques principes fondamentaux

Lorsque l'érosion dégage la surface d'une couche géologique résistante et surmontée de formations beaucoup plus tendres, elle fait apparaître une surface structurale qui correspond approximativement au plan de stratification. La structure géologique apparaît alors directement dans le relief. Si la structure est horizontale, la surface dégagée appa-

Echelles de résistance décroissante de roches de l'Ardenne pendant les époques tertiaires et quaternaires

(d'après J. Alexandre, 1958).

- A. Sous l'action de la décomposition chimique tertiaire.
 B. Sous l'effet des actions périglaciaires pléistocènes.

| A. | B. |
|------------------------------|------------------------------|
| Phyllade métamorphique | Poudingue à ciment quartzeux |
| Poudingue à ciment quartzeux | Quartzite typique |
| Quartzite typique | Quartzophyllade |
| Phyllade pur | Phyllade métamorphique |
| Schiste pur | Macigno |
| Quartzophyllade | Calcaire |
| Macigno | Phyllade pur |
| Calcaire | Schiste pur |

raît, suivant son extension, comme un plateau, une mesa ou un replat structural. Des couches faiblement inclinées font apparaître des reliefs asymétriques dénommés *cuestas*, tandis que des couches plus redressées peuvent donner naissance à des *hogbacks*.

Le plus souvent toutefois le contraste de résistance existant entre les roches n'est pas assez marqué pour que soit dégagé un plan de stratification. Il se marque alors par l'apparition de reliefs lithologiques, c'est-à-dire de sommets correspondant aux roches dures où l'érosion est plus lente et de dépressions subséquentes localisées dans les roches les plus tendres. Les tracés de ces reliefs suivent strictement la direction des couches géologiques.

Dans le cadre de ces actions, la géologie constitue évidemment l'élément principal qui, par la nature des roches et l'inclinaison des couches, détermine la répartition des reliefs lithologiques et la pente des surfaces structurales. Mais, dans le façonnement de ces formes, l'érosion elle-même joue un rôle considérable. C'est ainsi que la proximité plus ou moins grande d'un niveau de base local (une rivière, par exemple) provoque un dégagement plus ou moins marqué des reliefs lithologiques. Le système morphoclimatique d'érosion joue aussi un rôle important. L'échelle de résistance des roches n'est pas restée la même au Tertiaire et au Quaternaire. Au Tertiaire, sous un climat chaud, la désagrégation chimique jouait le plus grand rôle. Pour l'ensemble du Quaternaire, qui a surtout compris des périodes froides, c'était par contre la désagrégation physique qui contrôlait l'érosion des roches. A titre d'exemple, les schistes de la Famenne, qui se délitent au gel en de très petits fragments facilement transportés par les agents de transport en masse, ont été les roches paléozoïques les plus tendres pendant les périodes froides quaternaires. Au Tertiaire, par

contre, leur imperméabilité en a fait des roches plus résistantes, et sans doute moins érodées que les calcaires. Autrement dit, comme les résistances ont varié, les reliefs lithologiques ont pu être très différents, au Tertiaire, de ceux que l'on connaît aujourd'hui. Et pour compliquer encore le schéma, pendant le Quaternaire l'échelle de résistance des roches a également varié, suivant entre autres l'importance des actions de gel et de dégel.

■ Exemples remarquables de formes structurales et lithologiques

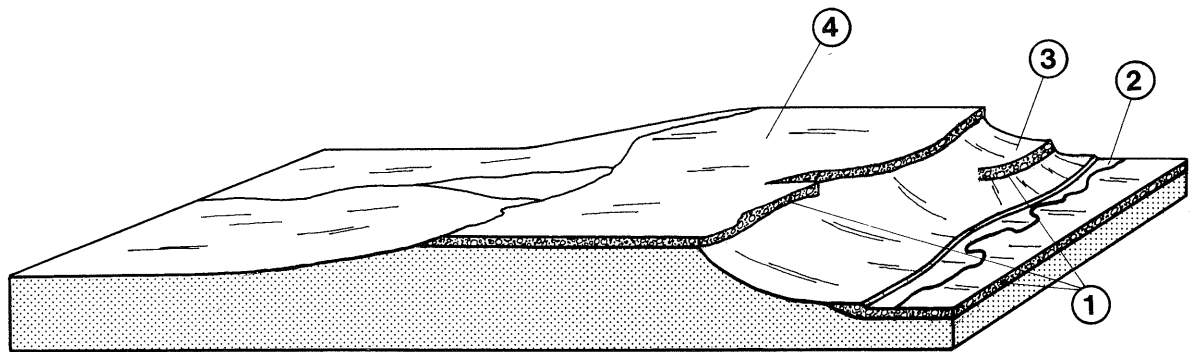
Les reliefs structuraux importants déterminés par la présence de couches subhorizontales se trouvent tous au Nord du sillon Sambre-et-Meuse. Le plateau de Campine, dû à la protection des couches cénozoïques par une couverture de cailloux d'origine mosane avec quelques apports rhénans (c'est-à-dire une terrasse), constitue l'exemple le plus typique d'un tel relief. Les collines des Flandres ne sont guère différentes au point de vue de leur origine: il s'agit de buttes témoignant de la plus grande résistance à l'érosion des cailloux diestiens limonitisés. Elles jalonnent sans doute un ancien cordon littoral de cette époque.

Les collines du Hageland constituent des reliefs lithologiques très particuliers. Elles résulteraient principalement de la conservation d'une morphologie de bancs de sable très comparables à ceux qui existent aujourd'hui sous la mer, à proximité de notre côte. Ces bancs seraient apparus sous le niveau de la mer diestienne et auraient été protégés de l'érosion ultérieure par d'épaisses couches de grès ferrugineux formés à la fin du Tertiaire.

La Lorraine belge s'étend sur la bordure Nord du bassin parisien. Ce dernier, formé de couches secondaires légèrement inclinées, a donné naissance à un paysage de *cuestas* caractéristique. Trois de

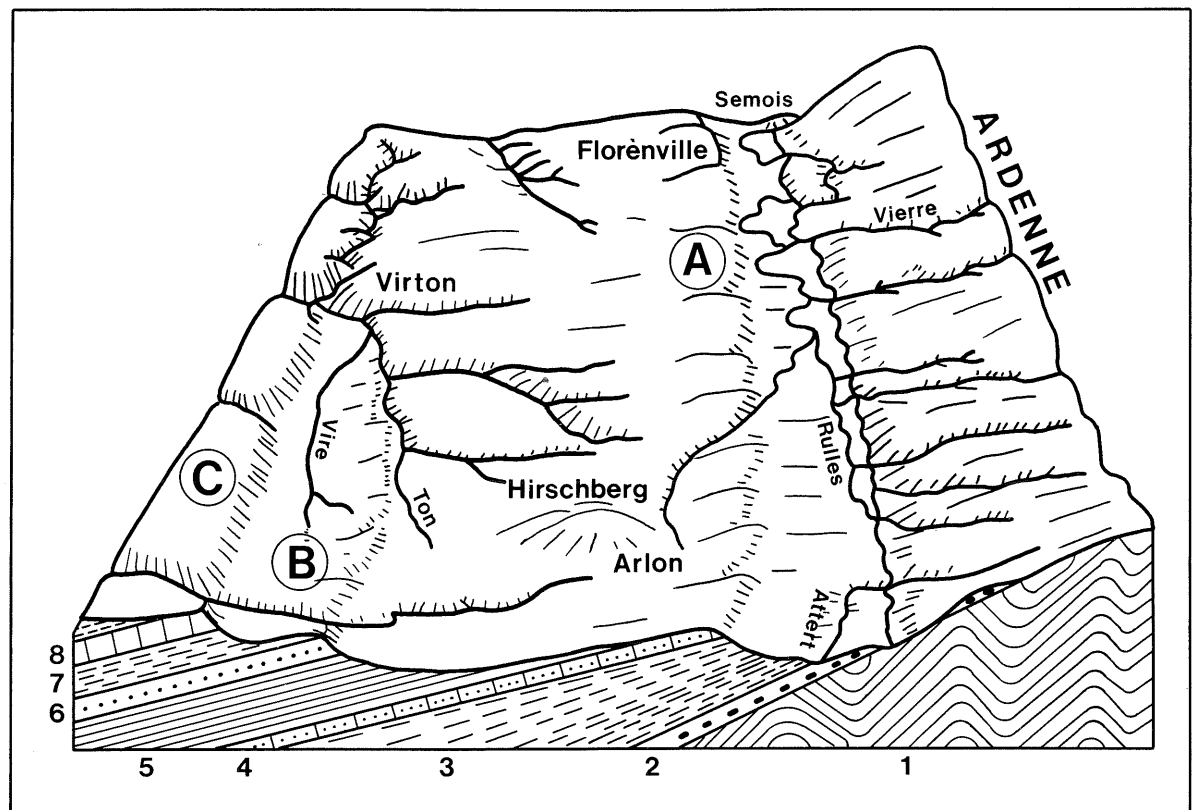
Schéma du Plateau de Campine.
La couverture de cailloux mosans a protégé les sables sous-jacents de l'érosion.

1. Alluvions graveleuses de la Meuse
2. Plaine alluviale actuelle
3. Terrasse de la Meuse
4. Plateau de Campine.



Le relief à cuestas de la Lorraine belge (vue idéalisée).

- A. cuesta sinémurienne
- B. cuesta des macignos
- C. cuesta de l'oolithe
1. substratum paléozoïque
2. poudingue et roches du Trias
3. marnes de Jamoigne
4. calcaire sableux de Florenville
5. schistes et grès de Virton, argile d'Ethé
6. macignos d'Aubange
7. schistes et marnes de Grandcourt
8. calcaire de Longwy.



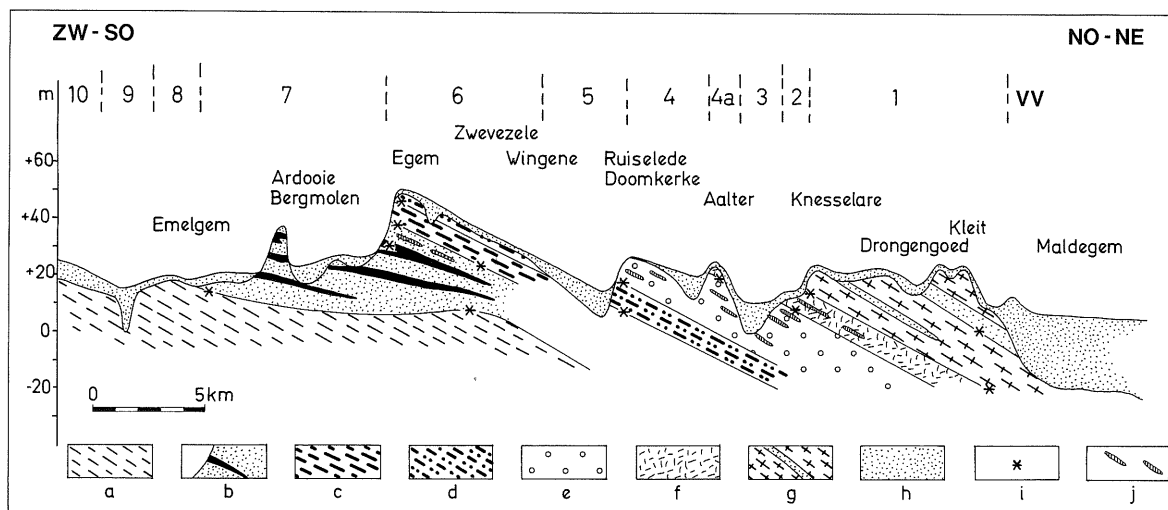
celles-ci sont visibles dans notre pays, à savoir, la cuesta sinémurienne, la cuesta des macignos et la cuesta de l'oolithe bajocienne. Cette dernière cuesta est la plus spectaculaire: située à l'extrémité méridionale du pays, elle longe la frontière française sur environ trente kilomètres. Elle est particulièrement bien dégagée suite à l'érosion de la Vire qui coule à son pied en une vallée de tracé subséquent qui, à Torgny, la traverse en une percée conséquente.

Dans la partie Nord du pays, existent également plusieurs cuestas dont les plus importantes sont la cuesta de l'argile de Boom (Rupélien), la cuesta bartonienne, également formée d'argile et responsable des collines de Zomergem-Redelem, et la cuesta des argiles paniséliennes dont le front dentelé se

trouve entre Tielt et Koolskamp. Ces cuestas ont été mieux dégagées autrefois, lorsque le niveau de la mer a été abaissé pendant les glaciations. Elles sont actuellement partiellement enfouies dans des dépôts de la fin du Quaternaire.

Une coupe transversale entre la Meuse et l'Ardenne montre l'étroite relation qui existe entre la géologie et le relief dans le Condroz ardennais, le Condroz, la Famenne et la bande calcaire.

Constitué de roches résistantes du Dévonien inférieur, le Condroz ardennais a mieux résisté à l'érosion que les roches plus tendres qui l'entourent au Nord et au Sud. Au Nord se trouvent les schistes et grès houillers et aussi quelques lambeaux de Silurien qui jalonnent le tracé de la faille eifélienne. Au



Coupe schématique à travers les cuestas de la Flandre Occidentale (d'après G. De Moor, 1967).

- a. Argile yprésienne
- b. Sable yprésien à intercalations argileuses
- c. Argile de Merelbeke
- d. Argile sableuse d'Anderlecht
- e. Sable de Vlierzele
- f. Sable d'Aalter
- g. Complexe de l'argile bartonienne à intercalations sableuses
- h. Couverture quaternaire
- i. Contact stratigraphique observé
- j. Couches gréseuses
- S. Echelle longitudinale approximative
1. Cuesta d'Oedelem-Zomergem (argile d'Asse)
2. Microcuesta de Knesselare (sables d'Aalter)
3. Dépression de Beernem (sables de Vlierzele)
4. Cuesta de Lotenhulle-Hertsberge (sables de Vlierzele)
- 4a. Butte-témoin d'Aalter (sables d'Aalter)
5. Dépression de Poeke-Blauhuis (argile sableuse d'Anderlecht)
6. Cuesta de Tielt (argile de Merelbeke)
7. Dépression d'Ardooie (sable yprésien)
8. Dos d'Emelgem (argile sommitale du complexe de l'argile yprésienne)
9. Vallée du Mandel (dépression subséquente érodée dans l'argile yprésienne lors d'un arrêt antérieur au cours du retrait de la cuesta de Tielt vers le Nord)
10. Revers de la cuesta de l'argile yprésienne.

Sud s'étendent les roches psammitiques et les calcaires du Condroz. La surface relativement plane du Condroz ardennais correspond assez bien, à l'Est de Namur, à la pénéplaine oligocène.

Au Sud, le relief ondulé du Condroz est formé d'une succession de reliefs allongés, dénommés dans la région « tiges », et de dépressions à peu près parallèles; ces reliefs suivent strictement la structure géologique. Les sommets correspondent à des anticlinaux de psammites famenniens, tandis que les dépressions sont localisées dans les synclinaux calcaires au cœur desquels apparaissent quelquefois des buttes formées de grès houillers. Les sommets des tiges sont tronqués par une surface d'érosion qui donne aux crêtes une allure horizontale. Le Condroz a donc tous les caractères d'un relief appalachien. Les différences d'altitude entre le sommet des tiges et les dépressions sont plus ou moins marquées selon la proximité des rivières qui traversent la région du Sud au Nord et qui constituent des niveaux de base locaux.

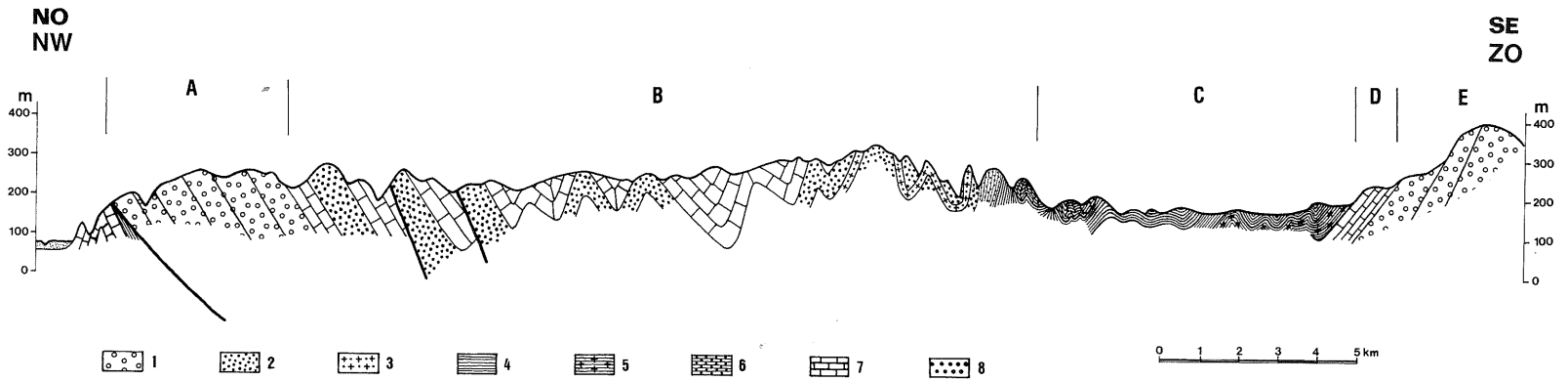
Au Sud du Condroz, s'étend de Barvaux-sur-Ourthe à Chimay la large dépression de la Famenne. Cette dépression résulte de la faible résistance à la désagrégation mécanique d'une importante série de schistes frasniens et famenniens. Les bancs de schistes noduleux et les calcaires qui affleurent au milieu de la série schisteuse donnent naissance à des reliefs lithologiques souvent spectaculaires. Le plus bel exemple est sans doute l'anticlinal du Roptai situé non loin de Han-sur-Lesse. Dans l'Entre-Sambre-et-Meuse principalement, de grosses masses de calcaire lenticulaires donnent naissance

à des reliefs souvent entaillés par d'anciennes exploitations de marbre. Il s'agit de récifs construits, formés de roches rouges et grises, qui ont grandi au milieu de la sédimentation argileuse et qui ont été dégagés par l'érosion différentielle.

La bande calcaire du Dévonien moyen qui s'étend directement au Sud apparaît comme un gradin intermédiaire entre la dépression de la Famenne et les hauts reliefs ardennais. Cette position témoigne bien des différences de résistance qui existent entre les différentes roches.

En Ardenne, les différences de résistance à l'érosion sont souvent moins marquées. Toutefois, les influences lithologiques y sont extrêmement nombreuses quoique d'importance très variable. C'est ainsi, par exemple, que la dépression de Grand Halleux est entourée à l'Est, au Sud et à l'Ouest par un abrupt développé dans les roches reviniennes, plus résistantes que les roches très altérées du Devillien. Le synclinal perché de Colanhan, constitué de phyllades salmiens métamorphiques, constitue à proximité de Lierneux un relief très spectaculaire. Parfois les tracés de failles découpant le vieux massif peuvent être suivis dans la topographie quand elles mettent en contact des formations de résistance différente qui ont donné naissance à un abrupt lithologique. A titre d'exemple également, mentionnons l'abrupt qui jalonne la faille de Xhoris, et aussi les abrupts qui jalonnent au Nord, à l'Ouest et au Sud-Ouest la fenêtre géologique de Theux.

Il convient aussi de signaler le rôle important que jouent les diaclases, spécialement dans les roches paléozoïques. Leur présence a souvent déterminé la



Profil topographique et coupe géologique Bas-Oha, Noiseux-Hodister, montrant les relations entre la lithologie et le relief.

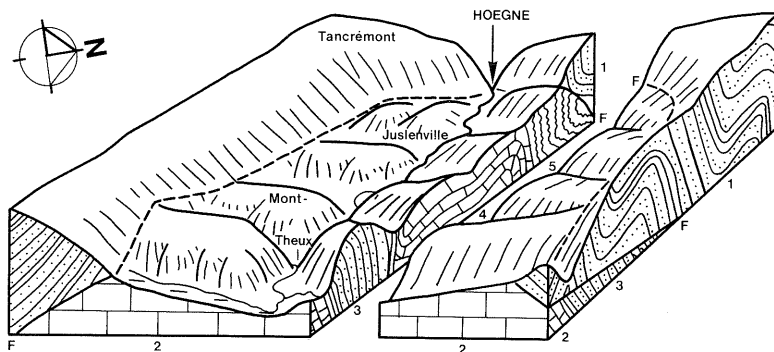
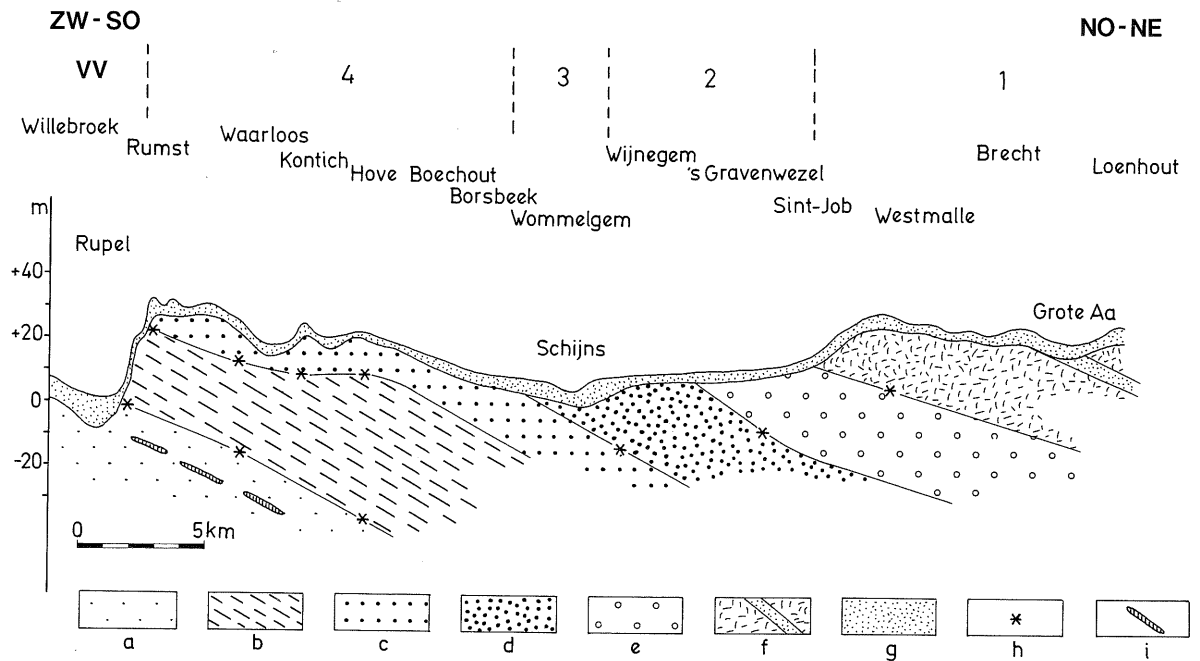
- A. Condroz ardennais
- B. Condroz
- C. Famenne
- D. Bande Calcaire
- E. Ardenne.

- 1. grès, psammites, schistes et conglomérats de l'Ardenne
- 2. grès et psammites du Condroz
- 3. macignos
- 4. schistes
- 5. schistes noduleux
- 6. schistes et psammites
- 7. calcaire
- 8. grès et psammites.

Coupe schématique à travers les cuestas septentrionales (d'après G. De Moor, 1970).

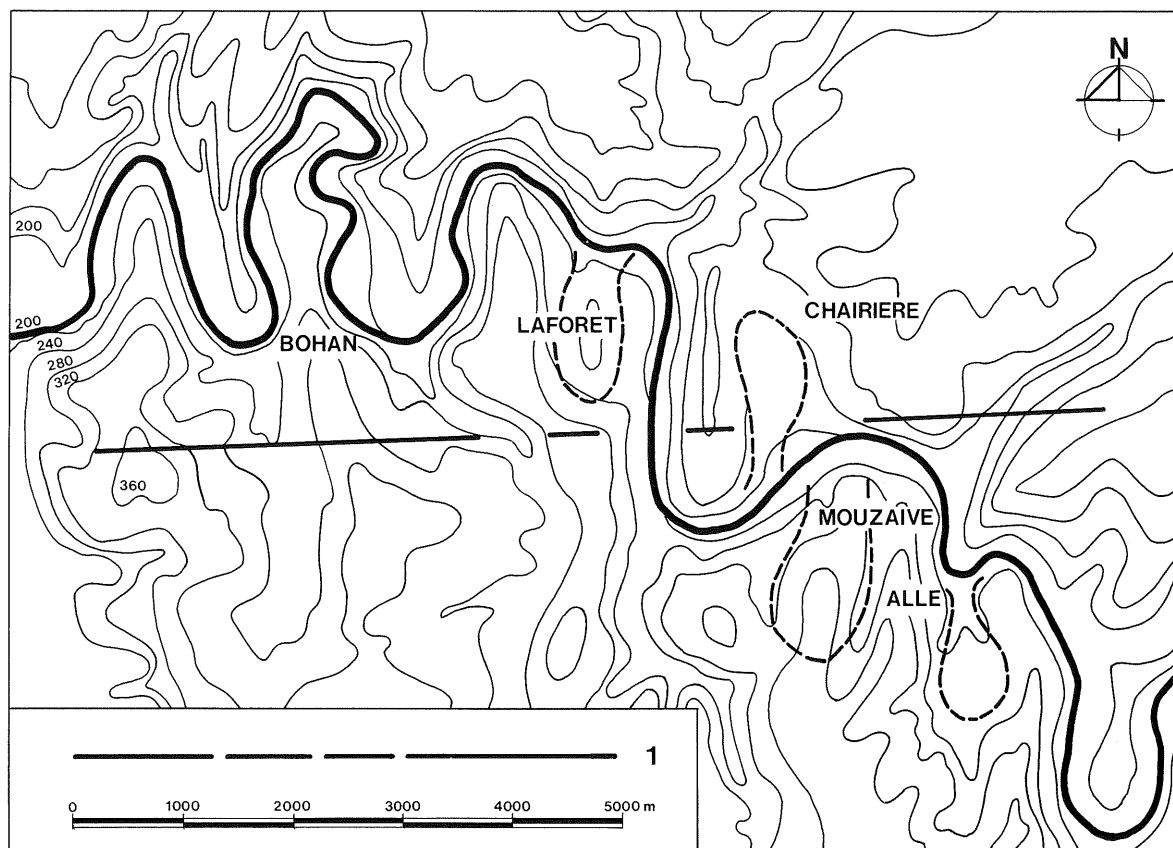
- a. Sables de Berg
- b. Argile de Boom avec niveaux à septaria
- c. Sables miocènes
- d. Sables pliocènes
- e. Sables du Quaternaire inférieur
- f. Argiles de la Campine avec intercalations sableuses
- g. Couverture sableuse du Quaternaire supérieur
- h. Contact stratigraphique observé
- i. Niveau de concrétions calcaro-sableuses

- S. Echelle des longueurs approximative
- 1. Cuesta d'Ossendrecht-Turnhout (argiles de la Campine)
- 2. Pédiment de Brasschaat
- 3. Dépression des Schijns-Nèthe
- 4. Subcuesta de Boom
- 5. Vallée Flamande (vallée du Rupel).



Croquis de la Fenêtre de Theux (partie N) montrant le contrôle de la morphologie par la géologie (d'après P. Macar, 1946).

- 1. schistes et grès du Dévonien inférieur
- 2. calcaires du Dévonien moyen
- 3. psammites du Dévonien supérieur
- 4. calcaire carbonifère
- 5. schistes houillers
- F. faille eifélienne.



Allongement Nord-Sud des méandres actuels et des méandres abandonnés de la Semois, en relation avec la direction Est-Ouest de la schistosité dont l'orientation précise est donnée par le trait 1. Equidistance des courbes de niveau 40 m (d'après S. Alexandre et M. Kupper, 1976).

localisation de petits cours d'eau, affluents qui sont ainsi des cours d'eau subséquents. Sur les images satellitaires et aussi sur les photos aériennes, un examen attentif révèle, en effet, l'existence de linéaments qui résultent très souvent de l'alignement de vallons secondaires. Le plus souvent, aucune faille ne correspond à ces tracés.

Des observations de terrain ont montré que ces linéaments suivent des lignes de diaclases ayant brisé la roche sans engendrer aucun déplacement. La présence de diaclases très voisines les unes des autres, délitant la roche en éléments de faible taille, donne une zone de moindre résistance qui est exploitée par l'érosion. Ces linéaments décelés en télédétection offrent un vif intérêt, spécialement dans les études hydrogéologiques, car ils correspondent à des lignes de fracturation des roches qui permettent la circulation des eaux.

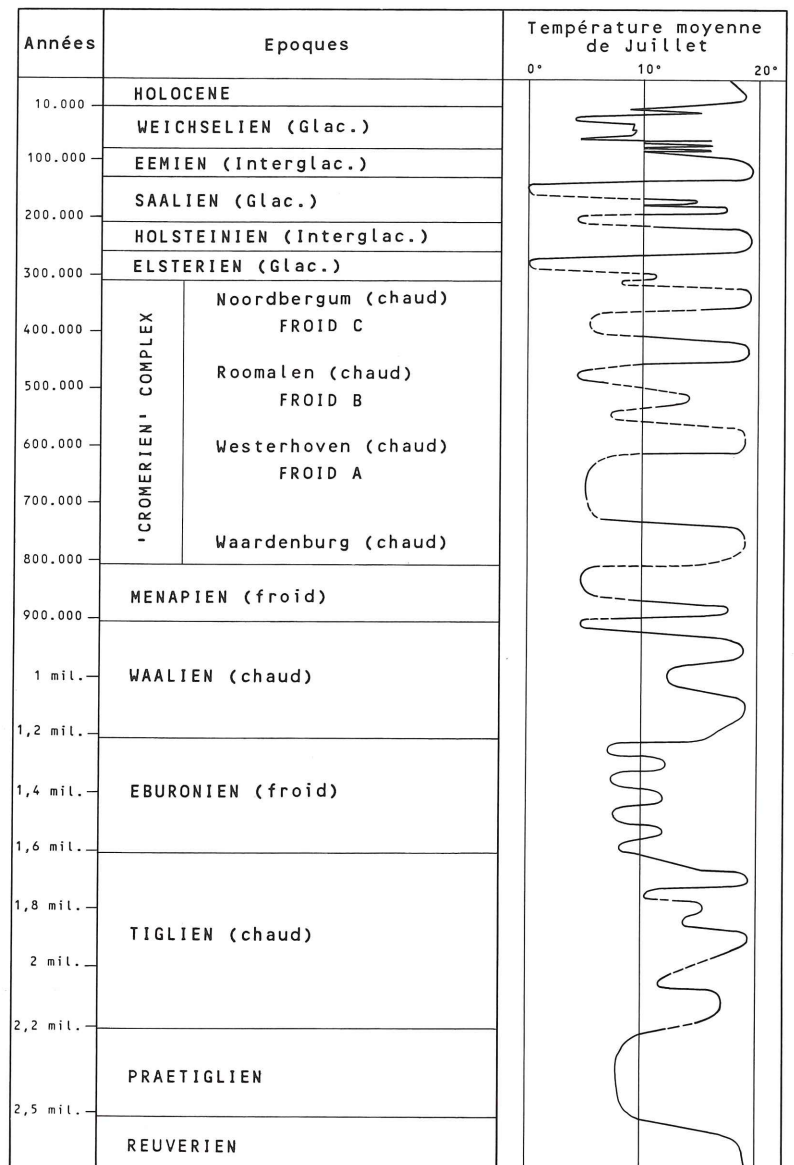
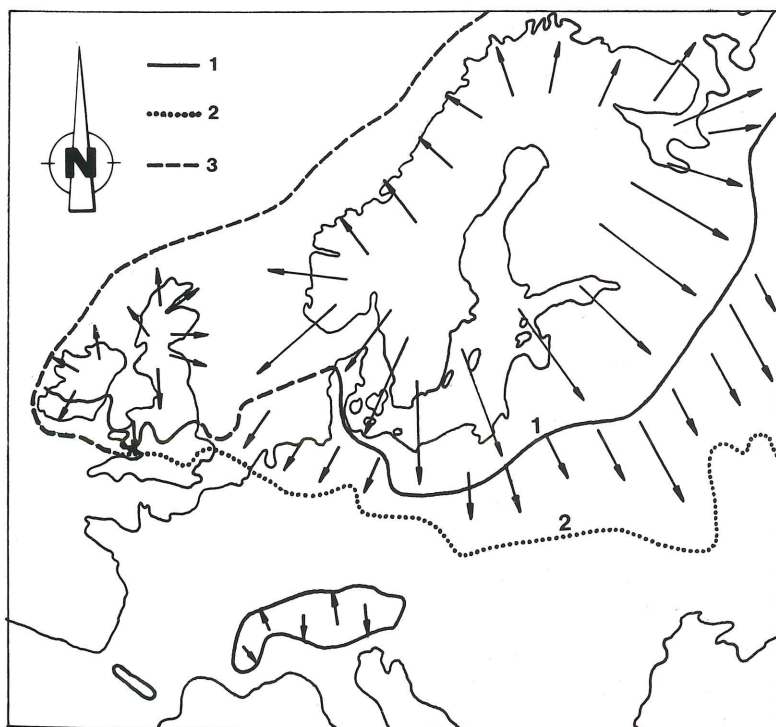
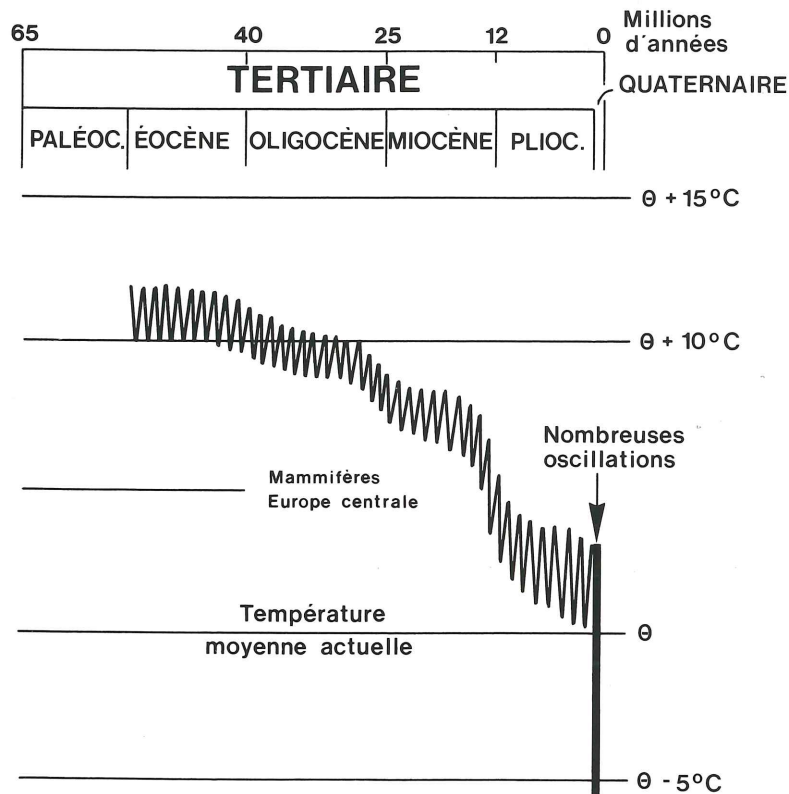
On peut encore mentionner les méandres encaissés développés dans des roches schisteuses et qui présentent un allongement caractéristique dans une direction perpendiculaire à la schistosité. L'Ourthe supérieure et la Semois ardennaise montrent de très beaux exemples de cette influence.

LE CADRE CLIMATIQUE DE L'ÉVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE

L'évolution géomorphologique d'une région est contrôlée avant tout par les conditions climatiques qui y règnent. Afin de comprendre la géomorphologie de notre pays, il est donc nécessaire de rappeler que son modelé a été façonné sous des climats très différents. Au cours du Tertiaire, la température de l'Europe occidentale était nettement plus chaude qu'actuellement: à l'Eocène, les plantes fossiles (mangrove, *nipa* entre autres) indiquent que notre pays subissait un climat chaud, avec des températures moyennes annuelles de 10 à 12° C supérieures à celles que l'on connaît de nos jours. Par la suite, le climat s'est progressivement refroidi, pour devenir pendant une bonne partie du Quaternaire beaucoup plus froid qu'aujourd'hui. Les causes de ces modifications climatiques sont toujours incertaines.

En dehors de l'étude des fossiles animaux et végétaux, il existe des traces évidentes de ces climats chauds du Tertiaire. Sur les hauts sommets ardennais, persistent les restes d'une profonde

Paléotempératures en Europe centrale au cours des 50 derniers millions d'années. Les oscillations de faible amplitude sont supposées (d'après Lliboutry, 1985).



Fluctuations de la température moyenne de juillet pendant les 2,5 derniers millions d'années et nomenclature des époques s'y rapportant (Zagwyn, 1979).

Limites d'extension maximale en Europe des calottes glaciaires.

1. weichsélienne (± 18.000 ans BP)
2. saalienne (± 150.000 ans BP)
3. limites incertaines.



Beernem : Couche tourbeuse et sables fluviopériglaciaires superposés du Weichsélien supérieur dans le colmatage de la dépression de Beernem (G.D.M.).

altération chimique des roches, caractéristique des régions chaudes actuelles. Des roches paléozoïques ont été profondément désagrégées, des grès sont redevenus des sables, par exemple, et des schistes et arkoses ont été transformés en kaolin encore localement exploité. Comme le quartz résistait le mieux à cette altération chimique, les cailloux de quartz sont particulièrement nombreux dans les dépôts fluviatiles du début du Quaternaire.

Vu l'ancienneté de ces périodes, la morphologie façonnée sous ces climats chauds est relativement mal conservée. La reconnaissance des formes de terrain nées à cette époque et surtout la reconstitution des grands traits de la morphologie ont donné lieu à des interprétations fort différentes.

Il y a près de deux millions d'années a commencé le Quaternaire, période géologique avant tout caractérisée par l'existence de climats froids qui ont permis le développement de grandes calottes glaciaires. Des périodes tempérées et quelquefois plus chaudes que l'actuelle ont alterné avec des périodes froides. Ces événements se sont succédé avec une périodicité de quelques dizaines à quelques centaines de milliers d'années. Seuls les derniers événements sont relativement bien connus. On peut rappeler, à titre d'exemple, qu'au cours de l'avant-dernière période glaciaire, il y a environ 150.000 ans, le glacier scandinave s'est avancé jusqu'aux frontières de notre pays en recouvrant la majeure partie des Pays-Bas, de l'Allemagne et des Îles Britanniques.

De même, il y a seulement 18.000 ans, lors du maximum d'extension de la dernière glaciation dans la plaine germano-polonaise, le climat de la Belgique était très rigoureux, semblable à celui de régions situées en bordure actuelle des glaciers, donnant naissance à un environnement « périglaciaire » caractéristique. Sous ce climat froid, non seulement la faune et la flore étaient celles de régions arctiques actuelles, mais en outre les processus géomorphologiques étaient ceux qui s'exercent encore maintenant dans ces régions froides. Les alternances gel-dégel étaient fréquentes, provoquant une désagrégation mécanique intense des roches; les agents de transport en masse étaient beaucoup plus rapides que de nos jours; les rivières étaient en conséquence surchargées en sédiments et se présentaient comme des rivières à chenaux anastomosés. A certains moments, le vent apportait des quantités importantes de limons éoliens qui ont constitué les loess qui recouvrent une partie du pays et aussi des sables qui ont formé les nappes de sable de couverture. Le niveau de la mer était à ce moment descendu d'une centaine de mètres car une masse importante d'eau était stockée sur les continents sous forme de glace.

Les conditions climatiques tempérées actuelles sont apparues récemment, il y a seulement 10.000 ans, au moment où s'est terminée la dernière glaciation. Il s'agit donc d'un passé extrêmement proche au point de vue géologique. Les traces du climat

Courbes de la remontée du niveau de la mer au cours de l'Holocène, basées sur le niveau et l'âge de sédiments indicatifs du niveau marin.

A. Courbes enveloppes englobant les données de remontée du niveau marin dans la plaine côtière des Pays-Bas (d'après S. Jelgersma, 1963):

1. Courbe pour la Zélande;
2. Courbe pour la Hollande et le Nord des Pays-Bas

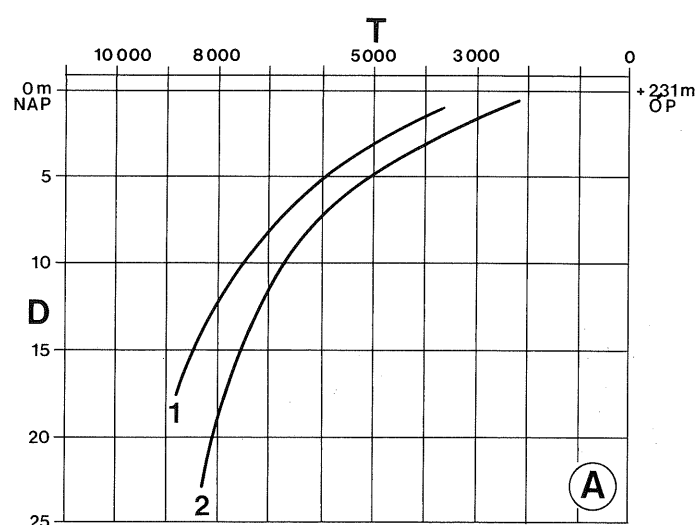
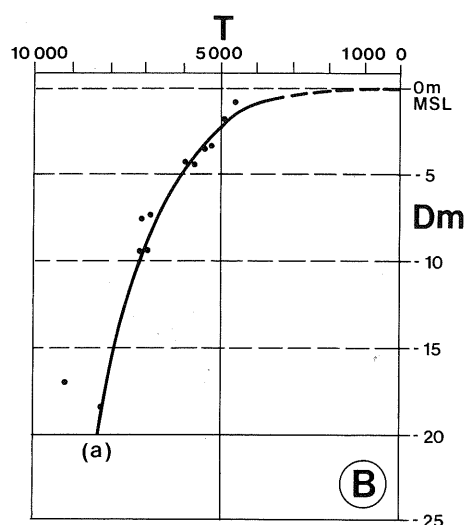
B. Courbe pour la plaine côtière belge (d'après W. Köhn, 1989)

T: Age en années C_{14} BP,

D_m : Profondeur des échantillons en mètres au-dessous du niveau moyen marin actuel;

D: Profondeur des échantillons en mètres au-dessous du niveau N.A.P. à Amsterdam (situé à 2,31 m au-dessus du niveau d'Ostende);

a: position des échantillons.



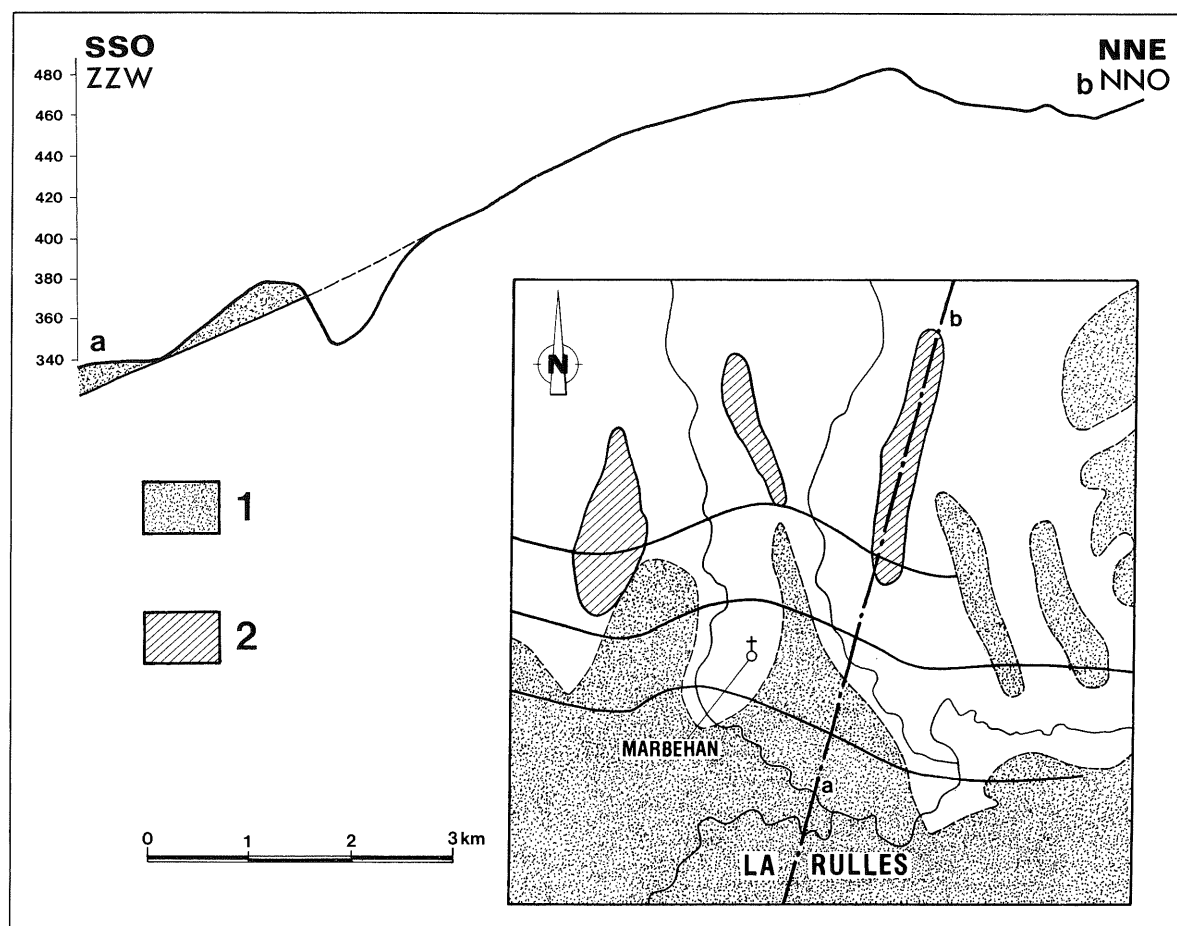
froid sont, en conséquence, fraîches et fort importantes dans la morphologie et les dépôts superficiels de notre pays. Il est tout à fait impossible de comprendre les détails de l'évolution du relief de la Belgique sans tenir compte de ces fluctuations climatiques et aussi des variations du niveau de la mer qui y étaient associées.

Si les événements sont relativement bien datés en ce qui concerne la fin de la dernière glaciation, grâce aux datations obtenues par la méthode du carbone 14, les modifications climatiques sont par contre beaucoup moins bien connues quand on remonte dans le passé, bien que les études palynologiques montrent bien les variations de la couverture végétale. Trois glaciations au moins ont recouvert le Nord de l'Europe. Au cours du maximum d'extension de la dernière, il y a 18.000 ans, les glaces se sont avancées jusqu'à Berlin et même à 300 km au Nord de notre côte, à l'embouchure de la Humber dans les Iles Britanniques. Les deux glaciations antérieures reconnues ont eu une extension plus grande qui les a amenées à moins de 100 km de nos frontières. Mais les fluctuations climatiques, telles qu'elles sont connues maintenant, paraissent avoir été infiniment complexes. En effet, toutes les périodes froides n'ont pas conduit au développement de glaciations. On a essayé de reconstituer les alternances climatiques, cette reconstitution étant basée sur les études palynologiques conduites dans l'Europe du Nord-Ouest. Le nombre de périodes froides y dépasse la quinzaine. La courbe établit d'autre part que les périodes de réchauffement que notre pays a connues ne couvrent qu'une petite partie du Quater-

naire. Le climat a été, en général, au cours des deux derniers millions d'années, plus froid que celui que l'on connaît maintenant.

Nous vivons actuellement pendant une période interglaciaire, mais il est vraisemblable qu'une nouvelle glaciation va survenir dans un avenir géologique proche. Personne, dans l'état actuel des connaissances, ne peut préciser exactement quand, ni même ce qui déclenchera le prochain refroidissement. On est, en effet, toujours réduit à formuler des suppositions quant à l'origine de ces oscillations climatiques même s'il apparaît de plus en plus que les phénomènes astronomiques (à savoir les particularités d'orbite de la terre autour du soleil et l'inclinaison de celle-ci) ont une influence fondamentale. Actuellement toutefois, l'homme est beaucoup plus soucieux de déterminer les conséquences du réchauffement que pourraient provoquer les activités humaines (par suite de l'augmentation de la teneur en CO_2 de l'atmosphère) que de mesurer les risques de nous voir replonger dans une période glaciaire. Cette attitude se justifie par le fait que les conséquences des actions humaines auront tout leur effet dans un ou quelques siècles, tandis que le prochain refroidissement se produira sans doute beaucoup plus tard.

Mais quelque soit le climat que nous aurons demain, la morphologie de notre pays ne peut s'expliquer qu'en tenant compte des fluctuations climatiques qui se sont succédé depuis le Tertiaire.



Carte de la région de Marbehan montrant l'extension des témoins de la pénéplaine post-hercynienne exhumée et profil topographique a-b passant par un des fragments de cette surface (d'après A. Pissart, 1962).

LES PENEPLAINES ANCIENNES ET LE RETRAIT DES DERNIERES MERS CENOZOIQUES

■ Les pénéplaines anciennes

Les morphologies les plus anciennes de notre pays sont vieilles de dizaines de millions d'années. Il s'agit des restes de pénéplaines qui ont été enfouies sous des formations géologiques diverses et ont été exhumées par l'érosion. Ces surfaces ont subi les mouvements tectoniques qui se sont produits après leur formation et sont souvent basculées et localement déformées.

La pénéplaine la plus ancienne connue dans notre pays porte le nom de «pénéplaine posthercynienne exhumée». Elle s'étend en bordure des formations secondaires (triasiques et jurassiques) qui affleurent à la limite méridionale de l'Ardenne. Une coupe montre que la partie exhumée de cette surface est située dans le prolongement du contact entre les formations secondaires et primaires. Il s'agit donc

réellement de restes de la surface infrasecondaire qui a été dégagée par l'érosion et conservée du fait de la grande résistance des roches paléozoïques. L'altération chimique ancienne, dont on retrouve en quelques endroits les traces, atteste que cette surface a subi une longue exposition aux agents météoriques et n'est pas seulement une surface d'abrasion marine.

Au Nord-Est de l'Ardenne, la surface d'érosion précrétacée a été dénommée, du nom d'un étage de cette formation géologique, pénéplaine pré-maestrichtienne. Un profil montre, et cela est connu depuis longtemps, que la crête de la Vecquée, qui s'étend de la vallée de l'Amblève jusqu'à Hockai à une altitude constante très voisine de 575 m, est un témoin de cette surface. Des silex épars sur cette crête attestent qu'il s'agit d'un témoin pratiquement non retouché de la surface de transgression crétacée. Cette surface est également affectée d'une intense altération chimique dont l'existence a été reconnue par sondages sous le Crétacé en place (par exemple sous la ville de Bruxelles). Elle permet

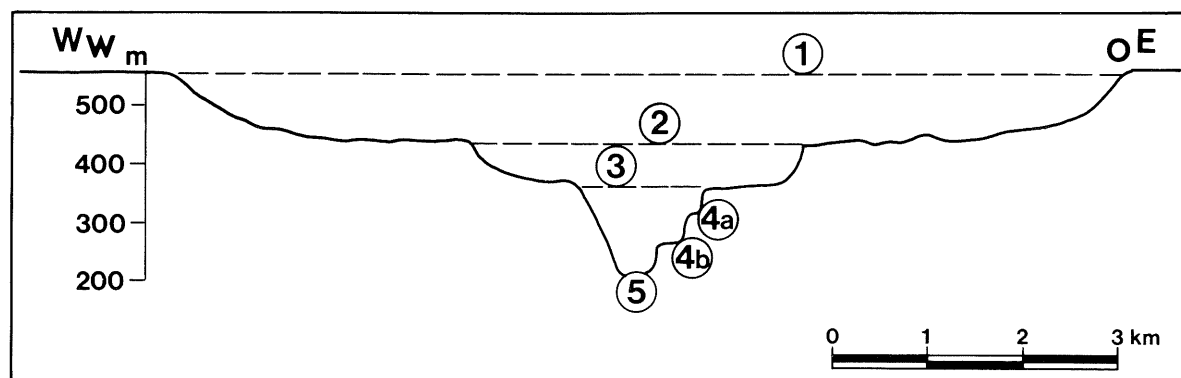
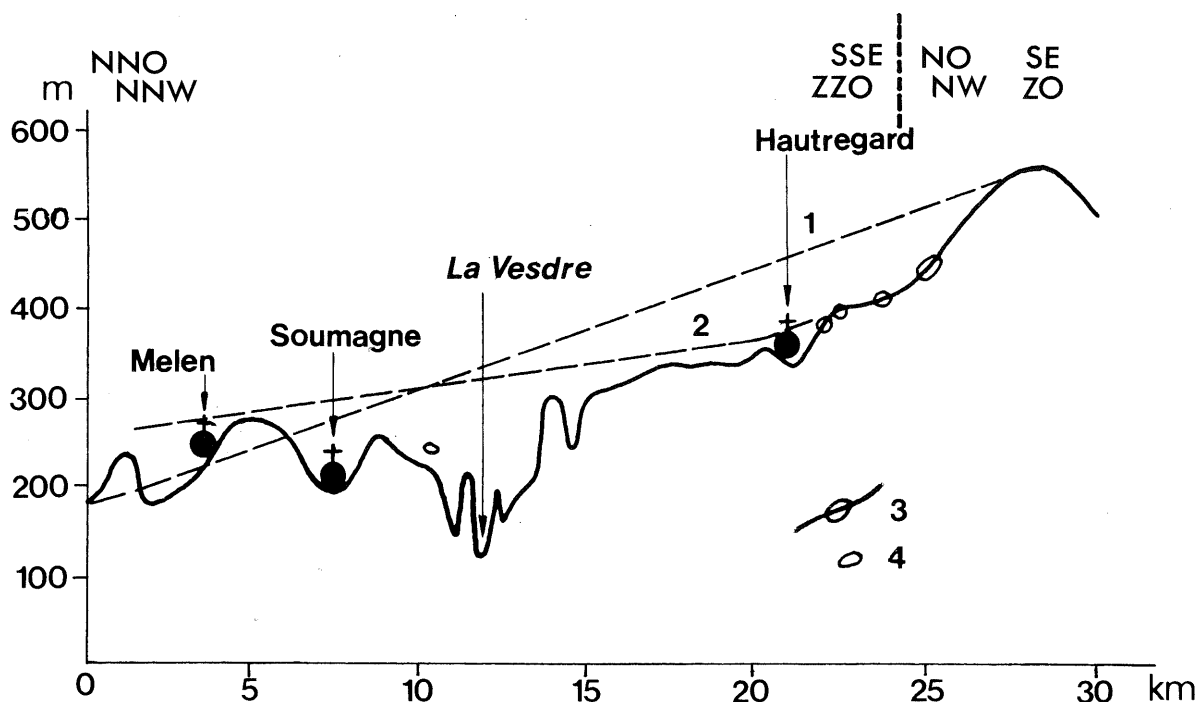
Profil topographique Blégny-La Gleize.

1. surface pré-maestrichtienne
2. surface pré-oligocène
3. dépôt oligocène sur le profil
4. idem à proximité du profil (d'après A. Demoulin, 1986).

En Ardenne, plusieurs surfaces d'érosion ont été reconnues au-dessus des pénélaines plus élevées. Aucun dépôt ne permet de prouver leur genèse ou d'établir leur âge, aussi des opinions divergentes existent quant à leur mode de formation, le moment où elles sont apparues et même leur nombre et leur localisation.

La figure ci-contre donne un profil au travers de la dépression de l'Ourthe supérieure et montre en contrehaut des terrasses quaternaires les surfaces d'aplanissement qui ont été reconnues dans cette région par F. Gullentops (1954).

1. niveau des Tailles
2. niveau de Laroche
3. niveau de Cielle
- 4a et b. terrasses quaternaires
5. fond de vallée de l'Ourthe.

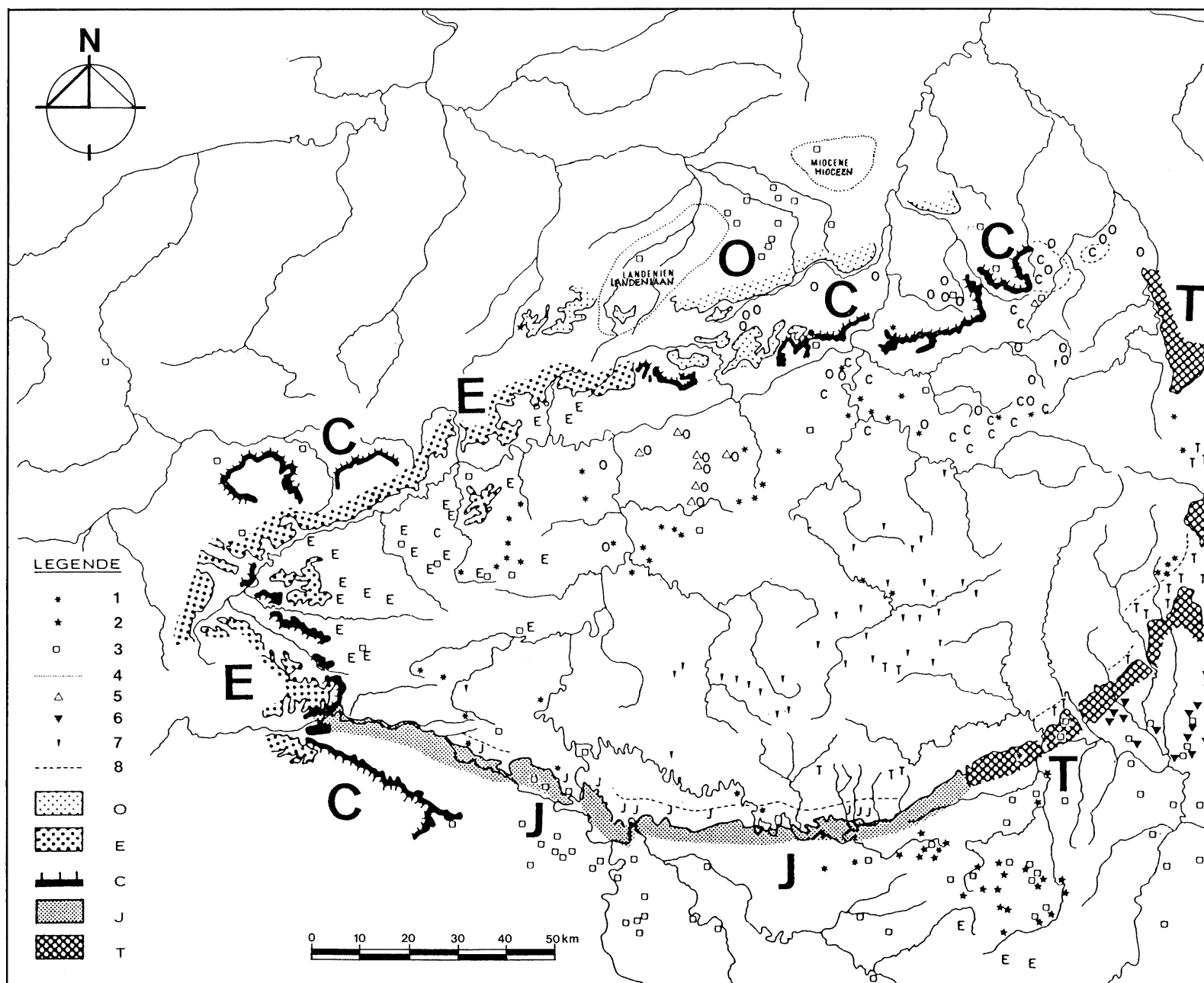


d'affirmer qu'il s'agit bien d'une morphologie façonnée par une longue action d'érosion subaérienne. Si l'extension de cette pénéplaine est évidente sur la crête de la Vecquée, son extension vers l'Est pose un problème car elle s'élève de plus de 100 m de Hockai à la Baraque Michel. Des observations très récentes montrent qu'une différence d'altitude existait déjà au Crétacé. Mais des mouvements tectoniques ont sans doute ultérieurement contribué à la déformation de cette pénéplaine. Vers le Sud, la limite d'extension de cette pénéplaine est mal connue car aucun reste crétacé en place n'a été retrouvé au Sud du plateau des Hautes Fagnes.

La transgression crétacée s'est également étendue dans le Hainaut (au Cénomaniens ou au Turonien) mais il n'est pas certain que des témoins de la surface de base y existent.

Au Tertiaire, la mer éocène s'est avancée sur l'extrémité occidentale de l'Ardenne. Deux transgressions se sont sans doute produites, au Landénien et au Bruxellien. Ces deux transgressions sont très difficiles à distinguer. Elles ont recouvert une surface régulière que la carte des sommets nous restitue très bien, à l'Ouest de la Meuse.

La mer oligocène, qui est la dernière à avoir atteint la bordure septentrionale du massif ardennais est bien connue par les remplissages des poches de dissolution qui sont disséminées dans tout le Condroz. Quelques dépôts datés de la même époque existent à l'Ouest de la Meuse de Dinant, mais ils ne s'en écartent guère. Des placages de ces sables oligocènes recouvrent les plus hauts sommets des Hautes Fagnes, attestant aussi de l'existence d'un soulèvement tardif de cette région.



Vestiges des formations continentales et des formations marines, en relation, respectivement avec les surfaces d'aplanissement tertiaires et les surfaces de transgressions anciennes (J. Alexandre, 1976).

Formations continentales:

1. dépôts caillouteux ou sableux tertiaires;
2. formations ferrugineuses;
3. blocs « erratiques » de roche

silicifiée landenienne ou miocène;

4. limite de zones où ces roches silicifiées sont en place (non figurée dans l'Ouest, où elle est peu différente de la limite de l'Eocène);
5. argile d'Andenne;
6. dépôts lacustres éocènes;
7. roches paléozoïques profondément altérées;
8. limite externe de la zone où

des surfaces de transgression exhumées ont été reconnues.

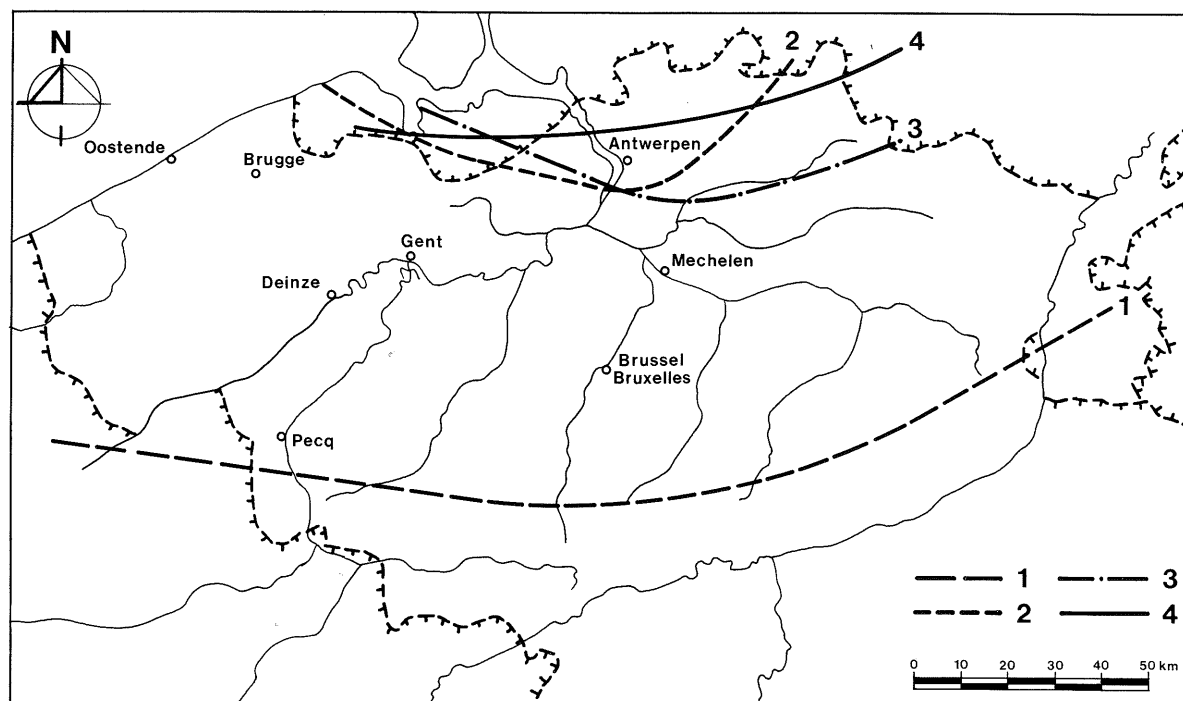
Formations marines:

affleurements continus (figurés) ou discontinus (lettres):

- O. Oligocène (Tongrien);
 E. Eocène (Landenien ou Bruxellien);
 C. Crétacé (Cénomanién ou Sénonien);
 J. Keuper et Lias;
 T. Bundsandstein.

Extension maximum des dernières transgressions marines en Belgique d'après de Jong (1947).
Limite Sud des mers :

1. diestienne
2. scaldisienne
3. merksemienne
4. icénienne.



Dans un travail récent, A. Demoulin a établi, à l'extrémité Est du massif ardennais, les relations existant entre la pénélaine oligocène et la surface pré-maestrichtienne. La surface infracrétacée, soulevée avant la transgression oligocène, aurait été entaillée par celle-ci.

Les quatre surfaces d'érosion dont on vient de parler sont développées sur des roches paléozoïques. Elles ont été reconnues par les restes de dépôts géologiques qui les ont recouvertes et correspondent donc à des surfaces de transgression dégagées par l'érosion. Des restes exhumés de telles surfaces de transgression, postérieures à l'Oligocène, ne sont pas connus, principalement parce que la différence de résistance entre les roches sur lesquelles ces surfaces ont été façonnées et les dépôts qui les ont recouvertes n'est pas assez grande.

Il ne fait guère de doute qu'il s'agissait de pénélaines, du moins si l'on examine des documents comme ceux que R. Legrand a établis pour le massif de Brabant. La carte du socle paléozoïque semble bien montrer l'existence d'une surface très régulière qui plonge vers le Nord.

■ Les dernières mers cénozoïques

Les restes des pénélaines exhumées nous ont conduit à passer en revue les dernières transgressions marines qui ont recouvert les roches paléozoï-

ques de la Haute Belgique. Le moment du retrait de la mer est, par ailleurs, fondamental pour comprendre l'origine du réseau hydrographique. En effet, des rivières apparaissent dès que la mer se retire, et certains des premiers tracés fluviaux ainsi formés se sont conservés jusqu'à nos jours. Il est donc indispensable pour expliquer le réseau hydrographique d'un pays de connaître en chaque endroit quand la dernière mer s'est retirée.

Après la transgression oligocène, la mer a recouvert de nouveau la partie septentrionale du pays au Miocène supérieur. La limite d'extension méridionale de cette mer diestienne est évidemment imprécise: le rivage se serait situé au Nord, mais à moins de 20 km, de la Haine, de la Sambre inférieure et de la Meuse de Namur à Liège. Sableux dans la région d'Anvers et sur les collines du Hageland où ils sont cimentés par des enduits ferrugineux, les dépôts diestiens sont plus grossiers sur les collines des Flandres et comprennent des couches de graviers constitués surtout de silex, souvent cacholonnés.

Après le Diestien, la mer n'a plus atteint que l'extrémité septentrionale du pays. On peut localiser l'extension de la mer scaldisienne et montrer que le même territoire a été recouvert par les mers merksemienne et icénienne (début du Pléistocène). Au cours du Pléistocène inférieur, des conditions périmarines ont encore existé dans la Campine septen-

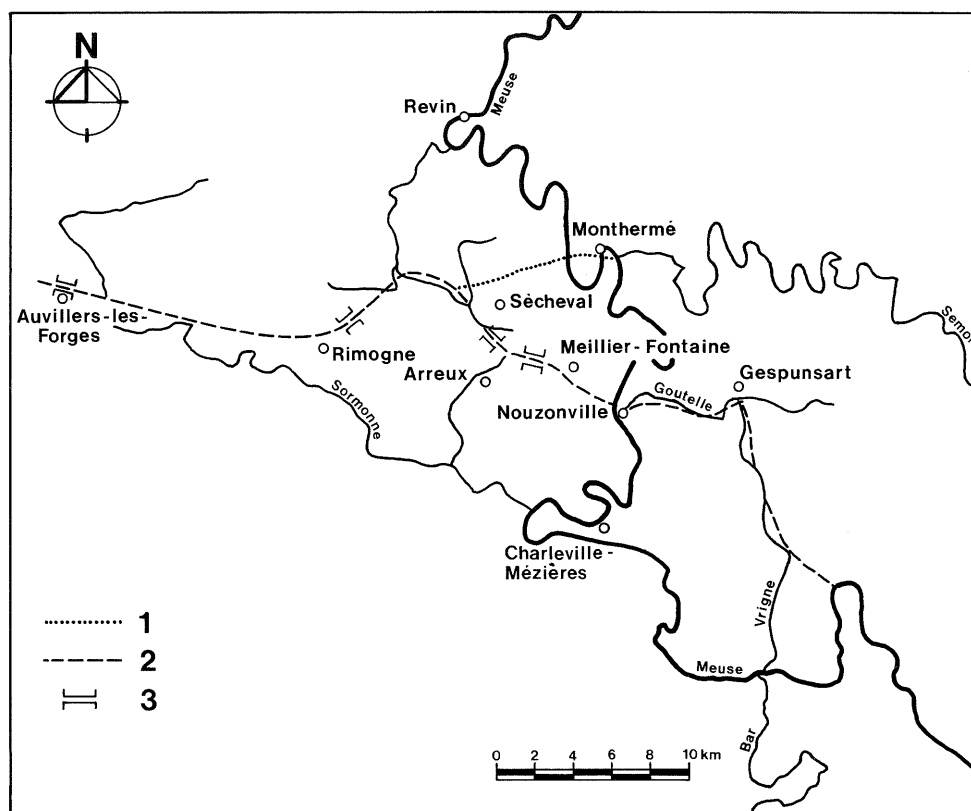
trionale, y déposant le complexe des argiles de Campine. On reparlera plus loin des fluctuations du niveau marin du Pléistocène supérieur qui ont influencé la morphologie actuelle. Il s'agit, non seulement de la formation des polders, mais encore de l'évolution de la Vallée Flamande.

L'ORIGINE DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE

■ Le bassin de la Meuse

L'origine du cours actuel de la Meuse a fait couler beaucoup d'encre. Déjà au siècle dernier, des chercheurs se sont étonnés que ce fleuve traverse le massif ardennais, qui est plus élevé que la source même du fleuve, au lieu de simplement le contourner. Trois hypothèses ont été alors avancées pour expliquer le tracé, à savoir des phénomènes de surimposition, d'antécédence et de capture.

Selon l'hypothèse de la surimposition, le tracé de la Meuse est apparu sur les formations éocènes qui ont recouvert le massif de Rocroi; la Meuse les aurait incisées à la suite de son érosion verticale. L'hypothèse de l'antécédence suppose que le massif ardennais était peu élevé quand la Meuse est apparue: il aurait continué à se soulever en dôme tandis que la Meuse y encaissait sa vallée. Cette hypothèse a eu la faveur des scientifiques pendant près de 50 ans; on supposait que les terrasses de la Meuse étaient déformées dans la région de Rocroi par un bombement de l'Ardenne. Selon la troisième hypothèse, à savoir la capture, le tracé ardennais de la Meuse résulterait de l'érosion régressive de la Meuse de Dinant qui serait venue détourner une rivière lorraine qui autrefois se dirigeait vers l'Ouest. Diverses observations morphologiques et sédimentologiques plaident en faveur de cette dernière hypothèse. Celle-ci permet d'expliquer le détail de la morphologie à proximité de la confluence actuelle de la Meuse et de la Semois. On y retrouve des traces anciennes d'un réseau hydrographique dirigé vers l'Ouest. Elle explique aussi que la Semois a eu, à un moment donné, une force érosive suffisante pour détourner des cours d'eau qui, comme la Vierre, par exemple, s'écoulaient autrefois vers la Chiers. Ces captures très anciennes se seraient produites peut-



être au Miocène, au moment où la mer n'était pas très éloignée de la retombée septentrionale du massif ardennais.

L'origine du cours de la Meuse de Dinant qui s'écoule de Revin à Namur ne pose guère de problème. Il s'agit sans doute d'un axe hydrographique conséquent, apparu au moment du recul du rivage oligocène. Tous les cours d'eau Sud-Nord qui dans le Condroz s'écoulent dans cette direction auraient la même origine. Le Hoyoux, le Samson, la Meuse, la Biesme et l'Eau d'Heure seraient liés au retrait des mers oligocènes et éocènes. Il est évident que ces axes hydrographiques se dirigeaient vers le Nord et ont été tronqués lorsque la Meuse de Huy puis la Sambre sont apparues. L'origine de ces rivières constitue une des grandes énigmes qui subsistent de nos jours en ce qui concerne la géomorphologie de la Belgique.

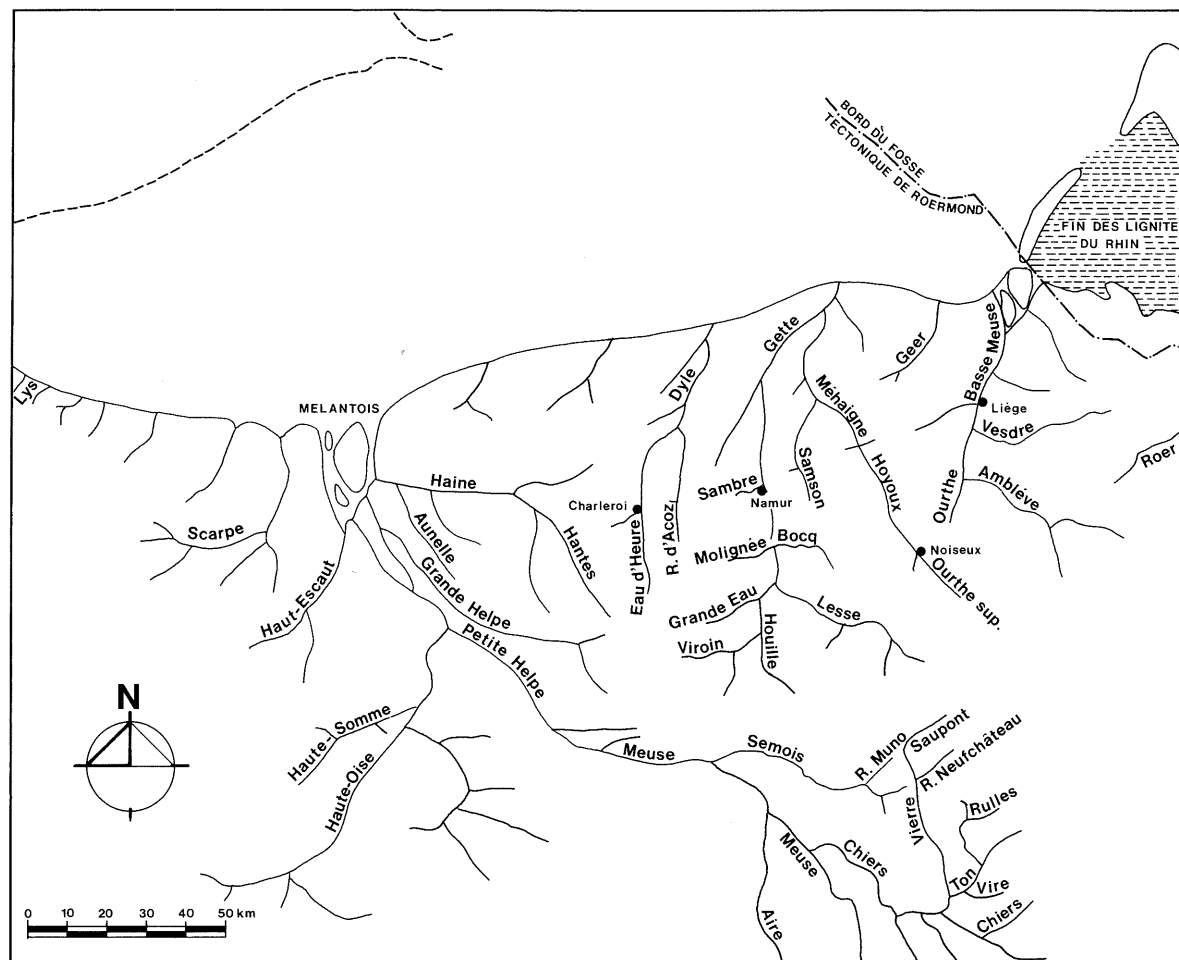
Le cours de la Meuse et de la Sambre a été dénommé transsécant dès 1903 par J. Cornet qui y voyait un tracé né par captures successives, amenant à Liège les eaux du Hoyoux, du Samson, puis de la Meuse de Dinant, et qui s'est prolongé par la Sambre jusque Marchienne-au-Pont. Cette origine explique directement la distribution excessivement

Tracés de la Semois et de la Meuse avant et après capture, dans l'hypothèse des captures préquaternaires de la Semois et de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant.

1. cours de la Semois avant capture
2. cours de la Meuse avant capture
3. windgap

(d'après A. Pissart, 1961).

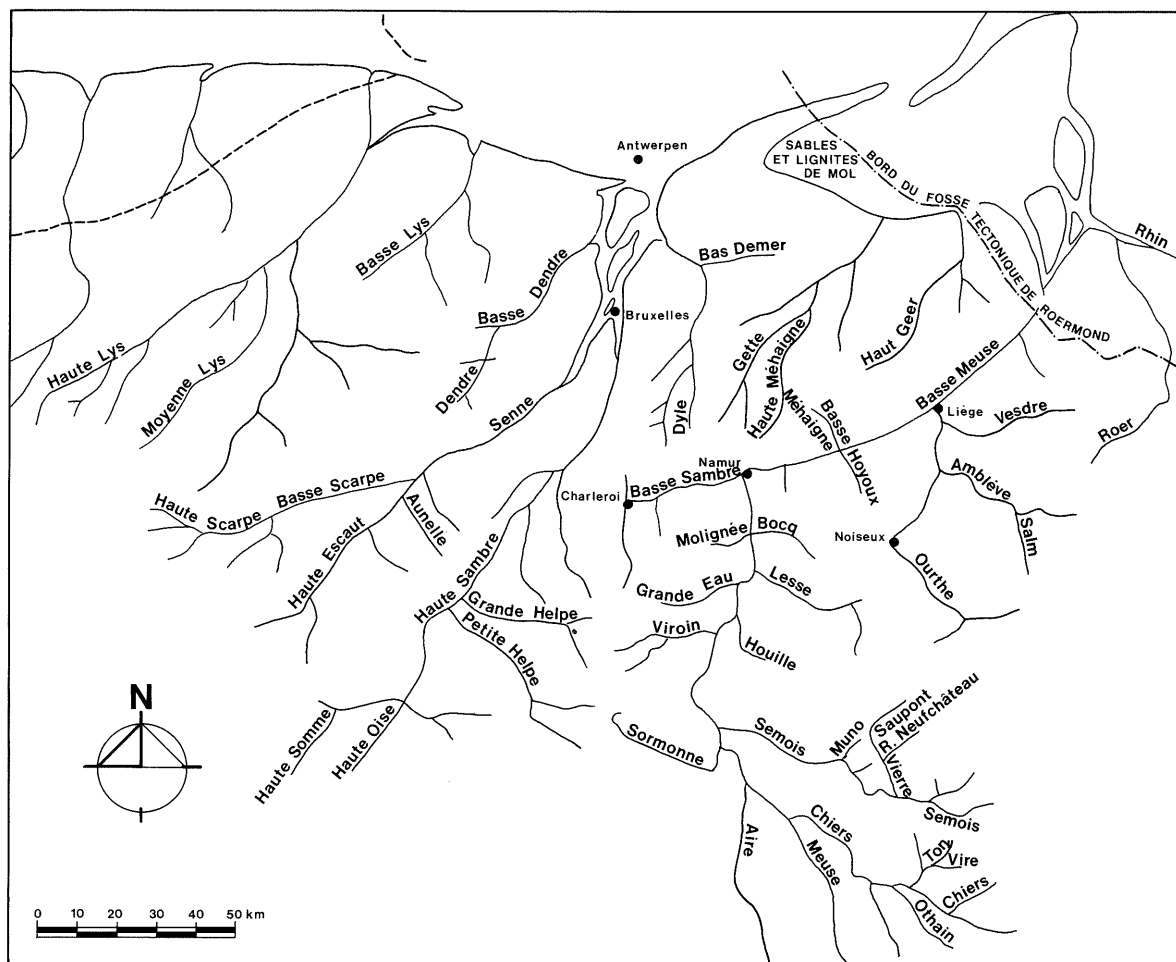
Traces hypothétiques des cours
d'eau de Belgique.
Ci-contre: fin Miocène.
Page de droite: fin Pliocène
(d'après J. de Heinzelin, 1964).



asymétrique du bassin de la Meuse des deux côtés du sillon Sambre-et-Meuse. Dès 1899, J. Cornet l'a considéré comme le résultat d'une accentuation posthume du pli paléozoïque que constitue le synclinal de Namur. Il ne peut être un tronçon subséquent apparu dans les schistes houillers moins résistants, car les plus hautes terrasses de la Meuse (comprenant des cailloux de kieseloolithes provenant du bassin parisien), dans le tronçon Huy-Liège, reposent sur des dépôts tertiaires. Au cas où les dépôts d'anhydrite qui ont été découverts dans la vallée de la Haine (sondage de Saint-Ghislain) se prolongeraient vers le tronçon Namur-Liège, leur dissolution pourrait justifier un affaissement local. Il ne s'agirait alors pas d'un vrai mouvement tectonique mais d'une subsidence consécutive à la dissolution d'anhydrite conservée dans le synclinal de Namur. Un phénomène semblable paraît maintenant expliquer l'apparition de la vallée de la Haine qui a, elle aussi, recoupé un réseau hydrographique s'écoulant vers le Nord.

A l'aval de Liège, le tracé de la Meuse se poursuivait autrefois vers le Nord-Est, en direction d'Aix-la-Chapelle. Des terrasses importantes du Pléistocène inférieur en apportent la preuve. Un phénomène de capture s'est produit au milieu du Quaternaire et a détourné vers le Nord, c'est-à-dire vers la Campine, le cours du fleuve. Un mouvement tectonique soulevant le tracé inférieur de la Meuse près d'Aix-la-Chapelle, et que l'on peut déceler dans l'allure des terrasses abandonnées, a probablement été à l'origine de cette capture. Après celle-ci, la Meuse a édifié un important cône de déjection qui a donné naissance au plateau de Campine.

Le tracé de la Semois inférieure, grossièrement parallèle à la limite des terrains secondaires, semble s'expliquer par son apparition dans une dépression périphérique de l'Ardenne, au moment où les terrains secondaires s'avançaient beaucoup plus loin sur le massif ardennais. Son cours supérieur creusé dans les formations secondaires actuelles est beaucoup plus récent. Il se serait formé à la suite d'une



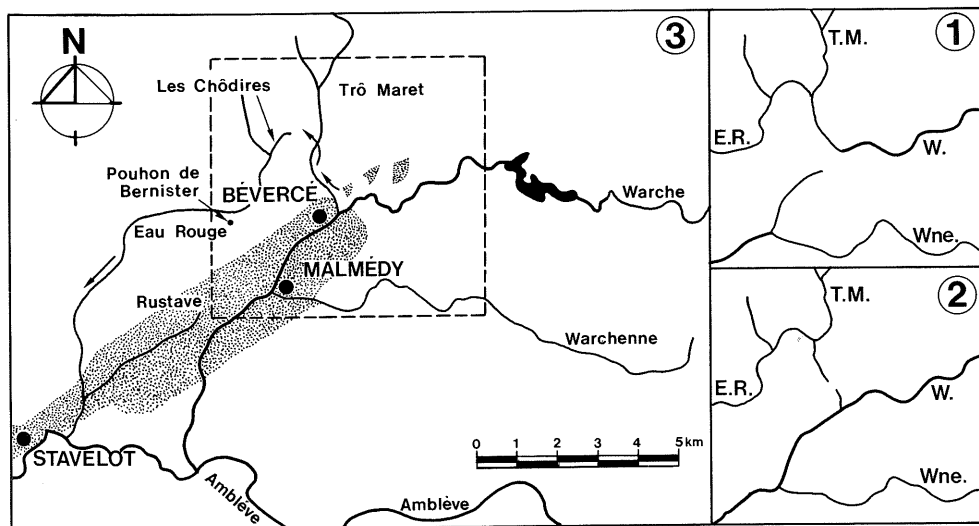
érosion régressive intense déclenchée au moment où la Semois se déversait dans la Meuse de Dinant tandis que la Meuse lorraine conservait son ancien cours.

Dans le Condroz et la bordure Nord du massif ardennais, l'origine probable des grands axes hydrographiques n'est établie que dans les régions où nous savons qu'une mer s'est avancée après le plissement hercynien. C'est ainsi que l'Eau d'Heure, la Lesse, la Semois, le Hoyoux, l'Ourthe et la Vesdre sont des rivières surimposées dont les tracés sont, au moins en partie, conséquents au retrait des mers secondaires et tertiaires. Par contre, l'origine des axes hydrographiques principaux du centre de l'Ardenne reste énigmatique car elle se perd dans la nuit des temps. Celle de l'axe hydrographique des deux Ourthe est, par exemple, profondément mystérieuse bien que diverses hypothèses aient été avancées pour en rendre compte: reste d'une rivière s'écoulant vers l'Ouest, ancien bassin fermé, dépression synclinale...

Ce qui est toutefois établi, c'est l'adaptation progressive de ce réseau aux différences de résistance des roches. Des cours d'eau subséquents, se développant dans les roches tendres, ont provoqué divers phénomènes de captures. Certains de ceux-ci sont évidents même s'ils sont très anciens et si seuls les tracés des cours d'eau en témoignent.

Un exemple nous en est fourni par le brusque changement de direction de l'Ourthe à Noisieux qui indique qu'autrefois ce cours d'eau se poursuivait vers le Nord-Ouest suivant le tracé actuel du Hoyoux. L'Ourthe inférieure est incontestablement venue détourner l'Ourthe supérieure en cet endroit. Le phénomène est cependant si ancien qu'il n'en subsiste plus aucune trace dans la morphologie.

Un autre phénomène de capture, beaucoup plus récent, et qui démontre que l'adaptation à la structure géologique se poursuit toujours, est le détournement de la Warche à proximité de Malmédy (à Bévercé, plus exactement). Il y a moins de 200.000 ans, ce cours d'eau s'écoulait par la vallée du Tro



La carte de gauche (n° 3) donne le tracé actuel des principales rivières de la région de Stavelot-Malmédy. Les flèches jalonnent l'ancien cours de la Warche. En pointillés, répartition du poudingue permien de Malmédy d'après la carte géologique.

A droite, sous le n° 1, tracé du réseau hydrographique de la partie centrale de la figure n° 3, avant la capture de la Warche.

Sous le n° 2, apparaît le réseau hydrographique après la capture de la Warche et avant la capture du Trô Marets.

(Pissart et Juvigné, 1982).

Marets inférieure, la vallée des Chôdières et la vallée de l'Eau Rouge pour venir se jeter dans l'Ambliève à Stavelot. L'encaissement plus facile des cours d'eau dans le poudingue permien de Malmédy a détourné la Warche dans l'axe du poudingue et y a provoqué une érosion très rapide et intense qui est responsable de l'encaissement extraordinaire de la Warche de Bévercé jusqu'au barrage de Robertville, tout comme celui des affluents que cette rivière reçoit dans le même secteur.

■ Le bassin de l'Escaut

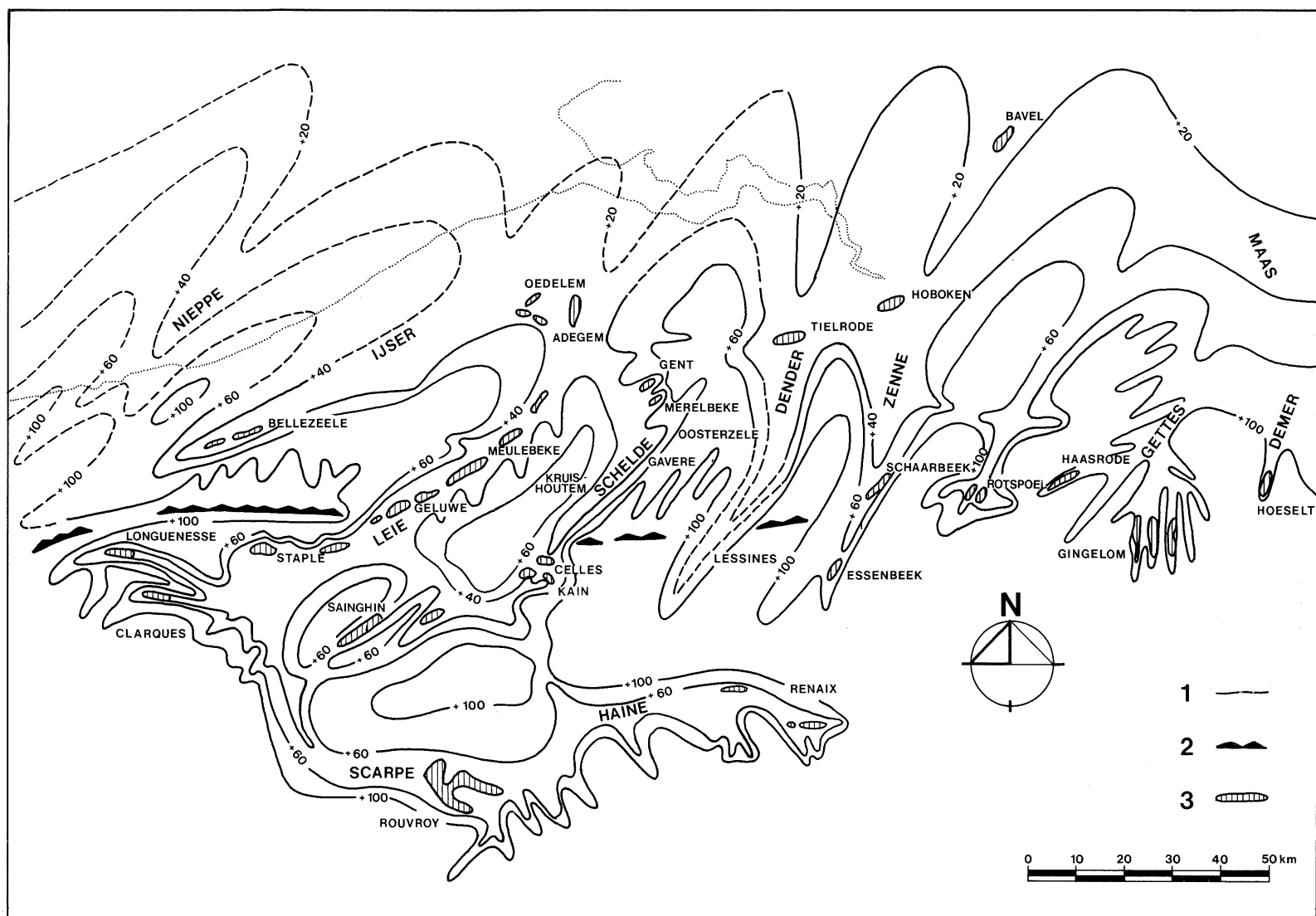
L'origine et l'évolution des tracés hydrographiques du bassin de l'Escaut ne sont, pas plus que les tracés de la Meuse et de ses affluents, totalement expliqués. Les axes hydrographiques principaux de la Moyenne Belgique, à savoir la Lys, l'Escaut, la Dendre, la Senne, la Dyle, la Gette et la Herk sont dirigés du Sud-Sud-Ouest au Nord-Nord-Est, soit assez paradoxalement dans une direction à peu près parallèle à la côte actuelle de notre pays.

Ce réseau parallèle de rivières régulièrement espacées est recoupé par un axe hydrographique Est-Ouest formé par le Démer inférieur, la Dyle inférieure, le Rupel qui s'écoulent vers l'Ouest et l'Escaut inférieur de Gand à Rupelmonde qui s'écoule vers l'Est. Ce tronçon reçoit la Nèthe de Lierre et les eaux provenant de toutes ces rivières s'écoulent vers la mer par l'Escaut de Hoboken et l'Escaut d'Anvers. Ce dernier reçoit à Anvers même un affluent qui coule dans une dépression se prolongeant vers l'Est, occupée par la Nèthe supérieure. L'Escaut d'Anvers forme l'exutoire vers la mer. Le

tronçon de Hoboken est dans une situation étonnante puisqu'il se localise dans une entaille, entre les cuestas de Boom et du Pays de Waes. Cette situation est d'autant plus extraordinaire qu'une large dépression s'ouvre au Nord de Gand vers Terneuzen. Enfin, l'origine du cours de l'Escaut, ainsi que le cours de la Haine, avec dans son prolongement en France le tracé de la Scarpe, constituent deux problèmes supplémentaires qu'il faudra aborder.

Le réseau parallèle de Moyenne Belgique semble correspondre au réseau conséquent qui s'est formé au moment du retrait des dernières mers plio-pléistocènes. Cette hypothèse, hautement vraisemblable, ne peut toutefois expliquer directement tous les faits observés: d'une part, les tracés de ces rivières ne paraissent pas perpendiculaires au rivage en retrait, d'autre part, ils se présentent comme un réseau parallèle et non dendritique dont l'allure caractérise un réseau conséquent normal. La question reste d'autant plus difficile à résoudre que les tracés actuels ont été définitivement fixés longtemps après le retrait de la mer, comme l'indiquent les hautes terrasses alluviales qui paraissent s'écarter parfois beaucoup des tracés actuels. Certains auteurs proposent d'expliquer la localisation des rivières conséquentes à l'emplacement d'ondulations synclinales ou de fractures affectant les couches tertiaires. Mais l'existence de ces accidents n'a pas été démontrée. Une hypothèse plus récente suppose que l'emplacement originel des rivières a été également conditionné par la morphologie de la surface d'émersion, et plus spécialement par des bancs de sables identiques à ceux qui existent actuellement devant la côte belge. L'encaissement des rivières a été en outre accompagné de déplacements déterminés par les variations lithologiques des couches tertiaires.

L'écoulement de ce réseau parallèle s'est poursuivi vers le Nord-Nord-Est pendant la majeure partie du Quaternaire. Les abaissements successifs du niveau de la mer pendant les glaciations ont engendré des érosions verticales intenses qui ont fait apparaître les cuestas, notamment celles des argiles de Campine, celle de l'argile de Boom, celle de l'argile bartonienne, celles du complexe panisélien. Au pied de ces cuestas, formées dans des couches plus résistantes et s'étirant d'Est en Ouest, se sont développés des affluents subséquents.



C'est au Saalien, au cours d'une phase d'érosion verticale, que, par érosion régressive rassemblant une série de dépressions subséquentes, s'est formé l'axe Escaut-Démer. Ce nouvel axe hydrographique s'est développé au pied de la cuesta du Pays de Waes et de Boom et a amené vers Eeklo les eaux du réseau parallèle, en interrompant aussi l'écoulement de nombreuses rivières vers le Nord. L'exutoire principal se dirigeait alors par Eeklo en direction de Terneuzen. Pendant les glaciations du Saalien, lorsque le niveau de la mer s'était considérablement abaissé, une profonde vallée a été excavée et cette érosion s'est étendue loin vers l'amont puisque le fond de la vallée a été retrouvé à un niveau inférieur à celui de la mer actuelle aussi loin que Louvain dans la vallée de la Dyle et Tournai dans la vallée de l'Escaut. Après des remblaiements partiels fluvi-

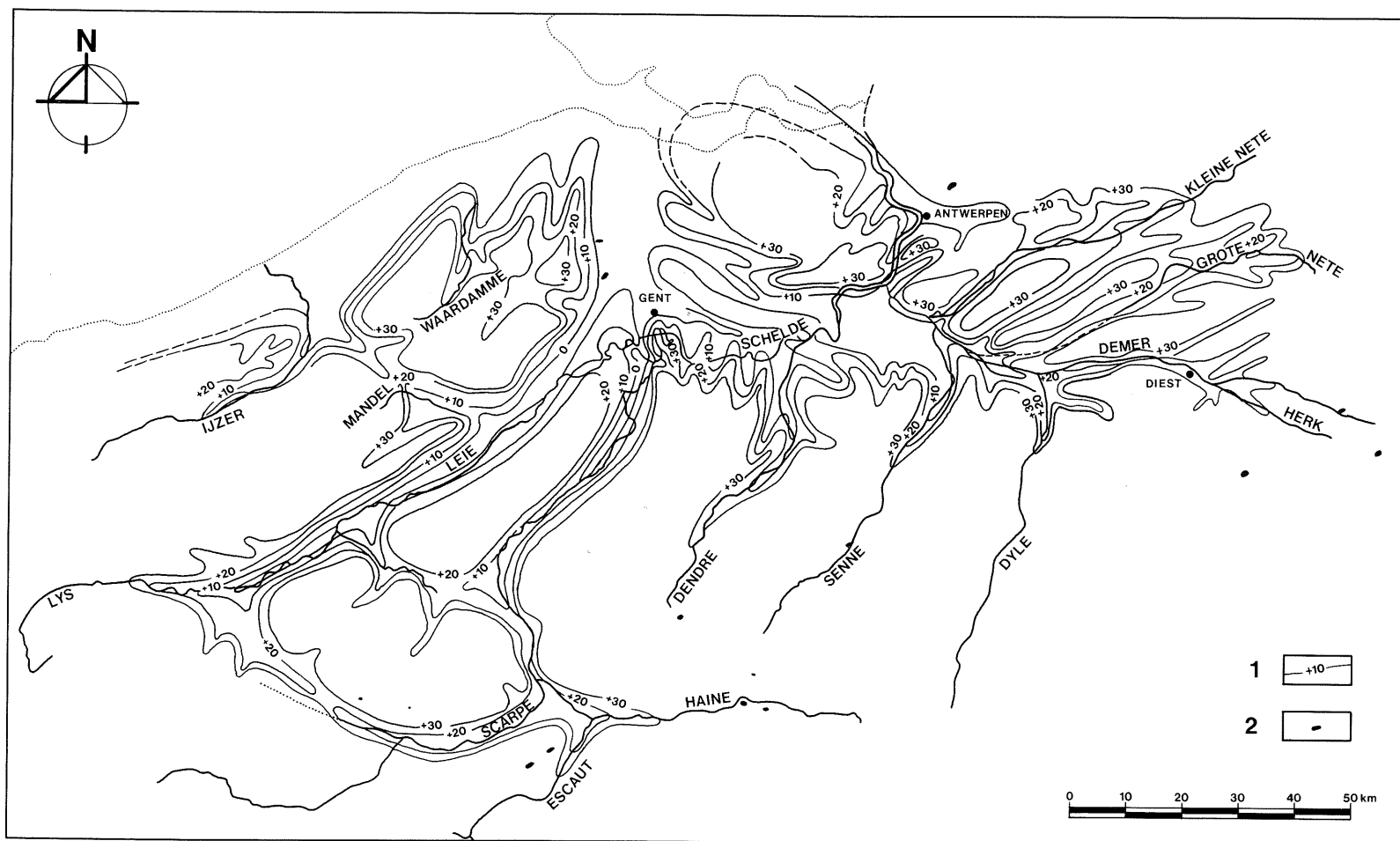
péglaciaires au cours du Saalien, et fluviatiles et estuariens au cours de l'Eemien, le Weichsélien a d'abord connu une nouvelle phase d'incision, et ensuite une nouvelle période de remblaiement. L'ensemble de cette vallée actuellement remblayée a été dénommée « Vallée Flamande » par R. Tavernier. A la fin du Weichsélien, de nouveaux cours d'eau sont apparus sur cette surface de remblaiement et l'ont légèrement entaillée.

L'écoulement de l'Escaut par la percée de Hoboken, en direction d'Anvers, est un phénomène très récent quoique cette percée existât déjà avant le remblaiement weichsélien. Cet écoulement n'est apparu qu'à la fin de la dernière glaciation à la suite du remblaiement de l'axe de Terneuzen. A la fin de la dernière période froide, la surcharge de sédiments fluviatiles et les apports éoliens ont dépassé

Morphologie généralisée en-dessous de la cote 100 m du bassin actuel de l'Escaut à la fin du Mésopléistocène.

1. isohypse
2. rangée des collines des Flandres
3. vestige des dépôts de colmatage

(Tavernier et De Moor, 1974).

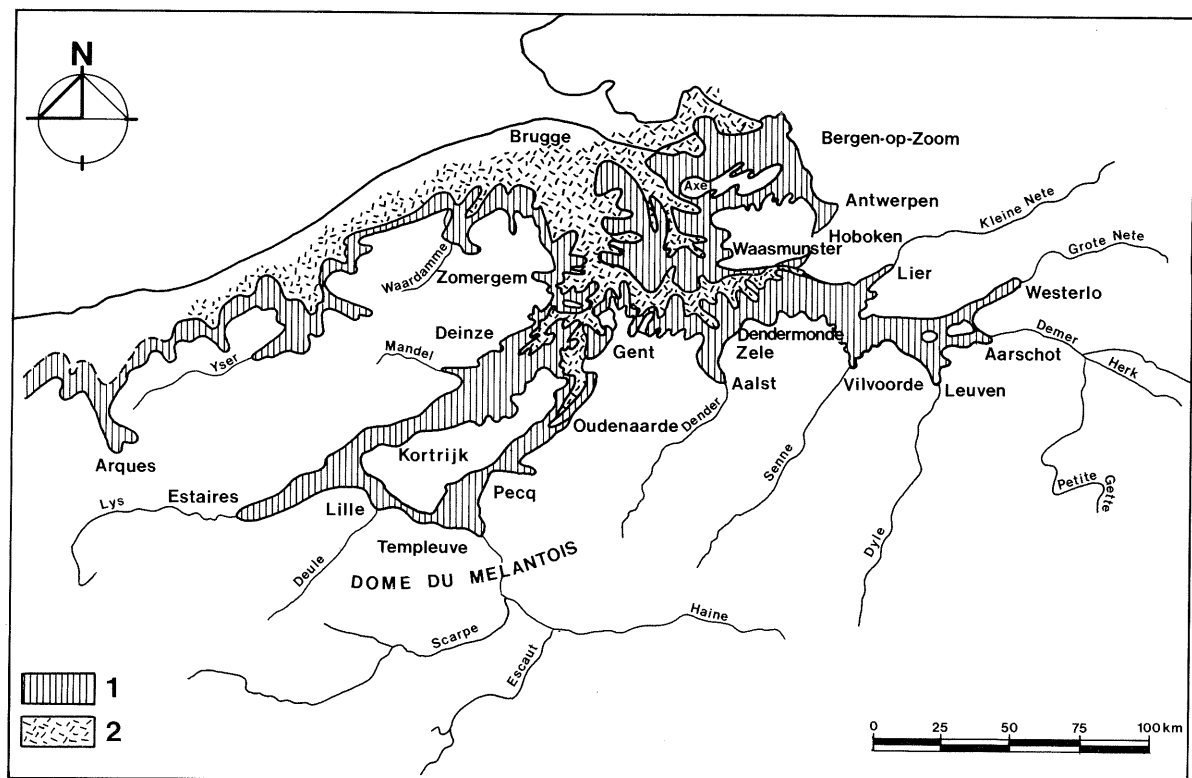


Hydromorphologie généralisée au-dessous de la cote 30 m dans le bassin actuel de l'Escaut lors du creusement maximal éo-saalien II. (Tavernier et De Moor, 1974).

1. Isohypse
2. vestiges des dépôts de colmatage fluvio-périglacière saalien

Extension de la Vallée Flamande et de ses principaux embranchements. (De Moor, 1963).

1. creusement néo-pléistocène au-dessous de la cote 0 m
2. creusement néo-pléistocène au-dessous de la cote -15 m



LA MORPHOLOGIE FLUVIATILE

la capacité du cours d'eau. Le déversement de l'écoulement a été influencé par le développement de dos sableux d'origine éolienne, barrant ainsi l'exutoire vers Terneuzen. Au cours d'une phase d'érosion nouvelle, la percée de Boom a été fermée et remplacée par un nouvel axe hydrographique.

L'Escaut, qui avant la transgression Dunkerque 3 se déversait vers le Nord dans l'Escaut oriental, a été capturé après le XIII^e siècle par érosion régressive de chenaux intertidaux apparus lors de la transgression Dunkerque 3b. L'action des marées a depuis lors approfondi et élargi considérablement ce système de chenaux pour former l'estuaire de l'Escaut occidental.

Le cours de la Haine a clairement recoupé un réseau hydrographique dirigé du Sud-Sud-Ouest au Nord-Nord-Est. L'Escaut supérieur paraît en effet s'être prolongé autrefois par la Dendre qui se trouve juste dans son axe. La vallée de la Haine est par ailleurs localisée à l'emplacement d'un synclinal dont la permanence au cours des temps est attestée par l'épaississement local des couches géologiques depuis la fin du Paléozoïque jusqu'à l'époque actuelle. L'origine de cette ondulation est probablement due à la dissolution d'épaisses couches d'anhydrite paléozoïque. Il est très vraisemblable que le même processus, en faisant apparaître par affaissement une gouttière Est-Ouest, ait été la cause de l'apparition de la vallée de la Haine, comme celle de la Scarpe, qui se trouve, en France, dans le prolongement de la Haine. Bien que le tracé de la Haine soit en gros parallèle à celui de l'axe Escaut-Rupel-Dyle-Démer, dont nous avons parlé précédemment, l'origine de ce tracé est totalement différente. Si l'on veut trouver un terme de comparaison, c'est vers le cours de la Meuse entre Namur et Liège qu'il convient sans doute de se tourner.

Un dernier tracé fluvial mérite l'attention : l'Escaut de Tournai. Il présente en effet une orientation Sud-Est/Nord-Ouest, toute différente de celle des rivières de Moyenne Belgique. Ce tronçon est sans doute apparu suite à l'érosion régressive de la rivière venue capturer la Haine. Autrefois celle-ci s'écoulait certainement vers l'Ouest et, par la Scarpe, se jetait dans la Lys. Cette capture s'est produite alors que les cours d'eau creusaient dans les couches tertiaires et n'atteignaient pas, comme ils le font aujourd'hui, les roches paléozoïques.

Les rivières creusent verticalement et latéralement. Elles s'encaissent ainsi peu à peu dans les terrains sur lesquels elles s'écoulent tout en développant progressivement des méandres. Bien que les deux actions soient toujours associées, pour la facilité de l'exposé, on considérera séparément ces deux processus : tout d'abord on examinera comment s'est opéré l'encaissement vertical des rivières en s'efforçant d'expliquer l'origine des terrasses ; ensuite, on examinera quelques caractéristiques des méandres qui ont été façonnés par nos rivières.

L'évolution de la Meuse et de l'Escaut n'ayant pas été identique, on considérera l'un après l'autre chacun de ces cours d'eau.

■ La Meuse

La présence de nappes de cailloux fluviaux sur les versants témoigne de l'encaissement progressif des cours d'eau. Par des datations diverses, spécialement paléontologiques, il a été montré que ces nappes de cailloux ont été mises en place au cours du Quaternaire, c'est-à-dire au cours des deux derniers millions d'années.

Ces cailloutis montrent l'extension qu'ont eue autrefois les plaines alluviales des rivières. Ils correspondent généralement à des replats apparents dans la topographie et constituent les terrasses de la rivière.

Les terrasses, étagées sur les versants des vallées, témoignent donc de l'encaissement progressif du cours d'eau qui n'a pu se produire que parce que soit le sol s'est soulevé très progressivement, soit le niveau de la mer s'est abaissé pendant le Quaternaire. L'altitude assez constante des sédiments accumulés dans les régions littorales permet d'écarter cette seconde hypothèse et confirme l'existence d'un soulèvement.

Les lambeaux de terrasse développés sur les versants d'une vallée peuvent être groupés en niveaux qui correspondent chacun à une ancienne plaine alluviale et représentent ainsi des stades d'arrêt au cours de l'encaissement.

Les rivières ne se seraient donc pas enfouies régulièrement mais au contraire d'une manière saccadée : des périodes d'arrêt de l'érosion verticale



As (Ballastière Hermans) : Dépôt graveleux de la Meuse méso-pléistocène formant la carapace résistante de la terrasse interfluviale du plateau de Campine. Le dépôt se caractérise par une stratification litée, des structures cryoturbées au sommet et par la présence de blocs de roches ardennaises, apportés par transport glaciaire dans la rivière périglaciaire arastomosée, s'épandant sur un grand cône alluvionnaire formé à sa sortie de l'Ardenne en phase de surélévation (G.D.M.).

auraient permis le développement de plaines alluviales qui, lors de périodes de reprise d'érosion, auraient été incisées verticalement.

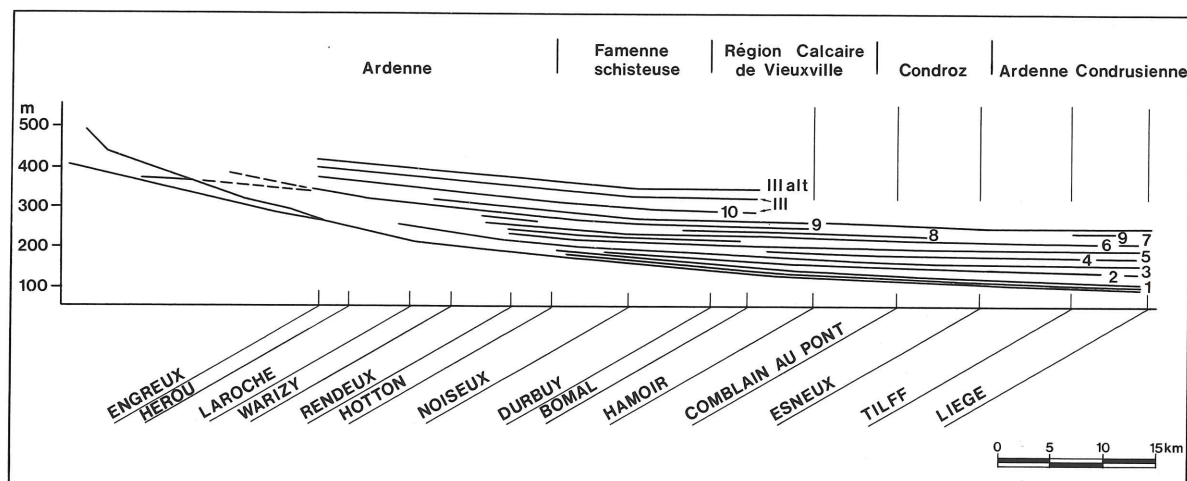
Le nombre de niveaux de terrasses connus dans la vallée de la Meuse s'est progressivement accru au fur et à mesure où les études ont été plus détaillées. Dans une recherche publiée en 1938, P. Macar avait reconnu entre Liège et Maastricht 10 niveaux de terrasses. Le nombre de niveaux recensés aujourd'hui dans ce secteur s'élève à 16, suite aux travaux réalisés par E. Paulissen (1973) qui ont permis de distinguer deux niveaux localisés sous la plus basse terrasse observée par P. Macar. Vers l'amont, on a aujourd'hui reconnu l'existence d'une dizaine de niveaux différents, non seulement dans la vallée de la Meuse elle-même en amont de Liège, mais aussi dans la majorité des vallées affluentes de celle-ci. Bien que les recherches se soient multipliées, on ne peut pas considérer actuellement que les problèmes du nombre de niveaux et de leur allure soient définitivement résolus.

L'allure des niveaux de terrasse vue sur des profils longitudinaux permet de reconnaître l'existence de soulèvements différentiels du sol. On en a

montré des exemples précédemment, en considérant les profils des terrasses de la Meuse et de l'Ourthe.

Indépendamment de ces particularités locales, les terrasses des affluents de la Meuse présentent toutes la même allure caractéristique. Les terrasses les plus anciennes sont peu inclinées, beaucoup moins en tout cas que le cours d'eau actuel. Plus les terrasses sont récentes, plus leur pente longitudinale est accentuée.

Deux explications différentes ont été avancées pour rendre compte de cette caractéristique. Une première a fait remarquer que la taille moyenne des alluvions croît au fur et à mesure de l'encaissement des rivières. Comme les versants deviennent de plus en plus longs, la charge de fond transportée par le cours d'eau est de plus en plus grossière et de plus en plus importante. Pour transporter cette charge de fond, les pentes d'équilibre des cours d'eau doivent être de plus en plus fortes. Ainsi se justifierait le fait que les terrasses d'érosion, témoins des profils successifs des rivières, soient de plus en plus inclinées au fur et à mesure de l'encaissement des cours d'eau. Une seconde explication a été avancée



Profil en long de la plaine alluviale et des terrasses de l'Ourthe d'après J. Alexandre (1957), J. Sorée (1954) et C. Ek (1957) (Alexandre-Pyre et Kupper, 1976).

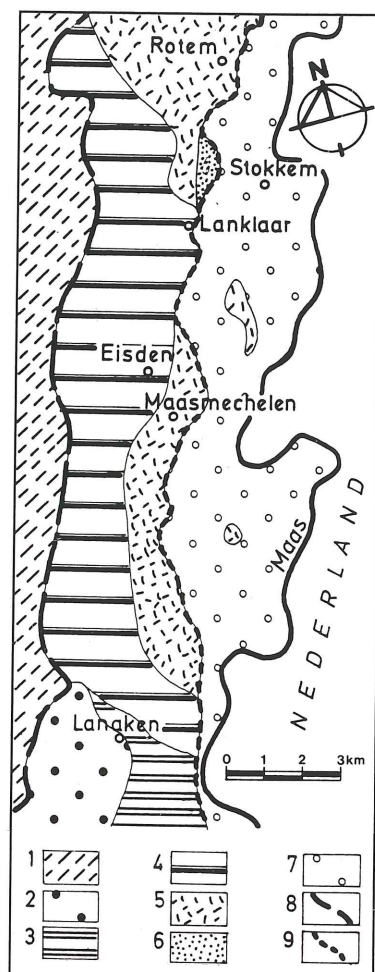
par les chercheurs allemands qui ont observé que les terrasses des rivières affluentes du Rhin ont une allure identique. Ils supposent que c'est en raison d'un réajustement isostatique plus important vers l'aval de la rivière que la disposition observée a été acquise. Comme les profils longitudinaux s'établissent, en effet, de l'aval vers l'amont, c'est à l'aval que l'érosion est au début du cycle la plus importante. Suivant le principe de l'isostasie, le soulèvement se produit davantage où l'érosion est la plus importante, entraînant donc un soulèvement plus marqué de l'aval de la vallée. Ces deux explications peuvent, bien entendu, être conjuguées pour rendre compte des faits observés.

Il reste à expliquer pourquoi l'encaissement des cours d'eau a été saccadé et non continu; autrement dit, pourquoi des périodes d'érosion verticale ont succédé à des périodes de stabilité pendant lesquelles se sont façonnées des plaines alluviales.

L'explication la plus simple consiste à supposer que le soulèvement du sol, dont on reconnaît l'existence comme cause première de l'enfoncement des rivières, a été un soulèvement saccadé. Des périodes de soulèvement rapide alterneraient avec des périodes de stabilité. Cette explication qui aurait l'avantage de tout expliquer de la manière la plus simple n'est pas à l'heure actuelle retenue par la majorité des chercheurs. Elle n'est, en effet, étayée ni par des arguments théoriques ni par des observations. Tout au plus, pourrait-on, en sa faveur, retenir les vitesses de soulèvement très rapides que montrent les nivellements. Comme ces soulèvements n'ont pu se poursuivre très loin dans le passé, ils pourraient suggérer l'existence d'un mouvement saccadé. C'est

cependant une déduction fort hasardeuse que d'étendre sur des millions d'années des observations ne portant que sur quelques décennies.

Au début du siècle, on pensait que le niveau de la mer s'était abaissé par saccades au cours du Quaternaire. Aussi certains scientifiques avaient-ils essayé de mettre en relation les terrasses marines et les terrasses fluviales. Ils admettaient que, pour chaque niveau marin, un profil d'équilibre s'est établi de l'aval vers l'amont, et donc, ils croyaient que les terrasses fluviales de toutes les rivières devaient se trouver à la même altitude au-dessus du niveau de la plaine alluviale. Il est admis de nos jours que l'établissement d'un profil longitudinal d'équilibre par la seule érosion régressive demande une durée extrêmement longue, durée pendant laquelle le niveau de la mer n'est certainement pas resté stable. Celui-ci a, en effet, fluctué considérablement pendant le Quaternaire, en relation avec la croissance et la fonte des grandes calottes glaciaires. Comme on le verra à propos de l'évolution de l'Escaut, nous montrerons combien ce facteur a été important dans l'évolution du cours inférieur de ce fleuve. Pour le cours belge de la Meuse qui se trouve à près de 200 km de son embouchure, l'influence des variations du niveau marin paraît ne pas s'être fait sentir. La démonstration en est assez claire, si l'on rappelle qu'il y a 18.000 ans, le niveau de la mer était à plus de 100 m sous le niveau actuel. Cette baisse du niveau de base n'a entraîné aucune érosion verticale de la Meuse à Liège (où de multiples sondages ont permis de reconnaître l'allure de la base des alluvions), car la reprise d'érosion qu'elle a provoquée n'a pas dépassé le territoire des Pays-Bas.



Carte de la répartition des terrasses de la Meuse entre Lanaken et Rotem d'après Paulissen (1973).

1. Terrasse du Plateau de Campine
2. Terrasse de Lanaken
3. Terrasse de Caberg-Pietersem
4. Terrasse de Eisdén-Lanklaar
5. Terrasse de Maasmechelen
6. Terrasse de Geistingen
7. Plaine alluviale actuelle de la Meuse
8. Limite du Plateau de Campine
9. Limite de la plaine alluviale actuelle.

Les terrasses de la Meuse limbourgeoise en Belgique (De Moor d'après les données de E. Paulissen, 1973).

(1) Abaissé par une faille.

(2) Enfoui sous les sables de couverture weichséliens.

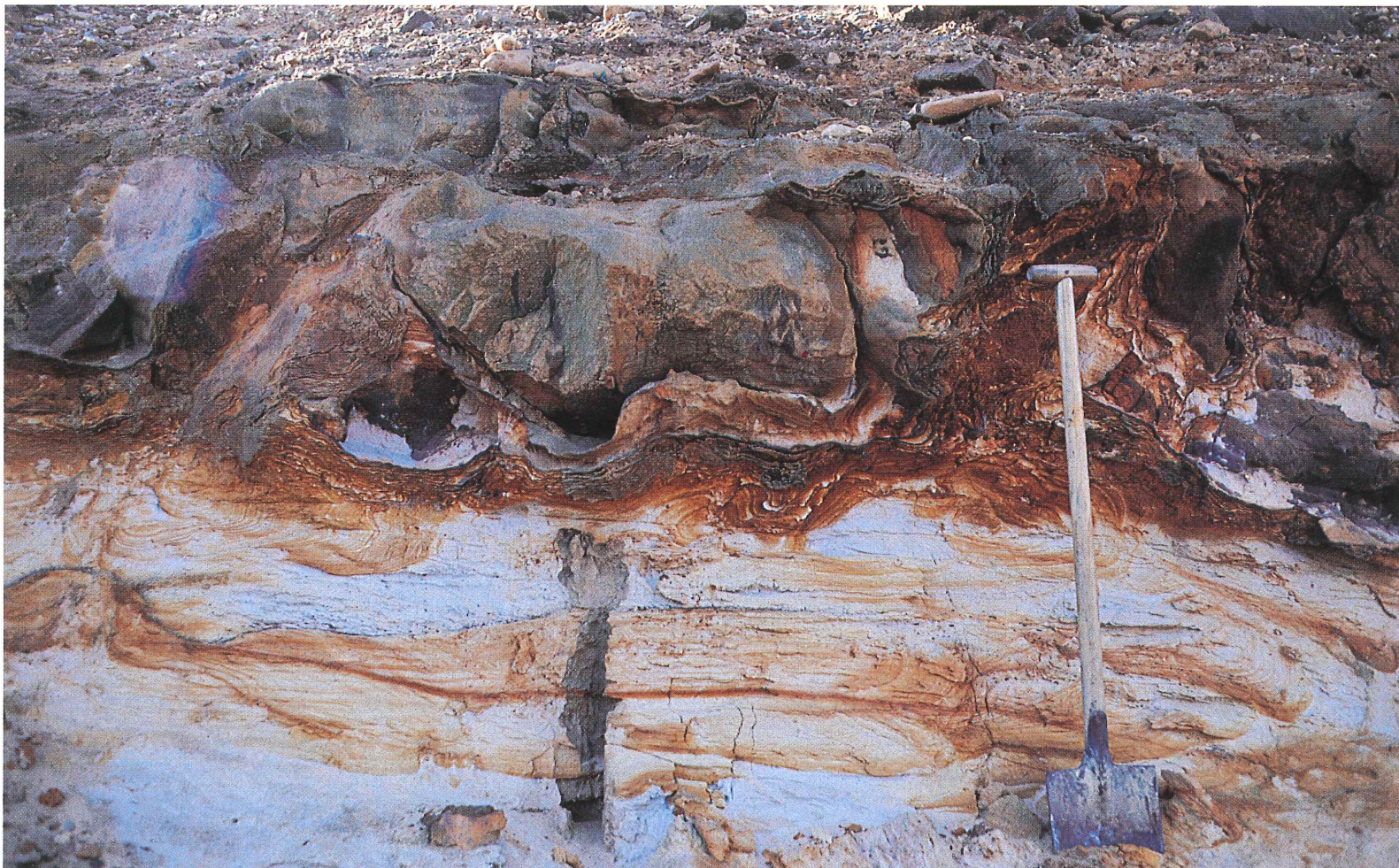
| Niveau de terrasse | Sommet des sédiments fluviatiles (m) | Lieu de référence | Age |
|---|--------------------------------------|-------------------|----------------------|
| *Terrasse principale d'interfluve | | | |
| Plateau de Campine | +100 | LANAKEN | Glaciaire CROMER |
| Surface de BOCHOLT ⁽¹⁾ | + 50 | BOCHOLT | |
| *Terrasses de flanc de vallée | | | |
| Complexe de LANAKEN | + 75 | LANAKEN | ELSTER (ou HOLSTEIN) |
| Terrasse de MOPERTINGEN | | LANAKEN | |
| Terrasse de LANAKEN | + 65 | LANAKEN | ELSTER (ou HOLSTEIN) |
| *Terrasses de flanc de vallée | | | |
| Complexe de EISDEN | + 54 | LANAKEN | SAALE I |
| Terrasse de CABERG-PIETERSEN | | LANAKEN | |
| Terrasse de EISDEN-LANKLAAR | + 50 | | SAALE II |
| *Remplissage pléistocène de fond de vallée | | | |
| Basse terrasse de MAASMECHELEN ⁽²⁾ | + 40 | MAASMECHELEN | WEICHSELIEN |
| Surface de MAASEIK ⁽²⁾ | + 30/35 | MAASEIK | |
| Terrasse de GEISTINGEN | + 30 | GEISTINGEN | TARDIGLACIAIRE |
| *Remplissage holocène de fond de vallée | | | |
| Plaine alluviale | + 37 | LANAKEN | HOLOCENE |
| | + 25 | MAASEIK | |

Les oscillations climatiques paraissent être le facteur principal ayant contrôlé l'apparition des terrasses qui seraient donc des terrasses climatiques. Il a, en effet, été démontré que 7 niveaux de terrasses de la Meuse se sont formés pendant des périodes froides car au sein des dépôts alluviaux ont été observées des cryoturbations syngénétiques du dépôt, des blocs de roche de très forte taille transportés par des radeaux de glace, ainsi que des indications que les sédiments ont été mis en place par des rivières à chenaux anastomosés. La majorité des terrasses de la Meuse paraissent donc être des terrasses périglaciaires apparues au moment où les agents de transport en masse apportaient dans les fonds des vallées des quantités importantes de sédiments. Ceux-ci limitaient l'érosion verticale tout en permettant à l'érosion latérale de s'exercer. A ces époques d'ailleurs, les crues nivales changeaient complètement le régime des cours d'eau et l'on peut penser que les lits des rivières se présentaient le

plus souvent comme des rivières à chenaux anastomosés en raison de leur surcharge en sédiments. Le retour à un climat tempéré permettait ensuite à la rivière de creuser verticalement.

Il est vraisemblable que l'évolution a été souvent plus complexe encore. Mais en concluant à un soulèvement continu du continent avec des fluctuations climatiques, il semble que l'on puisse expliquer de manière satisfaisante la succession des terrasses du bassin belge de la Meuse. Dans le cadre du schéma retenu, les rivières creusent verticalement, au même moment dans tout leur cours et leur encaissement n'est donc pas lié à la progression d'une vague d'érosion régressive venue de l'aval.

Seul l'âge des terrasses inférieures, au Nord de Maastricht, est connu grâce aux travaux de E. Paulissen. Toutes les observations confirment que l'encaissement de la Meuse et de ses affluents n'a été que de quelques mètres au cours de la dernière glaciation. Si l'encaissement a été localement beau-



coup plus important, c'est à la suite de causes locales comme, par exemple, la capture de la Warche à Bévercé qui a entraîné une érosion verticale de plus de 50 m depuis environ 100.000 ans.

Les âges des terrasses plus anciennes de la Meuse sont estimés en réalisant des raccords avec les terrasses du Rhin, dont l'âge est connu par des datations potassium-argon dans la région volcanique de l'Eifel. Mais les raccords ne sont pas absolument certains, étant donné qu'ils ont dû être réalisés en descendant le cours du Rhin jusqu'aux Pays-Bas, puis en déterminant au sein des accumulations fluviales la position des sédiments apportés par ce fleuve par rapport à ceux de la Meuse, et enfin en raccordant ces derniers sédiments aux terrasses de ce cours d'eau. Sur cette base, la terrasse principale daterait d'environ 500.000 ans. Mais, répétons-le, les raccords restent douteux.

Le méandre recoupé de Coö est l'œuvre de l'homme qui, au Moyen Âge, en creusant la roche qui

séparait encore l'Amblève de part et d'autre du méandre, a fait apparaître la cascade. Naturellement, l'érosion latérale aurait bien entendu provoqué de la même manière l'abandon de ce méandre. Un tel phénomène est d'ailleurs très fréquent puisque l'on dénombre dans le bassin de la Meuse en Belgique les traces de plus de 50 méandres qui se sont recoupés naturellement.

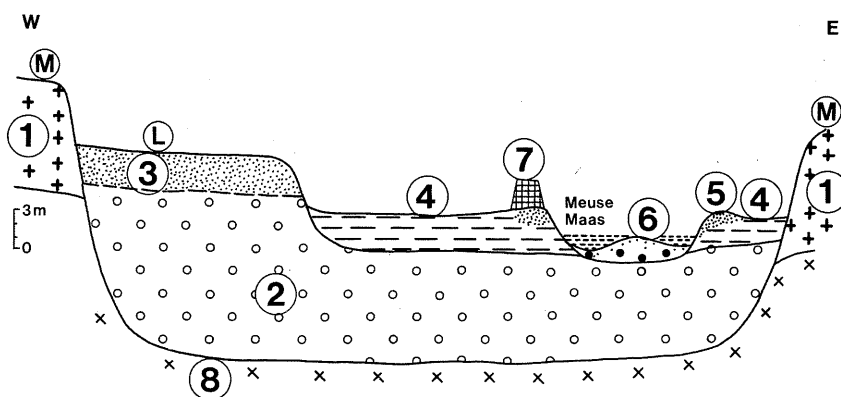
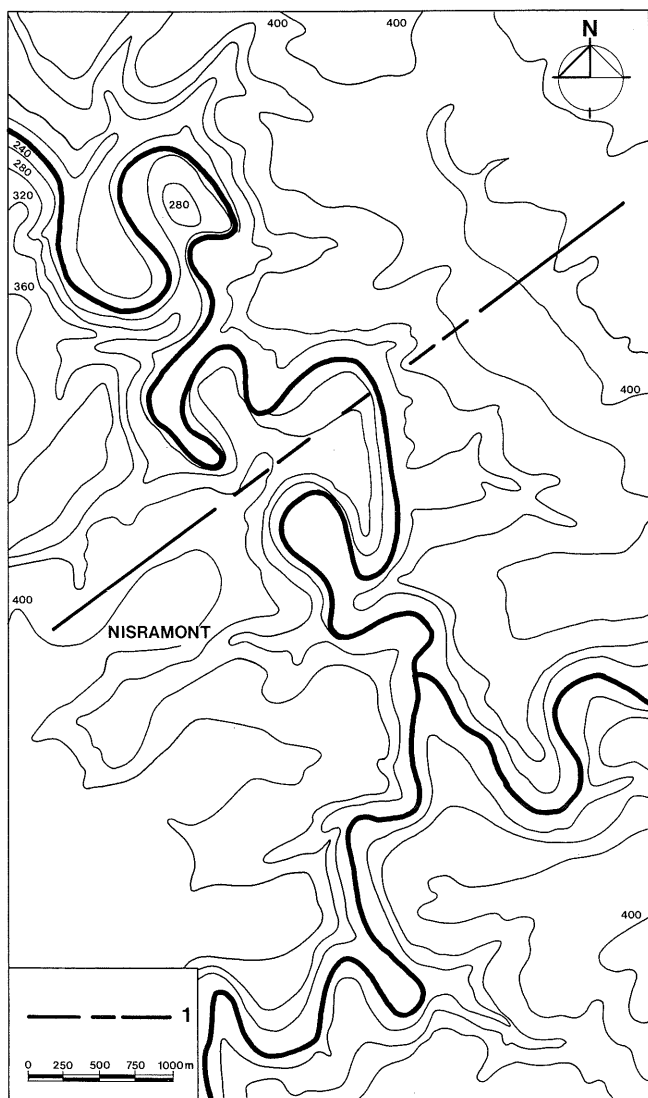
En Haute Belgique, les méandres des rivières présentent parfois une allure tout à fait étonnante. Ils sont préférentiellement orientés selon une direction particulière, qui reste régionalement identique. En outre, ils sont parfois extraordinairement étirés selon cette direction. On peut en proposer deux beaux exemples. Le premier montre l'allongement particulier (du SSE au NNW) des méandres de l'Ourthe supérieure; le second représente les méandres allongés Nord-Sud de la Semois. Ces méandres particuliers sont toujours localisés dans des roches schisteuses dont la résistance à l'érosion est bien

Maasmechelen : Contact entre les sables boldériens et le cailloutis de la Meuse méso-pléistocène sur le Plateau de Campine. A la base du cailloutis se remarque un grand bloc de roche ardennaise, apporté par transport glaciaire dans la rivière périglaciaire du Pléistocène moyen (G.D.M.).

Raccords hypothétiques des terrasses de la Meuse observées en amont de Liège et aux Pays-Bas. Les raccords des terrasses en amont de Liège (Clairbois, 1958) et en aval de Liège ont été réalisés en tenant compte du travail de fin d'études de F. Renard (1980, Univ. Liège inédit). Les âges des terrasses sont ceux proposés par Zonneveld (1974).

(1) Les terrasses inférieures mentionnées dans le tableau précédent, notamment le complexe de Eisden et le remplissage pléistocène de fond de vallée, n'ont pas été reconnues à l'amont de Liège. Elles doivent être emboîtées sous la terrasse de Jupille.

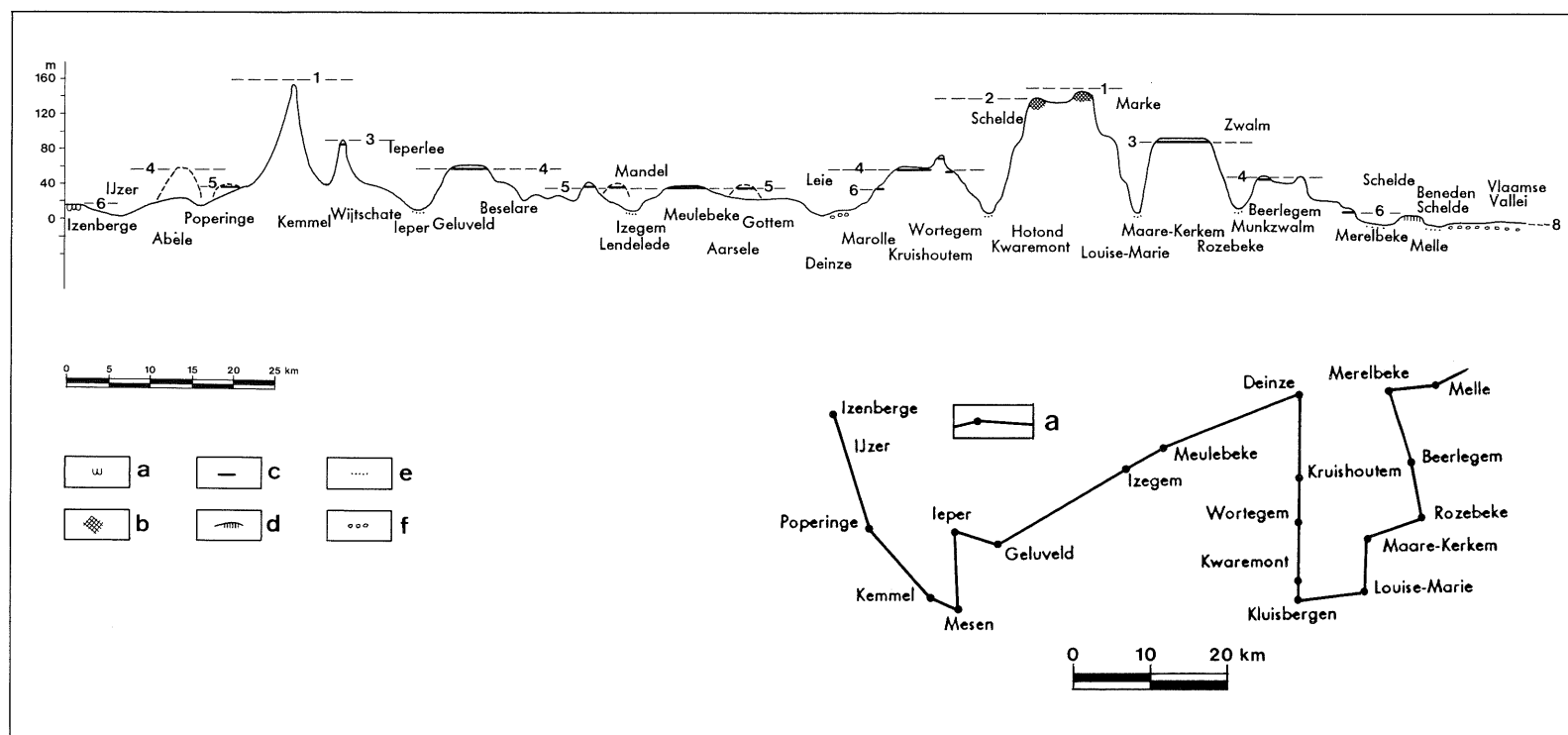
| Amont de Liège | | | Pays-Bas | |
|------------------------------------|-----------------------------------|--------------------|--------------------------------|-----------------------|
| N° de la terrasse (Clairbois 1958) | Altitude de la base du cailloutis | Lieu d'observation | Nom de la terrasse équivalente | Age |
| 10 | 212 m | SURLEMEZ | KIEZELOOLITHE formation | PRETIGLIEN |
| 9 | 195 m | WANZOUL | KOSBERG | TIGLIEN |
| 8 | 180 m | BAS-OHA | pas observé | — |
| 7 | 172 m | FUMAL | NOORDBEEK | TIGLIEN |
| 6 | 160 m | COUTHUIN | MARGRATEN | TIGLIEN |
| 5' | 140 m | BRUMAGNE | HERKENRADE | EBURONIEN |
| 5 | 127 m | ANDENNE | SIBBE | WAALIEN |
| 4 | 115 m | LEUMONT-ANTHEIT | ST. GEERTRUID | CROMERIEN |
| 3 | 100 m | STATTE | ST. PIETERSBERG | CROMERIEN (ou ELSTER) |
| 2 | 85 m | HUY | ROTHEM-LANAKEN | ELSTER (ou HOLSTEIN) |
| 1 | 63 m | JUPILLE | (1) | |
| 0 | — | plaine alluviale | | |



Les méandres de l'Ourthe supérieure sont étirés selon une direction NW-SE, soit perpendiculairement à la direction de la schistosité qui est indiquée de manière précise par la droite 1. (Alexandre-Pyre et Kupper, 1976).

Coupe schématique en travers de la vallée de la Meuse à proximité de Maasmechelen.
1. Terrasse de Eisden-Lanklaar
2. Alluvions graveleuses

3. Sables de couverture sur la terrasse de Maasmechelen
4. Alluvions holocènes
5. Digue naturelle
6. Ilots de graviers charriés par la Meuse
7. Digue artificielle
M: Terrasse moyenne
L: Basse terrasse



plus faible si elles sont attaquées perpendiculairement à la direction de la schistosité. C'est dans cette direction préférentielle que se sont allongés, et parfois d'une manière surprenante, les méandres de la Semois.

L'Escaut

La vallée de l'Escaut est creusée principalement dans des roches tendres, d'âge secondaire et tertiaire. L'érosion s'y exerce beaucoup plus aisément que dans les roches dures paléozoïques que la Meuse a entaillées. Les restes des terrasses anciennes y sont, de ce fait, moins bien conservés et les raccords entre ces traces d'anciennes plaines alluviales sont ainsi beaucoup plus difficiles. Malgré cela, un complexe important de terrasses, et aussi de nappes alluviales actuellement enfouies, ont été reconnues. L'évolution du cours de l'Escaut a, en effet, été en Belgique beaucoup plus complexe que celle de la Meuse.

L'Escaut et ses affluents principaux ont subi, sauf dans leurs cours tout à fait supérieurs, des incisions verticales résultant des abaissements du niveau de la mer pendant les glaciations. Un colmatage partiel des entailles ainsi créées s'est effectué par la suite à cause de la surcharge des rivières qui se présentaient comme des cours d'eau à chenaux anastom-

sés. Lors des réchauffements climatiques, alors que le niveau de la mer s'élevait progressivement, la charge des rivières a diminué. Cette diminution de charge de fond a déclenché des érosions verticales parce que la mer n'était pas encore revenue à son niveau le plus élevé. L'entaille apparue a été comblée plus tard lorsque le niveau de la mer s'est stabilisé à son niveau actuel et que l'érosion des versants à la suite des pratiques agricoles a fourni aux rivières une charge plus élevée.

Les dépôts fluviaux anciens de l'Escaut et de ses affluents peuvent être classés en deux types, à savoir, des terrasses qui apparaissent dans la morphologie et des dépôts enfouis dans l'entaille de la Vallée Flamande. On considérera successivement chacun de ces ensembles.

Une dizaine de niveaux de terrasses ont été reconnus dans le bassin de l'Escaut. Les dépôts fluviaux qui les constituent sont généralement grossiers (sablo-graveleux) et témoignent que les rivières qui ont abandonné les sédiments avaient une énergie importante, c'est-à-dire que leurs pentes longitudinales étaient fortes à la suite de l'absence de méandres et peut-être aussi à la suite de l'abaissement du niveau de la mer. En outre, ces dépôts présentant des cryoturbations syngénétiques et comprenant de nombreux cailloux gélivés, les

Profil schématique des niveaux de terrasses dans la région de la vallée de la Lys et de l'Escaut supérieur en Belgique (G. De Moor, 1990; d'après R. Tavernier & G. De Moor, 1974).

1. Niveau de Cassel
 2. Niveau de Hotond
 3. Niveau de Kruishoutem
 4. Niveau de Rozebeke
 5. Niveau de Meulebeke
 6. Niveau de Melle-Izenberge
 7. Niveau de Zwijnaarde (basse terrasse)
- a. Dépôts intertidaux holsteiniens
 b. Dépôts caillouteux fluvio-littoraux diestiens
 c. Dépôts fluviaux pléistocènes
 d. Dépôts fluviaux holsteiniens
 e. Alluvions holocènes
 f. Dépôts fluvio-pérglaciaires weichséliens de la Vallée Flamande

Les terrasses du pléistocène supérieur le long de la vallée de l'Escaut (De Moor d'après Tavernier et de Moor, 1974)
 FI: fluviatile interglaciaire
 FP: fluvio-périglaciaire
 MI: marin interglaciaire
 FT: fluviatile tardiglaciaire

| Niveau de terrasse | Type de sédiments | Altitude du sommet des sédiments | Lieu de référence | Age |
|---|-------------------|----------------------------------|-------------------|--------------------|
| * Terrasses d'interfluve | | | | |
| Niveau de CASSEL | MI | +170 | CASSEL | PLIOCENE |
| Niveau de HOTOND | ? | +140 | RENAIX | PLEISTOCENE ANCIEN |
| Niveau de ST SAUVEUR | ? | +110 | ST SAUVEUR | PLEISTOCENE ANCIEN |
| Niveau de ROZEBEKE | FP | + 90 | ROZEBEKE | PLEISTOCENE ANCIEN |
| Niveau de KRUISSHOUTEM | FP | + 60 | WORTEGEM | PLEISTOCENE MOYEN |
| * Terrasse de flanc de vallée et d'interfluve | | | | |
| Niveau de MEULEBEKE | FP | + 30 | MEULEBEKE | PLEISTOCENE MOYEN |
| | | + 25 | ADEGEM | |
| Niveau de MELLE | FI | + 15 | MELLE | HOLSTEIN |
| * Remplissage de fond de vallée pléistocène | | | | |
| Complexe des terrasses enfouies | | | | |
| Niveau de ADEGEM | FP | +5/-10 | EEKLO | SAALE |
| Niveau de BALGERHOEK | FI | 0 | EEKLO | EEM |
| | | 0 | BERLARE | |
| Niveau de MEETKERKE | MI | 0 | MEETKERKE | EEM |
| Complexe de basses terrasses | | | | |
| Niveau de ZWIJNAARDE | FP | + 10 | ZWIJNAARDE | WEICHSELIEN |
| | | + 5 | ZELZATE | |
| Niveau d'AUDENARDE-DEINZE | FT | +10/+7 | OOIDONK | TARDIGLACIAIRE |
| * Remplissage holocène de fond de vallée | | | | |
| Plaine alluviale | FI | + 5 | GAND | HOLOCENE |

terrasses de l'Escaut sont, comme les terrasses de la Meuse, considérées comme des terrasses climatiques apparues pendant les périodes froides. Les terrasses les plus élevées sont d'âge pléistocène ancien et se trouvent toujours en position d'interfluve. Les terrasses moyennes sont le plus souvent dans une position identique. La terrasse moyenne la plus récente est d'âge holsteinien. Il s'agit de la terrasse de Melle qui est le seul lambeau de terrasse considéré comme un témoin d'une plaine alluviale interglaciaire, car elle ne comprend que des dépôts sableux, argileux et tourbeux.

Les dépôts fluviatiles enfouis dans la Vallée Flamande comprennent des dépôts saaliens et weichséliens. L'ensemble est recouvert par la basse terrasse weichsélienne. Au cours de la sédimentation qui a mis en place ces dépôts dans la Vallée Flamande, non seulement des actions fluviatiles ont joué un rôle mais aussi des courants de marée lorsque, pendant les interglaciaires, le niveau de la mer était remonté à un niveau proche de celui que nous connaissons aujourd'hui.

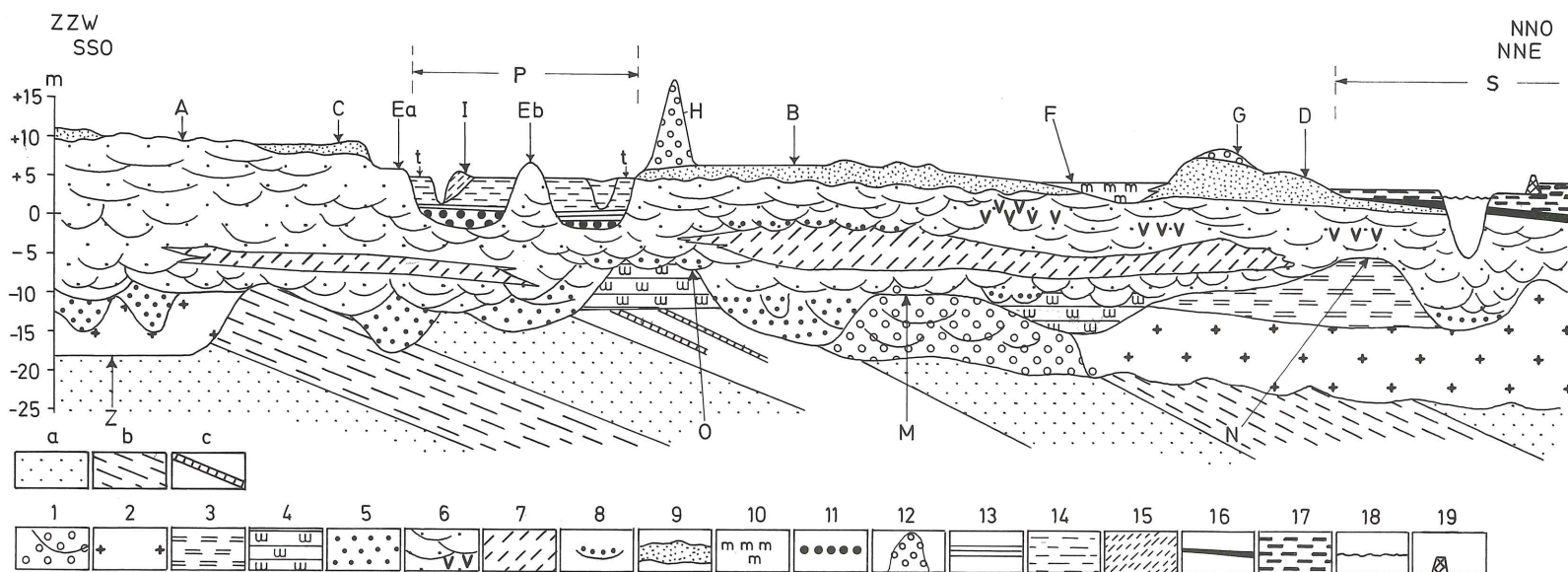
LES PHENOMENES KARSTIQUES

Les phénomènes karstiques, du nom d'un plateau calcaire du Nord-Ouest de la Yougoslavie, à l'Est de Trieste, comprennent tous les phénomènes liés à la dissolution du calcaire. Les grottes, les pertes de rivière, comme par exemple la disparition de la Lesse dans le gouffre de Belvaux, constituent des phénomènes très spectaculaires dont la localisation est liée à la répartition des roches calcaires. Par conséquent, une carte des formations carbonatées permet de voir les zones où se distribue dans notre pays cette morphologie particulière.

Les formes karstiques varient considérablement d'un endroit à un autre en fonction des caractères des roches et de leur environnement géologique. C'est ce que l'on s'efforcera de montrer dans un premier paragraphe. On verra ensuite que des influences diverses, mais principalement climatiques, sont intervenues dans le développement des formes dues à la dissolution des roches.



Eke: Dépôts fluviopérglaciaires weichséliens de la Vallée Flamande, caractérisés par des sédiments de chenaux anastomosés situés au-dessous de structures « en gouttes » d'une couche active fossile (G.D.M.).



Coupe schématique du colmatage quaternaire et des niveaux de terrasse enfouis de la Vallée Flamande (G. De Moor, 1990). Substrat géologique:

a. Sables tertiaires; b. Argiles tertiaires ou argiles sableuses tertiaires; c. Sables ou argiles tertiaires avec couches gréseuses Colmatage quaternaire de la Vallée Flamande:

1. Sables fluviopérglaciaires saaliens; 2. Dépôts eemiens marins et estuariens, essentiellement sableux; 3. Dépôts eemiens intertidaux, essentiellement argileux; 4. Dépôts eemiens fluviaux, sablo-limoneux; 5. Dépôts

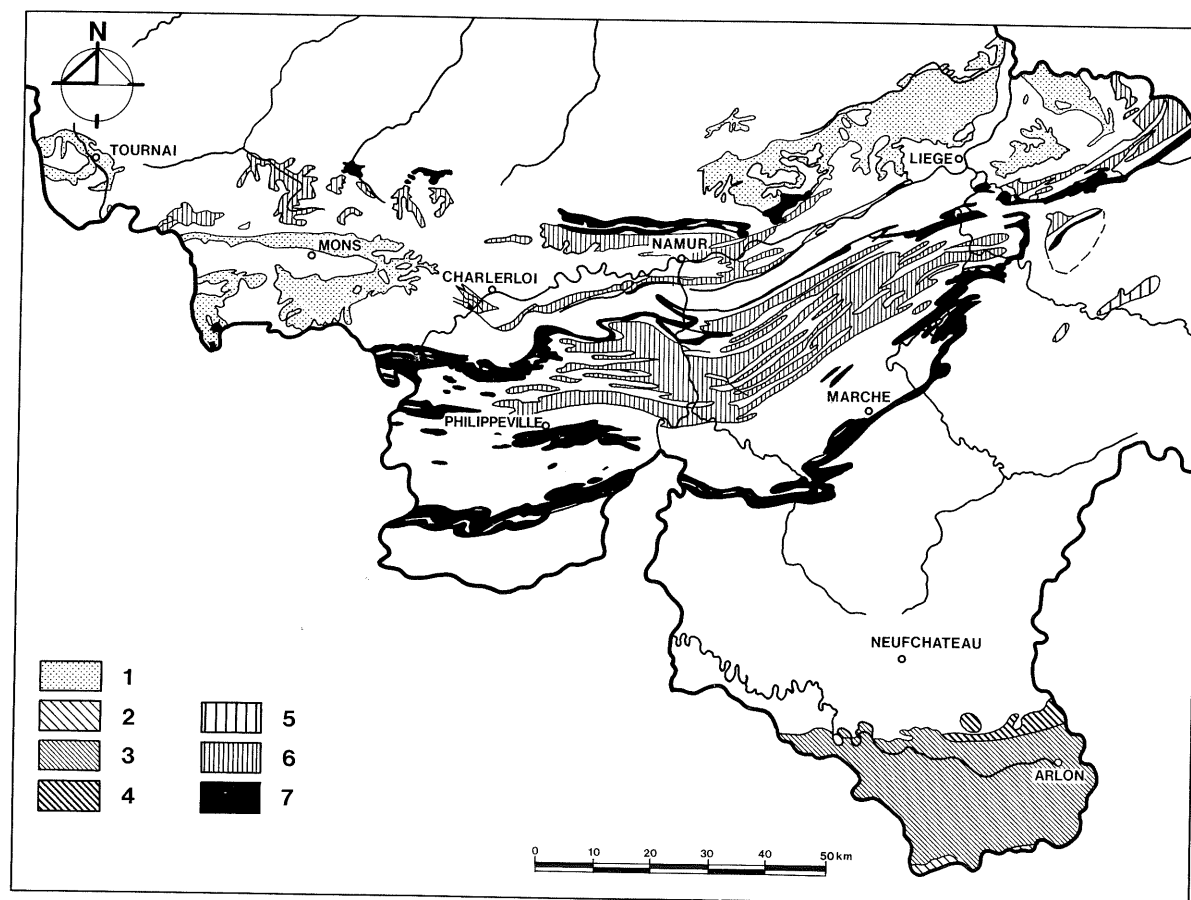
graveleux de base du Weichsélien fluviopérglaciaire; 6. Dépôts sableux de chenaux anastomosés fluviopérglaciaires avec intercalations fluvi-éoliennes ou tourbeuses (v) locales du Weichsélien; 7. Dépôts limono-tourbeux des cuvettes alluviales fluviopérglaciaires du Weichsélien; 8. Cailloutis de fond des chenaux fluviopérglaciaires weichséliens; 9. Sable de couverture weichsélien; 10. Dépôts marno-tourbeux tardiglaciaires et éo-holocènes; 11. Sables fluviaux éo-holocènes; 12. Dunes de rivières ou dunes continentales sableuses postglaciaires;

13. Tourbes des fonds de vallée holocènes; 14. Alluvions argileuses holocènes; 15. Dépôts de méandres holocènes; 16. Tourbe de surface subboréale de la plaine côtière; 17. Dépôts argileux de wadden dunkerquiens; 18. Chenal de marée endigué; 19. Digue Morphologie et niveaux enfouis: A. Surface de remblaiement fluviopérglaciaire (La basse terrasse); B. Surface de remblaiement fluviopérglaciaire avec couverture de sables de couverture tardiglaciaire; C. Dos de sables de couverture tardiglaciaire; D. Cordon de sables de couverture tardiglaciaire;

Ea. Terrasse tardiglaciaire; Eb. Butte; F. Dépression de barrage tardiglaciaire; G. Dunes continentales holocènes; H. Dunes de rivière; P. Plaine alluviale de fond de vallée holocène avec talus de basse terrasse (t); S. Polders de l'Escaut; M. Niveau sommital érodé du Saalien fluviopérglaciaire (Niveau enfoui de Adegem); N. Niveau sommital érodé des dépôts de wadden eemiens (Niveau marin enfoui de Meetkerke); O. Niveau sommital érodé de l'Eemien fluvial (Niveau enfoui de Uitbergen); Z. Surface polygénétique d'incision maximale à la base des dépôts quaternaires

Répartition des formations carbonatées de Belgique. (Ek, 1976).

1. Crétacé crayeux
2. Grès calcaireux du Jurassique moyen
3. Grès calcaireux du Lias
4. Marnes du Trias
5. Poudingue permien
6. Calcaire carbonifère
7. Calcaire du Dévonien moyen et supérieur



■ Caractères et répartition des formes karstiques

Les phénomènes karstiques les plus importants de notre pays, à savoir les plus grandes grottes, les pertes de rivières, les vallées sèches, sont localisés dans les calcaires du Dévonien moyen et supérieur qui bordent au Nord le massif de l'Ardenne. C'est dans cette bande calcaire que se sont formées les grottes de Remouchamps, de Rochefort, de Hansur-Lesse et de Couvin pour ne citer que les principales; c'est également dans cette bande calcaire que se trouvent la perte de la Lesse, le vallon des chantoirs, etc.

Dans les calcaires dinantiens qui affleurent principalement dans le Condroz, existent aussi des cavités nombreuses et des conduits accessibles à l'homme sur des distances non négligeables. Toutefois, les phénomènes karstiques y sont nettement moins importants; les cavités qui s'y sont développées sont, en effet, beaucoup plus réduites que dans les calcaires dévoniens.

Ces deux types de calcaire sont cependant très semblables: tous deux sont constitués principale-

ment de calcaires purs, compacts et peu poreux. Ces roches imperméables sont parcourues par des circulations d'eau qui s'écoulent suivant les joints de stratification et les diaclases, et par dissolution les élargissent. Les différences lithologiques existant entre ces roches dévoniennes et carbonifères ne permettent pas toujours de comprendre les différences de karstification. C. Ek a démontré que ces différences résultaient des caractéristiques des eaux qui arrivent sur chacune des roches. Les eaux descendant de l'Ardenne sont très douces car elles n'ont rencontré que des roches très pauvres en calcaire. Elles sont donc particulièrement agressives. Par contre, les eaux qui arrivent sur le calcaire carbonifère se sont précédemment écoulées sur les psammites du Famennien supérieur, roches légèrement calcaires. Elles ont de ce fait déjà une teneur élevée en calcaire et leur pouvoir de dissolution en est fortement atténué.

D'autre part, il faut souligner que les eaux qui viennent de l'Ardenne et traversent les calcaires du Dévonien s'écoulent généralement perpendiculairement à la bande de calcaire. Ces eaux collectées

dans des bassins hydrographiques relativement importants forment des cours d'eau dont la puissance d'érosion est considérable et s'opposent, par ailleurs, aux écoulements réduits (vu l'étendue des bassins versants) qui arrivent au contact du calcaire carbonifère. Ces eaux déjà chargées en calcaire lorsqu'elles parviennent au contact de ces roches, suivent alors généralement les synclinaux calcaires et, de ce fait, n'ont guère de possibilité de dissoudre la roche.

Presque toutes les grottes se localisent dans ces roches calcaires dévoniennes et carbonifères. Quelques grottes ont cependant été décrites dans le poudingue permien de Malmédy qui, dans son assise moyenne, dont l'épaisseur peut atteindre 150 m, comprend une majorité d'éléments calcaires et un ciment calcaire. Ce poudingue est découpé par un réseau de diaclases qui ont été élargies en donnant naissance à des galeries de dimensions modestes, mais aussi à quelques puits dont le plus profond, près de Bévercé, atteint 60 m de développement vertical.

Les calcaires triasiques et jurassiques de Lorraine belge comprennent des roches calcaires généralement peu épaisses et ordinairement extrêmement impures car le calcaire est mélangé à d'autres constituants plus abondants que lui. Aussi, la morphologie karstique y est presque inexistante et se limite à la présence de quelques résurgences et de dépôts de travertins.

Les craies crétaciques existent en affleurement dans le bassin de Mons, la Hesbaye et le Pays de Herve. Leur épaisseur dépasse 100 m dans le Pays de Herve et 200 m près de Mons. Souvent très pures, ces craies donneraient naissance à des grottes si leur cohérence était suffisante. Des vides engendrés par la dissolution s'y développent en effet, mais ceux-ci se combrent par des effondrements. Ceux-ci donnent naissance en surface à des dolines et même parfois des ouvalas. Recouverts généralement par des limons éoliens, les effondrements prennent rapidement des formes émoussées et sont, de ce fait, peu apparents dans la topographie. La perméabilité des limons, ajoutée à celle des craies crétaciques qu'ils recouvrent, est responsable de l'absence de rivière pérenne dans ces régions. Un réseau de vallées sèches y est par contre bien développé.

■ Facteurs du développement des phénomènes karstiques

L'attaque du calcaire par les eaux pluviales ne consiste pas en une simple action de dissolution. Le montrer est facile: l'eau à 5,7° C peut dissoudre 10 mg/l alors que chez nous, les eaux des résurgences à une température comparable ont souvent des teneurs de 150 mg/l; et la teneur peut même atteindre 300 mg/l dans les eaux percolant dans les stalactites. Il se passe donc autre chose: la présence de gaz carbonique (CO₂) en permettant l'apparition d'un bicarbonate soluble Ca(HCO₃)₂ augmente considérablement la quantité de CaCO₃ dissous. L'importance de la dissolution des calcaires est, de ce fait, contrôlée non seulement par la température de l'eau et les caractéristiques des roches, mais encore et surtout par la teneur en gaz carbonique du milieu où s'effectue la dissolution. La végétation joue dans ce domaine un rôle très considérable, car les teneurs élevées en CO₂ qui existent dans les sols résultent avant tout des actions biologiques. L'importance et la vitesse de la dissolution n'ont pas été constantes dans le passé car, en relation avec les fluctuations de température, les actions biologiques ont été très différentes pendant les périodes glaciaires et interglaciaires. Sous la couverture végétale réduite de la toundra, les actions biologiques sont évidemment beaucoup plus restreintes que sous les forêts tempérées et l'agressivité des eaux qui y percolent est nettement moindre.

En outre, pendant les périodes les plus froides, le sol était gelé toute l'année. Non seulement les traces de fentes de gel à remplissage de glace et les traces de paises en apportent la preuve, mais des observations réalisées dans les grottes le confirment. Des traces de glace de ségrégation observées dans la grotte de Remouchamps ont en effet montré récemment que la température moyenne annuelle était inférieure à 0° C pendant au moins une partie de la dernière glaciation; par ailleurs, les datations des concrétions de grottes obtenues par ¹⁴C et par U/Th ont établi que ces concrétions ne se sont pas formées de 29.000 à 10.000 B.P., en relation sans doute avec l'imperméabilisation du substratum par le pergélisol.

Cette imperméabilisation du sol par le gel (étant continue pendant les périodes les plus froides quand un pergélisol était installé et discontinue dans le

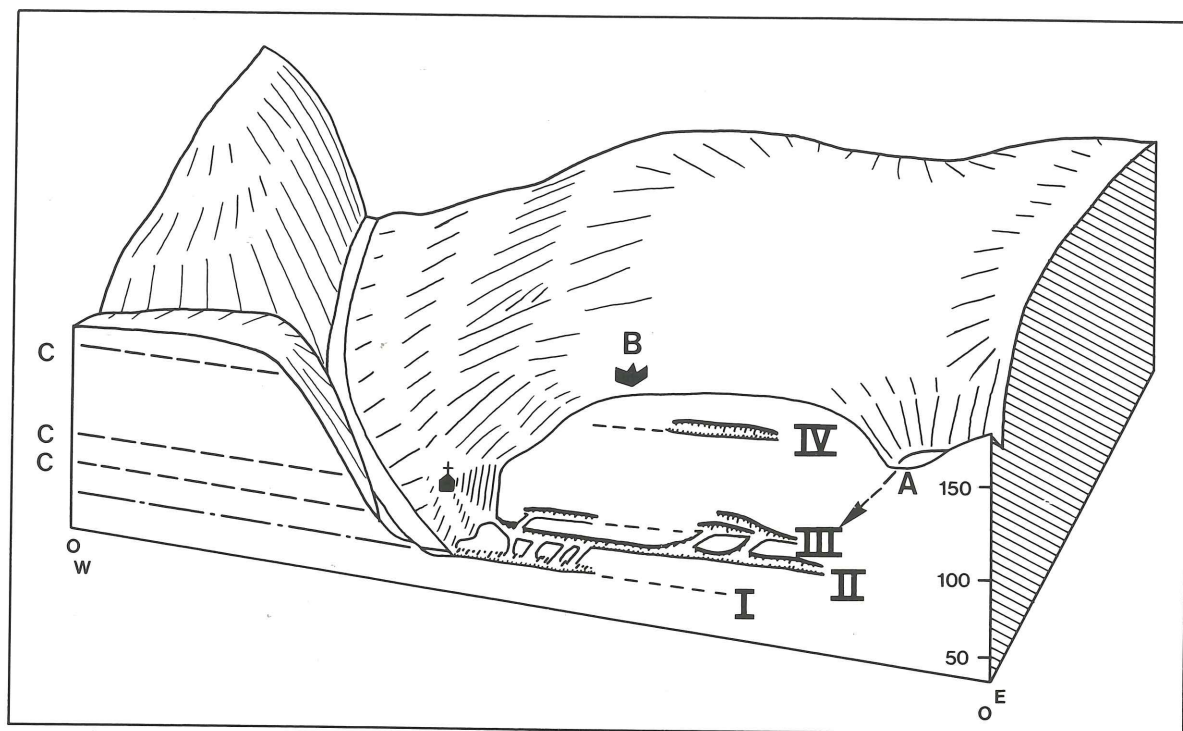
Disposition étagée des conduits de la grotte Sainte-Anne à Tilff. (Ek, 1961).

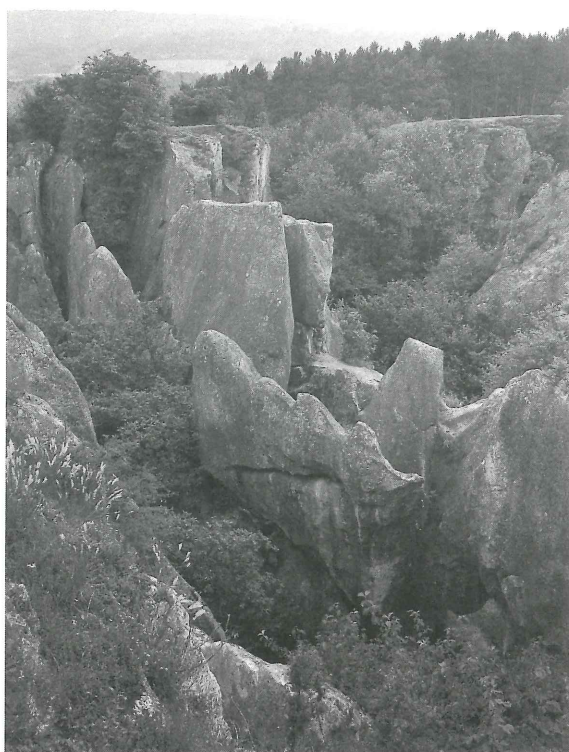
A: perte de la Chawresse

B: château de Brialmont

C. niveaux de terrasses correspondant aux niveaux souterrains.

Sprimont: Vallée sèche dans les calcaires paléozoïques (G.D.M.).





temps quand le climat était moins rude, car l'eau ne peut s'infiltrer tant que le gélisol saisonnier se conserve) a permis le développement d'un réseau de vallées fluviales sur les formations actuellement les plus perméables. Le réseau de vallées sèches de Hesbaye est ainsi apparu suite à l'imperméabilisation du sol par le gel. Les chantoirs et les pertes, si nombreux dans les calcaires primaires, étaient pendant ces périodes froides bloqués non seulement par la glace mais encore par l'apport considérable de sédiments que transportaient les cours d'eau. Les accumulations importantes de matériaux qui subsistent à l'emplacement de ces pertes témoignent des remblaiements qui ont colmaté alors les dépressions fermées où disparaissent aujourd'hui les cours d'eau.

La disposition étagée des grottes creusées dans les versants des vallées fluviales importantes démontre par ailleurs que leur développement a été influencé par la position du niveau de base local que constitue le fond de la vallée fluviale. L'altitude des conduits horizontaux des grottes correspond, en effet, à l'altitude de certains niveaux de terrasses. Cette observation soulève toutefois un problème en ce qui concerne les grottes corrélées à des terrasses apparues pendant les périodes froides. En effet,



pendant ces périodes, la dissolution des calcaires était réduite non seulement à la suite de la réduction des activités biologiques mais aussi en profondeur, en conséquence de l'imperméabilisation du sol par le gel. La longue durée des périodes froides par rapport aux périodes de réchauffement interglaciaires pourrait partiellement apporter une solution à ce difficile problème.

Les dépressions fermées constituent des formes banales liées à la dissolution des calcaires et se retrouvent pratiquement sur toutes les formations carbonatées. Leur localisation est liée à la présence de joints permettant la percolation d'eau et aussi à l'alimentation en eau de la dépression. Parmi les dépressions fermées de notre pays, liées à la dissolution du calcaire, les Abannets de Nismes tiennent une place particulière, non seulement par leurs formes spectaculaires mais encore par leur origine. Ces anciens phénomènes karstiques étaient autrefois comblés par des sables tertiaires. Ils ont été dégagés par l'homme lors de l'extraction des sables et du minerai de fer qui imprégnait ceux-ci. Il paraît probable maintenant que ces puits profonds ne se sont pas formés à l'air libre et n'ont donc jamais constitué un lapiez gigantesque exposé à l'air libre. Il est plus vraisemblable qu'il s'agit d'un karst

Vue partielle d'un abannet: la Fondry des Chiens, à proximité immédiate de Nismes, dans l'Entre-Sambre-et-Meuse (A.P.).

Celles: Grande cavité karstique dans les calcaires carbonifères d'un synclinal condrusien. La cavité est remplie de sables et d'argiles marins tertiaires, profondément altérés (G.D.M.).

couvert, c'est-à-dire que la dissolution s'est produite sous la nappe de sable, par percolation d'eau, et que cette dissolution a entraîné peu à peu la descente des sables supérieurs.

La formation de travertins à l'air libre est liée à l'existence de sources débitant des eaux qui, au cours de leur trajet souterrain, ont été sursaturées en calcaire. De tels dépôts se forment rarement de nos jours. Les croûtes calcaires qui apparaissent aujourd'hui dans le lit du Hoyoux sont les dépôts de ce type les plus connus dans notre pays. Il en existe de nombreux exemples dans les lits des ruisseaux qui, entre l'Escaut et la Dendre, sont alimentés à partir de sources sortant des sables lédiens très calcarifères ainsi que dans certaines cuvettes de la Vallée Flamande. Des précipitations semblables ont cependant été beaucoup plus importantes au cours de l'Holocène, et plus précisément au cours de la période la plus chaude de cette époque, de 8.500 à 3.500 années B.P. Ainsi se sont constituées localement des accumulations de sédiments atteignant plusieurs mètres d'épaisseur, et formées parfois non seulement de tufs calcaires mais encore de limon et de tourbe. La formation de barrages de travertins a en effet provoqué, en amont des barrages, la sédimentation non seulement de tourbe mais encore de matériaux transportés en suspension.

Des dépôts de travertin épais existent aussi à Treignes et à Annevoie-Rouillon dans le bassin de Dinant, à Orval et Buzenol en Lorraine belge. Il paraît établi que ces dépôts sont également apparus pendant la période la plus chaude de l'Holocène lorsque les températures élevées favorisaient le dégagement du CO₂ contenu dans les eaux et, donc la précipitation des carbonates dissous.

LA MORPHOLOGIE PERIGLACIAIRE

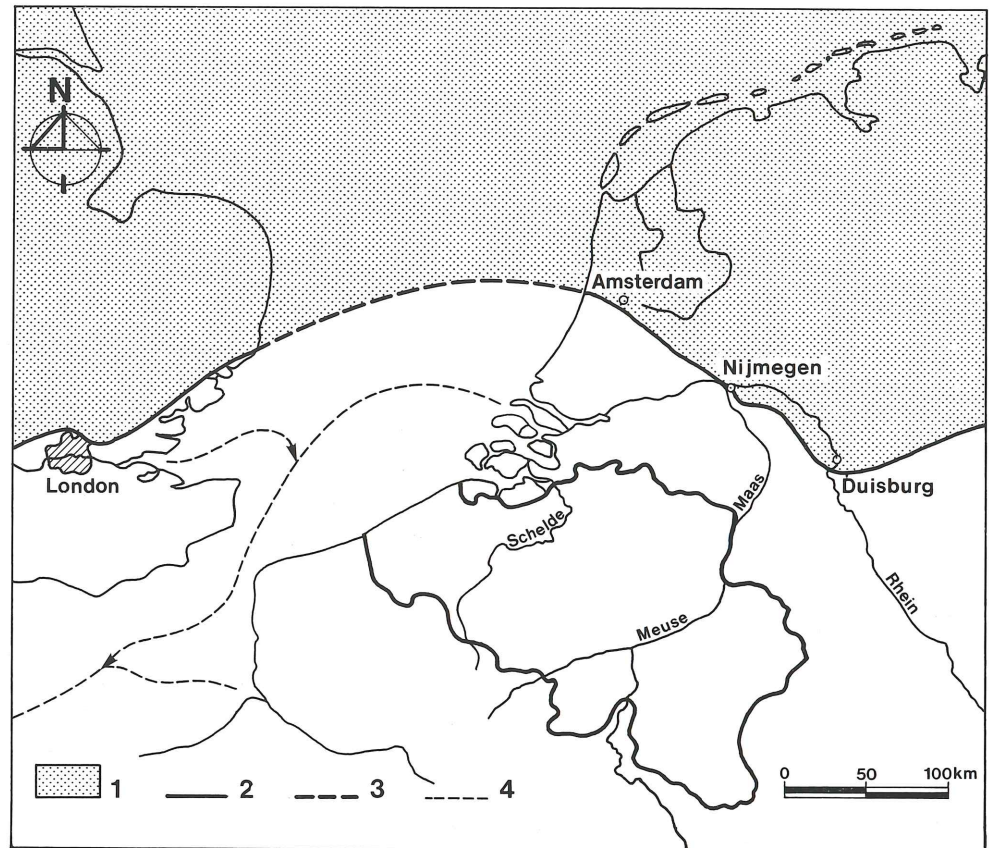
Notre pays a subi pendant la plus grande partie du Quaternaire un climat beaucoup plus froid que le climat actuel. Au moment du maximum d'extension du glacier scandinave, il y a environ 200.000 ans, la calotte glaciaire qui couvrait tout le Nord de l'Europe a recouvert une partie des Pays-Bas et s'est avancée jusqu'à moins de 100 km de nos frontières. C'est à ce moment que se sont formées les moraines

de poussées du Veluwe qui s'élèvent jusqu'à 100 m d'altitude. La Belgique se trouvait alors dans un environnement périglaciaire, c'est-à-dire un environnement semblable à celui qui existe aujourd'hui en bordure des glaciers.

Sous de telles conditions, les processus géomorphologiques ont été considérablement modifiés en raison non seulement de l'apparition d'un pergélisol, mais aussi et surtout d'un changement total de la couverture végétale. La forêt tempérée a été remplacée à certains moments par la toundra et à d'autres par le désert polaire. D'autre part, les alternances de gel et de dégel provoquaient une intense désagrégation des roches tout comme une accélération des agents de transport en masse: non seulement le glissement lent de la couche superficielle du sol tel qu'on le connaît aujourd'hui était beaucoup plus rapide mais, en outre, s'y ajoutaient des processus de gélifluxion à la suite de la sursaturation du sol au moment du dégel et, localement même, d'action de coulées boueuses. La couverture végétale discontinue et aussi l'imperméabilisation du sol par le pergélisol permettaient d'autre part au ruissellement d'avoir une action efficace sur les versants.

Des quantités considérables de matériaux arrivaient ainsi dans les thalwegs et fournissaient une charge importante que les petites rivières n'arrivaient pas à évacuer complètement. Les cours d'eau plus importants étaient surchargés de sédiments grossiers et se présentaient comme des rivières à chenaux anastomosés, dont le lit était complètement inondé lors des crues de printemps. Au cours de l'été, l'écoulement se concentrait en quelques bras. Du fait de la proximité de la calotte glaciaire, les vents violents du Nord étaient fréquents et une déflation éolienne efficace s'exerçait sur les lits des rivières à chenaux anastomosés. Elle emportait les sables et les limons qui étaient déplacés, les premiers par saltation et les seconds en suspension. Le transport des sables était de la sorte arrêté aussitôt qu'existait une faible couverture végétale ou une pente un peu marquée, tandis que les limons, transportés en altitude, pouvaient se déposer, même sous la forêt, comme on peut l'observer aujourd'hui en Alaska.

Etant donné que la dernière glaciation s'est seulement terminée il y a 10.000 ans, soit dans un passé géologiquement très proche, les traces de cet envi-



ronnement périglaciaire sont nombreuses dans tout notre pays. L'influence des périodes froides sur le modelé et sur les dépôts superficiels de la Belgique est considérable, encore que souvent cette influence reste fort discrète. Rappelons cependant que la majorité des dépôts de terrasses qui existent dans notre pays sont typiquement périglaciaires. D'autre part, tous les dépôts superficiels de Belgique contiennent en quantité variable des limons et des sables éoliens qui ont été plus ou moins remaniés et plus ou moins mélangés avec des éléments provenant du substrat. Les apports de limon éolien ont par ailleurs été essentiels en Ardenne en ce qu'ils ont fourni le liant indispensable aux actions de solifluxion. La morphologie de notre pays a de toute manière été, avant tout, façonnée pendant les périodes froides du Quaternaire. On se limitera ici à décrire quelques éléments morphologiques particulièrement caractéristiques de cet environnement périglaciaire.

Des dépressions remplies de tourbe et entourées d'un rempart existent par centaines sur le plateau des Hautes Fagnes et en beaucoup moins grand nombre sur le plateau de la Baraque de Fraiture,

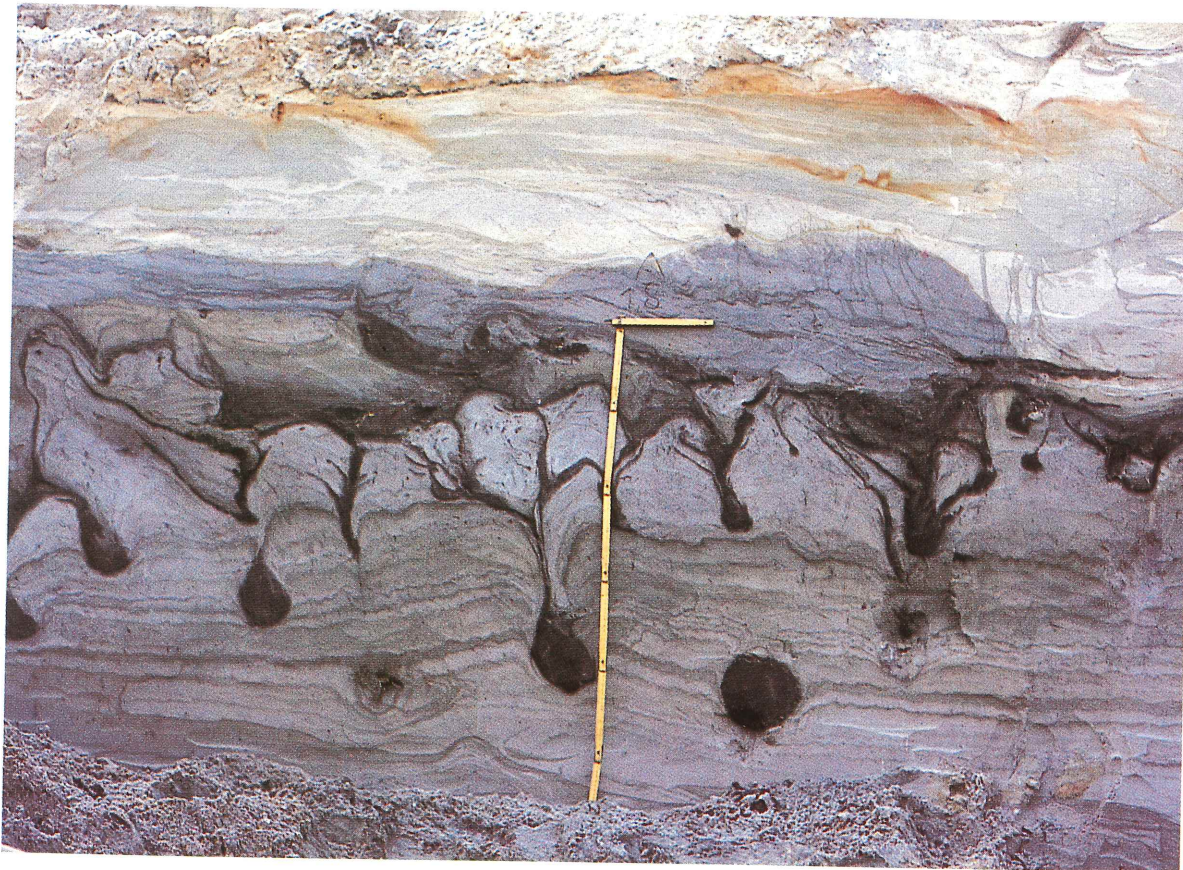
toujours à des altitudes supérieures à 500 m. Sur les surfaces planes, les dépressions ont tantôt une forme circulaire, tantôt une forme irrégulière. Sur les versants, ces cuvettes sont souvent étirées selon la ligne de plus grande pente, le rempart présentant alors en plan une forme en fer à cheval. Leur diamètre moyen est voisin de 80 m pour les formes circulaires; les formes allongées, par contre, ont une longueur pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres. Comme les dépressions sont souvent remplies de tourbe à ras bords, elles sont peu apparentes de l'intérieur. Par contre, de l'extérieur, les remparts qui peuvent s'élever à 5 m au-dessus de la surface normale du sol sont souvent bien visibles. La profondeur des cuvettes remplies de tourbe est variable, allant de 1 à 7,5 m.

Localement, ces dépressions sont très nombreuses et pratiquement contiguës. Elles n'existent que sur de faibles pentes (toujours inférieures à 5%). Les plateaux où elles se localisent ont un substratum paléozoïque imperméable composé de quartzites et de phyllades profondément altérés sur lesquels reposent des limons éoliens mélangés avec des éléments provenant du socle.

Coin de fente à remplissage de glace (structure périglaciaire dans le pergélisol) dans des sables fluviopériglaciaires du Pleistocène inférieur (G.D.M.).

Extension maximum des glaciers au Nord de la Belgique lors de l'avant-dernière glaciation. (A. Pissart, 1976).

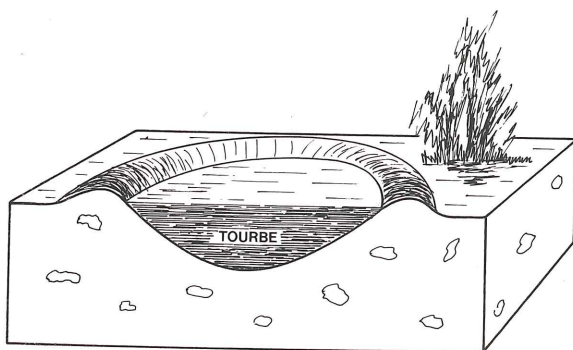
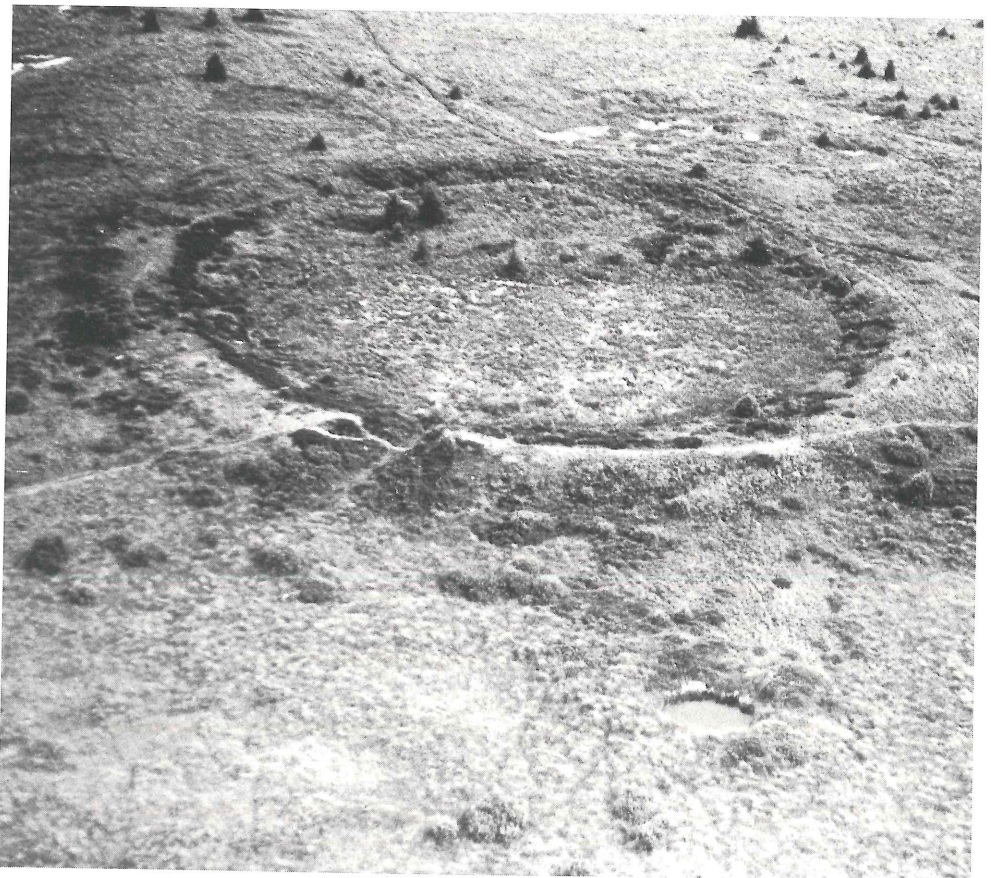
1. glacier
2. limite du glacier
3. limite incertaine du glacier
4. tracé approximatif des cours d'eau s'écoulant dans la Manche au moment où le niveau marin était abaissé par glacio-eustatisme

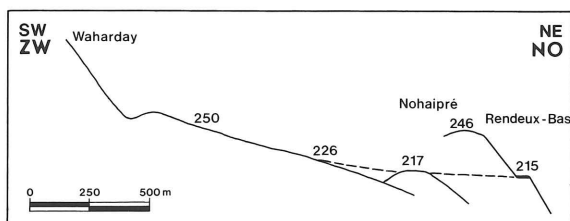
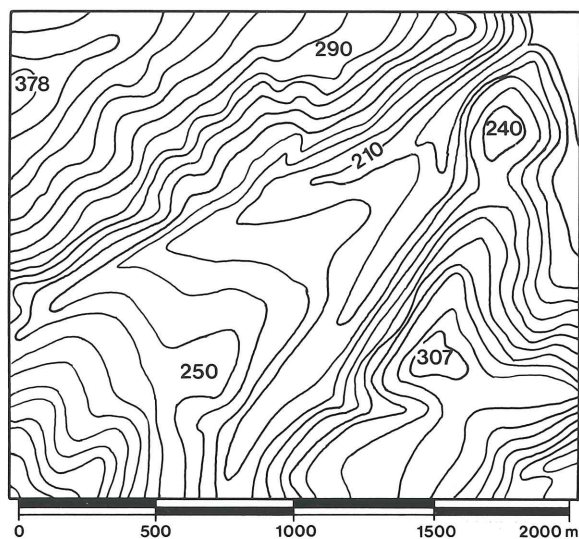


Putte: Structures « en gouttes » (structures périglaciaires de la couche active) dans des sables fluviopéglaciaires du Pléistocène inférieur (G.D.M.).

Schéma montrant la morphologie d'un « vivier » du plateau des Hautes-Fagnes: dépression circulaire remplie de tourbe et entourée d'un rempart.

Photo aérienne oblique d'un « vivier » des Hautes-Fagnes (traces de palse) situé au Sud de la route Eupen-Monjoie, à proximité de la frontière (A.P.).





L'origine naturelle de ces dépressions n'a pas été immédiatement reconnue et des hypothèses diverses, toutes anthropiques, ont été avancées pour en rendre compte. L'une d'elles qui considérait ces cuvettes comme des viviers de pisciculture est à l'origine du nom de «vivier» qui est souvent utilisé pour désigner ces formes.

Il est établi maintenant que ces «viviers» sont des traces de buttes cryogènes apparues à la fin de la dernière glaciation. Des masses de glace se sont accumulées dans le sol en créant des buttes soulevant la couche superficielle. Sur les versants de ces buttes, qui ont atteint près de 10 m d'élévation, les matériaux soulevés sont descendus sous l'action des agents de transport en masse. Ils se sont accumulés au pied des buttes et ont donné naissance, après la fusion de la glace, aux remparts qui entourent les dépressions telles que nous les connaissons aujourd'hui.

Les cuvettes ne sont pas des traces de «pingos» comme on l'avait cru tout d'abord, mais des traces de «palses minérales» qui actuellement semblent se former lorsque la température moyenne annuelle est voisine de -4°C . Les datations obtenues par

téphrostratigraphie et par ^{14}C sur des tourbes recouvertes par les remparts établissent que ces buttes cryogènes sont apparues il y a environ 11.000 ans B.P., soit au cours du dernier Dryas.

La morphologie sans doute la plus étendue dans notre pays et typiquement périglaciaire est constituée par de grandes surfaces planes, en pente très faible, qui ont été façonnées pendant le Quaternaire. Ces faibles pentes, un peu comparables aux surfaces pédimentaires bien connues dans les régions semi-arides, ne peuvent avoir été façonnées sous un climat semblable à celui que nous connaissons aujourd'hui (c'est-à-dire sous une couverture végétale forestière) car, vu leur faible pente, ces surfaces n'ont pu être modelées que par le ruissellement en nappe ou le ruissellement diffus.

Décrites sous le nom de surfaces d'aplanissement quaternaires ou de glacis périglaciaires comme résultant d'actions mal définies de «cryoplanation», ces surfaces ont été uniquement développées sur les roches paléozoïques les moins résistantes à la gélivation (schistes et calcaires). Les formes les plus belles sont les grandes surfaces subhorizontales de la Famenne, dont la pente peut être inférieure à 1 %.

Niveau d'aplanissement quaternaire ayant nivelé la crête d'interfluve séparant deux petits cours d'eau se réunissant avant de se jeter dans l'Ourthe supérieure (J. Alexandre, 1957).

Hauteurs exagérées sept fois.

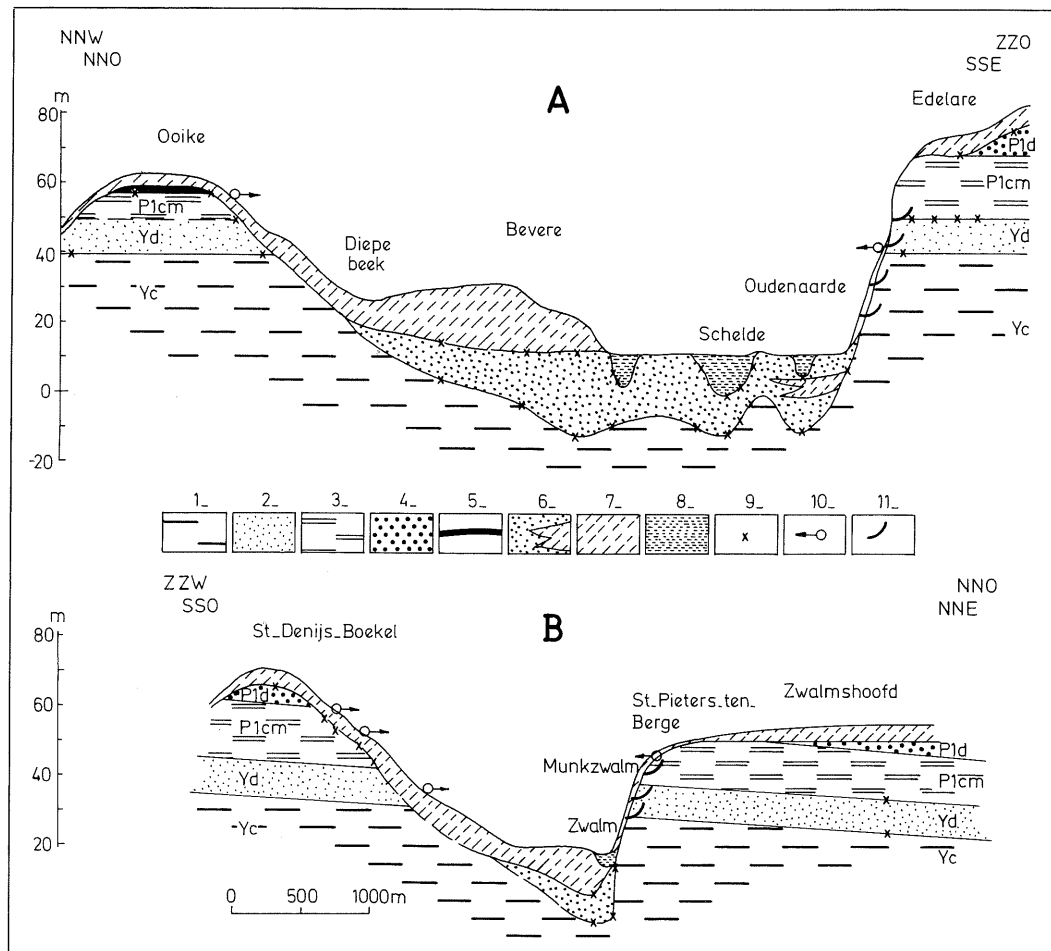
Fange de Grandpassage, Plateau des Tailles: traces au sol de palses minérales (R.M.).

Vallées asymétriques dans le bassin de l'Escaut supérieur.

A. Asymétrie dans la vallée conséquente de l'Escaut supérieur près d'Audenarde. Coupe transversale Edelare-Ooike.

B. Asymétrie dans la vallée subséquente du Zwalm près de Munkzwalm. Coupe transversale Sint-Denijs-Boekel--Zwalmshoofd:

1. Argile yprésienne;
2. Sable yprésien;
3. Argile et argile sableuse panisélienne;
4. Sable panisélien;
5. Cailloutis de terrasse du Pléistocène moyen;
6. Sables fluviopérglaciaires du Pléistocène supérieur avec intercalations limoneuses;
7. Dépôts limoneux nivéo-éoliens et de ruissellement du Pléistocène supérieur;
8. Alluvions des vallées holocènes;
9. Contact stratigraphique observé;
10. Niveau de suintement;
11. Glissement.

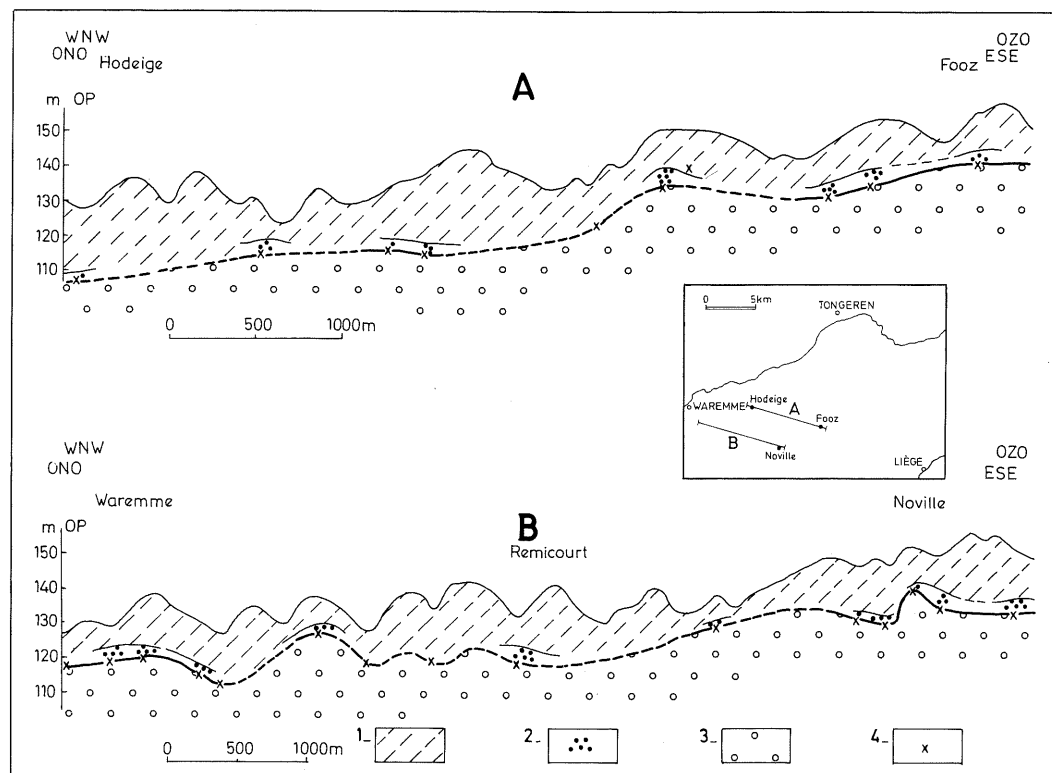


Les vallées sèches de la Hesbaye

A. Coupe transversale Hodeige-Fooz

B. Coupe transversale Waremme-Noville:

1. Löss du Pléistocène supérieur;
2. Argile à silex;
3. Craie sénonienne à bancs de silex;
4. Contact stratigraphique observé



Elles résultent de la désagrégation des schistes en de très petits fragments qui sont aisément emportés par le ruissellement. Ces aplanissements sont développés surtout à proximité des rivières principales mais peuvent s'étendre quelquefois le long des cours d'eau secondaires. Ils auraient été façonnés pendant les périodes froides, en relation avec les périodes de stabilité des rivières. Ils témoigneraient ainsi des conditions froides qui ont donné naissance aux terrasses.

En Basse et Moyenne Belgique, des aplanissements périglaciaires ont été également façonnés par le ruissellement. Ils peuvent atteindre des pentes plus faibles encore, inférieures à 1 %. De tels glacis ont été décrits spécialement dans les sables paniséliens, diestiens et scaldisiens à la suite de la faible capacité d'infiltration de ces roches quand elles étaient gelées.

Il est vraisemblable que des formes d'érosion typiquement périglaciaires existent dans notre pays dont il n'a pas été possible, en l'absence de critères diagnostiques certains, d'établir l'origine. Ainsi, sous l'action principalement de la nivation, se forment dans les milieux périglaciaires typiques des encoches sur les versants dénommées «terrasses d'altiplanation» par les Américains et «replats goletz» par les chercheurs soviétiques. Il s'agit de niches, banquettes et replats qui apparaissent et se développent sur des versants, à mi-hauteur ou souvent à proximité des sommets. Ils se forment, avant tout, suite à l'accumulation par le vent en ces endroits de masses importantes de neige. Souvent ces replats correspondent à des différences lithologiques présentes dans le substratum et sont donc, en partie, des replats dus à des différences de résistance des roches. La genèse de telles formes est malheureusement très difficile à reconnaître et, en l'absence de dépôt corrélatif caractéristique, il est quasi impossible de démontrer leur origine périglaciaire. Plusieurs auteurs ont cependant décrit en Ardenne des têtes de vallée, des encoches et des niches qui seraient dues à ce processus. Il est très vraisemblable qu'un certain nombre de replats réputés être des aplanissements tertiaires soient en fait des replats périglaciaires.

Depuis la fin de la dernière guerre, les vallées asymétriques sont considérées comme des formes typiquement périglaciaires.

En Moyenne Belgique, deux causes différentes ont été invoquées pour les expliquer, à savoir, d'une part, l'accumulation éolienne préférentielle des limons et des sables sur les versants exposés à l'Est et, d'autre part, une évolution différente des versants en relation avec l'exposition. On a montré qu'en Hesbaye l'asymétrie maximum se présente lorsque l'un des versants subit le maximum de dégel.

En Ardenne, J. Alexandre a démontré toute l'importance des phénomènes de gélifluxion dans l'apparition et le développement des vallées asymétriques. Si des apports sont plus importants sur un versant que sur l'autre, le cours d'eau est repoussé vers celui qui fournit le moins de débris. Ce mécanisme peut être déclenché à la suite de différences de lithologie, d'exposition ou de longueur des versants. Ce phénomène ne s'est développé que là où le débit du ruisseau est insuffisant pour causer une érosion nette, mais ne s'est pas produit lorsque sa puissance permettait au cours d'eau d'emporter facilement les dépôts de pente qu'il recevait. L'asymétrie périglaciaire due à la gélifluxion est, de ce fait, développée uniquement dans une partie supérieure des vallées, entre deux tronçons symétriques situés l'un en amont, l'autre en aval.

Des accumulations de gros blocs de quartzite revinien ont été observées dans le fond des vallées du plateau des Hautes Fagnes. Elles témoignent d'écoulements boueux, véritables «mud flows» qui se sont produits pendant la dernière glaciation. Le moment exact de l'apparition de ces phénomènes n'est pas connu, mais des analyses palynologiques ont montré que ces écoulements sont survenus dans un environnement périglaciaire.

Ces masses de boue se sont écoulées sur la majorité des versants, peut-être en un temps très court. Elles ont amené au fond du lit des cours d'eau des quantités de matériaux si importantes que les rivières n'ont pu les emporter tous. Des remblaiements atteignant parfois une dizaine de mètres d'épaisseur se sont alors accumulés dans les fonds des thalwegs. Ils ont été incisés ultérieurement par les rivières, en laissant des terrasses de remblaiement très particulières, constituées essentiellement de sédiments non lavés descendus des versants.

L'attention a été spécialement attirée sur ces formes sur le plateau des Hautes Fagnes car ces coulées de boue ont abandonné dans les thalwegs

des accumulations de gros blocs de roche. Le processus dont ces dépôts témoignent semble toutefois avoir été extrêmement banal dans toute la région de la Haute Belgique. Ce sont d'ailleurs ces apports périglaciaires qui justifient les asymétries décrites précédemment.

LA MORPHOLOGIE ÉOLIENNE

Les dépôts éoliens périglaciaires constituent les formations géologiques qui, économiquement, sont les plus importantes de notre pays, car elles interviennent de manière déterminante dans la fertilité des sols. C'est le manteau de loess qui est responsable de la fertilité des sols de Moyenne Belgique, tout comme ce sont les sables de couverture qui justifient les possibilités agricoles moins favorables du Nord du pays. Comme l'origine, la répartition et les caractères de ces formations ont été évoqués dans le chapitre consacré à la géologie, on se limitera ici à examiner l'influence de ces sédiments éoliens sur la morphologie.

■ Les limons

En Moyenne Belgique, l'épaisseur de la couche limoneuse est très variable. Elle peut atteindre localement 30 m. Toutefois, la couverture limoneuse peut être inexistante sur des sommets, alors que de grandes accumulations se présentent au fond de vallons où ces matériaux ont été amenés par les agents de transport en masse, sans doute peu de temps après leur dépôt par le vent. En relation avec la direction des vents qui ont apporté ces poussières, l'épaisseur des limons est en général la plus grande sur les versants exposés à l'Est. Au total toutefois, le manteau éolien épouse plus ou moins fidèlement le relief sous-jacent, en atténuant les reliefs, et ne semble pas avoir donné naissance à des formes originales.

On s'est demandé si des accumulations très allongées, ressemblant un peu aux dunes longitudinales et qui ont été décrites sous le nom de « greda », n'étaient pas responsables des grandes crêtes d'interfluve qui séparent les vallons secs de Hesbaye. Ces accumulations éoliennes expliqueraient que la direction des vallons ne soit pas parallèle à la ligne

de plus grande pente du plateau. Cette hypothèse n'a pas été confirmée à ce jour. La plus grande partie de la couverture limoneuse s'est mise en place pendant la dernière glaciation. Des limons datant de glaciations antérieures ont cependant été très fréquemment reconnus en Belgique.

■ Les sables

Les sables de couverture recouvrent la basse terrasse de la Vallée Flamande et se sont mis en place au tardiglaciaire. Une part importante de ces matériaux provient du substrat local.

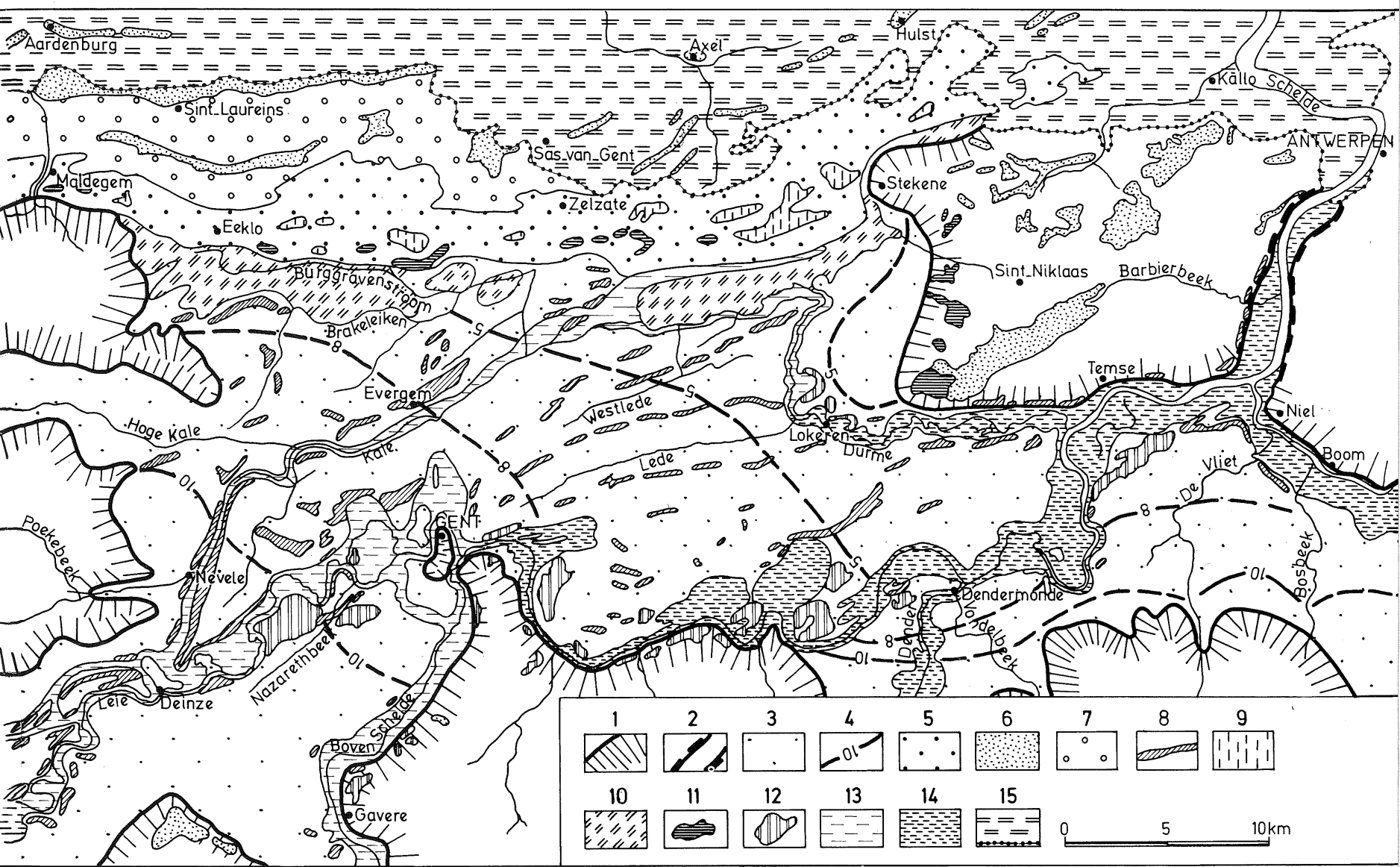
L'épaisseur des sables de couverture est en général moindre que celle des limons. Ils contribuent cependant à niveler le pays car ces sables ont parfois colmaté des vallons et localement barré des petites vallées. Ils ont donné naissance à un relief très faiblement ondulé, où un examen attentif permet de reconnaître un micro-relief de légères ondulations avec de larges dépressions peu profondes et plus ou moins fermées. Cette morphologie a été évoquée dans la description du modelé de la Vallée Flamande.

Les sables déplacés à la fin de la dernière glaciation apparaissent parfois comme des dos sableux larges de 100 à 1.000 m, longs parfois de plus de 10 km et dont les sommets s'élèvent de 1,50 m à 6 m au-dessus des dépressions environnantes. Ces rides orientées Est-Ouest ont été reconnues à l'emplacement de la Vallée Flamande et au centre de la Campine.

Le long des cours d'eau de la Vallée Flamande et de ses embranchements, existent souvent des dos sableux situés de part et d'autre des rivières. Il s'agit d'accumulations locales de sables éoliens qui ont été emportés à partir des lits fluviaux et déposés en bordure des cours d'eau. Ils y ont été fixés par la couverture végétale qui s'y développait.

Les champs de dunes sont beaucoup plus évidents que les formes que l'on vient de décrire; ils peuvent même être spectaculaires. Ils existent en trois environnements différents de Belgique, à savoir, à proximité de certaines rivières, sur le plateau de Campine et le long de la côte belge.

Les dunes de rivières se sont formées au fond de quelques plaines alluviales qui ont subi l'entaille de la Vallée Flamande. Elles atteignent jusqu'à 20 m d'élévation et sont le plus souvent localisées à l'Est



Les principales microformes du relief dans la Vallée Flamande (d'après G. De Moor et I. Heyse, 1989).

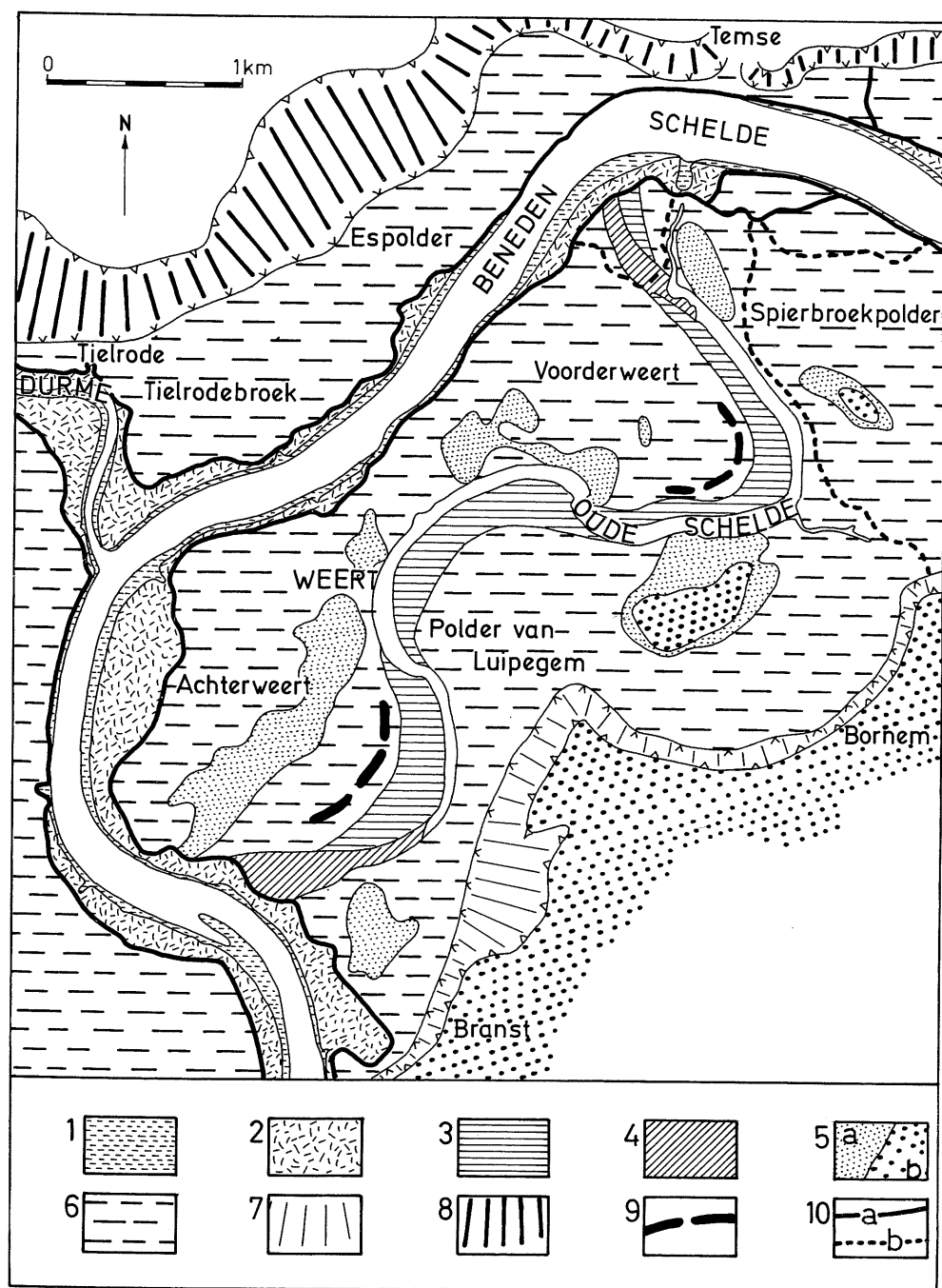
1. Pente bordière de la Vallée Flamande; × = région en dehors de la Vallée Flamande
2. Bord de la percée de Hoboken
3. Morphologie principalement fluvio-pérglacière : surface de remblaiement fluvio-pérglacière, éventuellement sans différenciation morphologique marquée.
4. Isohypse approximative de la

surface généralisée des dépôts fluvio-pérglaciers de la Vallée Flamande

5. Cordon transversal de sables de couverture
6. Dos et bosses individuelles de sables de couverture avec leurs buttes adjacentes
7. Surface de déflation avec sables de couverture peu épais
8. Dos locaux de sables de couverture, en partie d'origine fluvio-éolienne
9. Dépression locale dans les sables de couverture
10. Dépression de barrage

de sables de couverture, localement avec remblaiement marno-tourbeux

11. Dunes continentales
12. Dunes de rivière
13. Plaine alluviale des fonds de vallée holocène avec talus de basse terrasse (t)
14. Plaine d'inondation endiguée des fonds de vallée holocène des sections périmarines de l'Escaut inférieur avec talus de basse terrasse (t)
15. Dépôts intertidaux D_{III}-B des Polders de l'Escaut.



des plaines alluviales, surtout lorsque celles-ci sont particulièrement importantes. C'est le cas pour les dunes situées le long de la Lys entre Deinze et Gand. Les sables qui constituent ces dunes proviennent de la déflation sur le bord de l'incision de la Vallée Flamande, déflation qui aurait été permise par l'abaissement de la nappe aquifère.

Les dunes intérieures de Campine résultent du remaniement local des sables de couverture à la fin de la dernière glaciation et au début de l'Holocène, quand le climat s'améliorait et que la couverture végétale commençait à fixer le sol. Ce remaniement s'est produit avant tout dans des endroits fort secs (par ex. sur les dos de sables de couverture) comme on peut le constater.

Les dunes côtières sont beaucoup plus importantes. Elles dépassent 30 m d'élévation près de Coxyde et ont en général une hauteur supérieure à 10 m. Elles couvrent une bande de largeur variable: relativement étroite car ne dépassant parfois pas 100 m entre Ostende et Wenduine, elles sont beaucoup plus larges dans la région de Knokke et à l'Ouest de l'Yser, où elles ont plus de 2 km de largeur. On distingue les dunes bordières situées à la limite de la plage et alimentées de nos jours par les vents du large et, vers l'intérieur, des dunes paraboliques progressant vers l'Est et contenant des dépressions fermées appelées «pannes». L'évolution du littoral belge pendant l'Holocène montre la complexité des phénomènes et fait apparaître toute l'influence des fluctuations du niveau de la mer sur le devenir des accumulations sableuses.

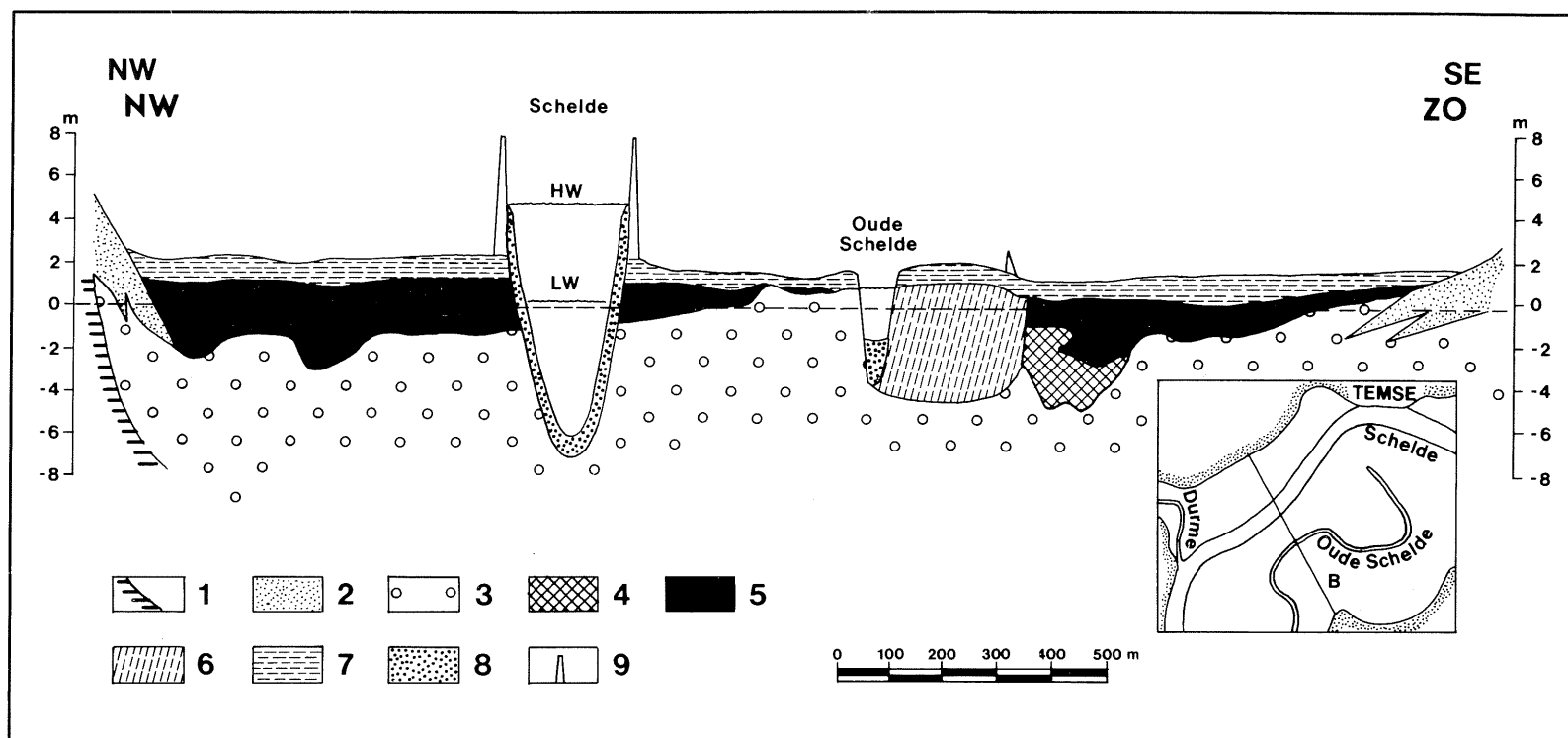
L'EVOLUTION HOLOCENE ET LES PROCESSUS ACTUELS

Depuis le début de l'Holocène, le relief de la Belgique a été très peu modifié. Les territoires les plus étendus dont la morphologie a subi des modifications appréciables dans ce court laps de temps sont la plaine côtière et la plaine de l'Escaut inférieur qui ont été formées à la suite de la remontée du niveau marin résultant de la fusion des calottes glaciaires. Les dunes qui sont apparues au bord de la mer ainsi que les dunes continentales représentent les reliefs les plus importants façonnés pendant cette période.

La morphologie des Polders de l'Escaut près de Temse (d'après G. De Moor et P. Kiden, 1984).

1. Slikke extérieure
2. Schorre extérieure
3. Dépôts de méandres
4. Colmatage du lit de l'ancien Escaut
- 5a. Sables pléistocènes à moins d'un mètre de profondeur

- 5b. Sables pléistocènes en affleurement
6. Argile alluviale des polders de l'Escaut
7. Talus de la basse terrasse
8. Front de la cuesta du Pays de Waes
9. Levée
- 10a. Digue de l'Escaut
- 10b. Ancienne digue.



Mis à part ces deux cas particuliers, les dix mille années qui se sont écoulées depuis la fin de la dernière glaciation ont constitué un laps de temps géologiquement trop bref pour permettre des modifications morphologiques considérables. Le réchauffement climatique a d'ailleurs profondément modifié les processus géomorphologiques actifs et réduit considérablement leur vitesse. Notre pays a été en effet recouvert par une couverture végétale continue et dense qui a pratiquement arrêté les agents de transport en masse et stabilisé les versants. En conséquence, la charge des rivières s'est profondément modifiée, entraînant le passage de lits fluviaux à chenaux anastomosés à des lits à méandres qui ont balayé les plaines alluviales. En raison de la stabilisation des versants, l'érosion a pu dégager les sources qui avaient été colmatées par les dépôts limoneux.

A part cette évolution naturelle, le dernier acte de l'histoire géomorphologique de notre pays est essentiellement la conséquence des actions anthropiques. L'homme modifie en effet de diverses manières le milieu et altère considérablement l'évolution géomorphologique. L'augmentation de la teneur en CO₂ de l'atmosphère constitue l'exemple dont on parle le plus aujourd'hui, car elle pourrait entraîner un réchauffement climatique appréciable.

Parmi les conséquences probables, la remontée du niveau marin aura sans doute l'effet le plus direct en entraînant entre autres une accélération des phénomènes d'érosion côtière qui, déjà maintenant, sont importants chez nous. Mais pareils exemples sont nombreux; en voici quelques-uns:

En augmentant les surfaces bâties et les routes, l'homme accroît le coefficient d'écoulement des eaux; il provoque ainsi des crues de rivières plus importantes qu'autrefois.

Dans les Polders, les endiguements et les assèchements ont provoqué des tassements différentiels qui ont mis en relief les chenaux à remplissage sableux qui auparavant constituaient les points bas des waddens.

Par les dragages dans l'Escaut inférieur, l'homme contribue à accroître l'importance de la marée dans les cours inférieurs de l'Escaut, du Rupel, de la Senne... Le flot remontant ces cours d'eau repousse maintenant des sables vers l'intérieur.

Les pompes industrielles provoquent un abaissement des nappes aquifères qui entraîne, entre autres, une infiltration beaucoup plus rapide des eaux superficielles. Par endroits, comme dans le Tournaisis, ce phénomène provoque des effondrements spectaculaires; ailleurs des affaissements nets sont reconnus par des nivellements de précision.

Coupe transversale de la région périmarine de l'Escaut inférieur près de Temse (d'après P. Kiden, 1988).

1. Substrat tertiaire
2. Sables et sables limoneux du Pléistocène supérieur
3. Sables fluviopéglaciaires du Pléistocène supérieur
4. Colmatage argilo-marnton tourbeux des chenaux tardiglaciaires et éo-holocène
5. Tourbe holocène
6. Dépôts de méandres subatlantiques de l'Escaut pré-périmarin
7. Argile alluviale subatlantique pré-périmarine
8. Dépôts de schorre et de slikke périmarins extérieurs
9. Digue moyenneuse et ultérieures.

Nieuwmunster (KP42,
21 juin 1989) : Pied de la dune
bordière et haute plage sans
attaque érosive (G.D.M.).



Nieuwmunster (KP42,
21 mars 1990) : Même endroit que
ci-dessus, après attaque érosive
par la tempête du 28 février 1990
(G.D.M.).



Il n'est pas question ici de détailler toutes ces actions. On évoquera seulement deux phénomènes actuellement bien étudiés à savoir, d'une part, l'évolution des versants et spécialement l'érosion des sols et, d'autre part, les transports des sédiments par les rivières.

■ L'évolution des versants

L'action du creep, transport lent, imperceptible à l'œil nu, du manteau de débris superficiels sur les pentes même très faibles est le seul processus ubiquiste qui se soit poursuivi pendant tout le Quaternaire. La vitesse de ce processus a cependant été extrêmement variable. Relativement rapide pendant les périodes froides sous l'action des gels fréquents, elle est devenue très lente sous la forêt qui a recouvert, à l'Holocène, notre pays. Des mesures effectuées sous la forêt, près de Liège, ont montré que les déplacements atteignent en surface des grandeurs de l'ordre de 1 mm par an. Ces déplacements se produisent encore de nos jours, avant tout sous l'action du gel qui provoque, avec l'apparition de glace de ségrégation, un soulèvement du sol et une sursaturation en eau au dégel. Ce mouvement toutefois s'atténue rapidement en profondeur et n'a pratiquement pas modifié la morphologie qui a été façonnée pendant les périodes froides.

Il n'en va évidemment pas de même lorsque se produisent des glissements de terrain qui, localement, peuvent provoquer une érosion considérable. C'est le cas notamment sur les collines des Flandres où des glissements de terrain non négligeables se répètent de nos jours.

Toutes les mesures de la vitesse actuelle de l'érosion ont établi que, sous la forêt comme sous la prairie, le ruissellement a une action négligeable. Très peu d'eau ruisselle à la surface de la couche humifère et les quantités de matière qu'elle parvient à enlever sont dérisoires. En conséquence, depuis le retour de la forêt, la lenteur de l'érosion a permis la formation d'un sol forestier épais. Même sur les sols limoneux, qui sont aisément emportés par le ruissellement, l'érosion a été pendant des milliers d'années quasi inexistante. L'évolution a été cependant brutalement modifiée lorsque l'homme a dénudé le sol pour le cultiver. Après avoir détruit la couverture végétale naturelle, il laisse pendant de longues périodes le sol exposé sans protection aux effets de



Zeebruges : Dépôts éoliens sur la digue après une forte tempête du Sud-Ouest (G.D.M.).

Puits naturel apparu à Kain, dans le Tournaisis, en mai 1979 (J.G.).

Profil d'un ravin creusé en Hesbaye gembloutoise lorsque la forêt recouvrait les versants. Ce ravin a été remblayé par des colluvions emportées sur les pentes des champs cultivés après la déforestation.

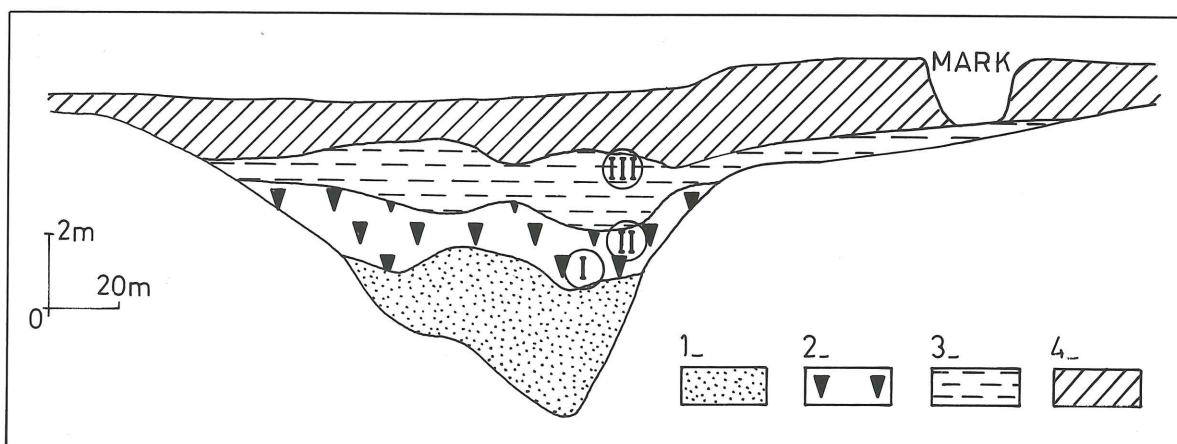
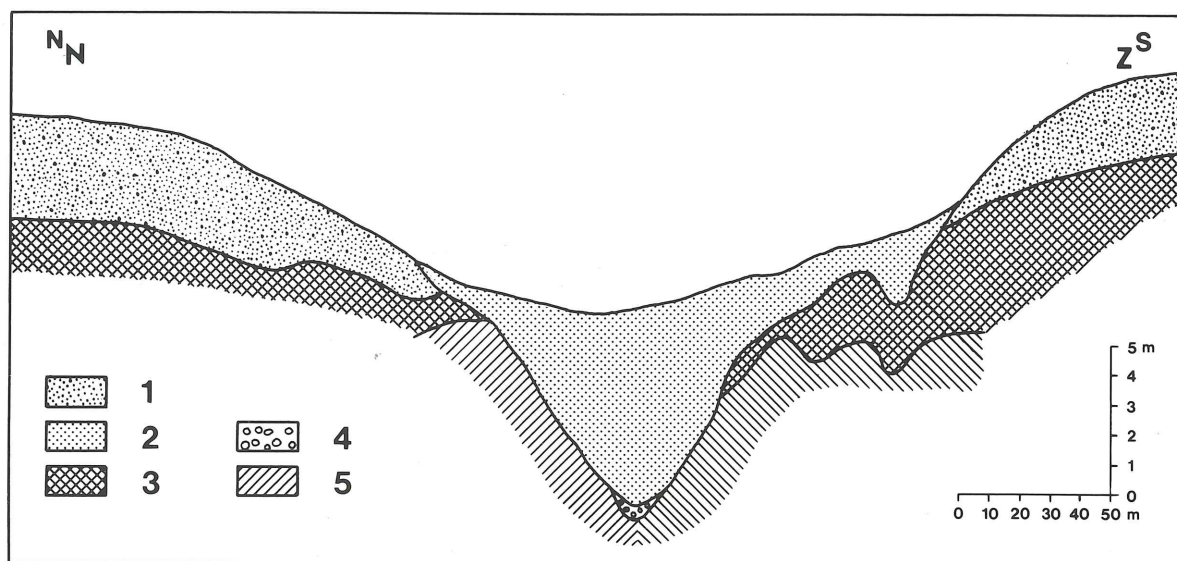
1. limon en place
2. colluvions
3. produits d'altération
4. cailloux roulés
5. roche en place

(d'après A. Bollinne, 1971).

Colmatage holocène du fond de vallée d'une petite rivière, accompagné de la migration latérale du lit de la rivière (d'après W. Huybrechts & C. Verbruggen, 1984).

1. Sable fluviatile
2. Tourbe
3. Argile fluviatile
4. Alluvions limoneuses provenant de l'érosion des sols

- I. Echantillon daté 9000 BP
- II. Echantillon daté 5000 BP
- III. Echantillon daté 1400 BP.



la pluie et au ruissellement des eaux, et ces actions entraînent localement une érosion intense. Les particules arrachées sont emportées vers le bas des pentes. Elles y arrivent en si grande quantité que seuls les cours d'eau importants peuvent les emporter. Ainsi, les ravins forestiers qui ont été creusés, en Hesbaye notamment, avant la mise en culture se sont rapidement remblayés. Ils sont actuellement noyés sous les colluvions qui, non seulement les ont comblés entièrement mais, en outre, ont tapissé tout le fond des vallons.

La vitesse de l'érosion des sols cultivés de Belgique est difficile à mesurer. Elle est en premier lieu contrôlée par les précipitations et plus particulièrement par leur intensité. Un seul violent orage peut entraîner, en moins d'une heure, une érosion supérieure à celle que provoquent les précipitations ordinaires de plusieurs dizaines d'années. L'érosion varie beaucoup aussi suivant les caractéristiques

des sols et spécialement leur granulométrie et leur teneur en matières organiques. Les sols limoneux sont ainsi particulièrement sensibles à l'érosion. Ils deviennent d'autant plus fragiles que les fumures organiques sont remplacées par des engrais chimiques. L'inclinaison et la longueur des champs jouent aussi un rôle fondamental: les longues parcelles permettent la concentration du ruissellement sur les versants et favorisent l'érosion.

Mais l'élément le plus important est la couverture végétale. Continue et dense, elle arrête pratiquement toute érosion. Discontinue, son action protectrice est d'autant plus grande qu'elle couvre mieux la surface du sol.

En bref, les facteurs contrôlant les processus d'érosion des champs cultivés sont multiples et très complexes. Des études fondamentales doivent être poursuivies pour bien les comprendre et reconnaître comment en limiter les effets.



■ Les transports des sédiments par la Meuse

La majorité des matériaux arrachés par le ruissellement aux versants cultivés se sédimente au pied des pentes et au fond des thalwegs des cours d'eau secondaires. Seule une petite partie des terres arrachées aux versants est entraînée par les cours d'eau. Une mesure globale de la quantité de terre enlevée peut être obtenue en mesurant la quantité de sédiments évacuée par les cours d'eau. A titre d'exemple, le bassin de la Meuse.

La teneur en matières dissoutes des eaux de la Meuse est évidemment très variable. En période d'étiage, les eaux qui alimentent le fleuve sont surtout des eaux de source qui ont percolé dans le sol et séjourné plus ou moins longtemps dans les nappes aquifères souterraines. Ces eaux ont eu le temps de se charger en bicarbonate d'autant plus que, en percolant dans le sol, leur teneur en CO_2 s'est considérablement accrue. En période de crue,

par contre, les eaux qui ruissellent à la surface du sol restent toujours très sous-saturées et contiennent une teneur en calcaire (exprimée en milligrammes par litre) beaucoup plus faible. C'est toutefois au moment des crues, en raison de l'augmentation considérable du débit, que le transport des matières en solution (exprimée en kilos par seconde) est le plus important. Pour estimer la quantité de matières dissoutes transportées, il est donc nécessaire de connaître, et le débit, et la charge en solution que transporte le fleuve tous les jours. Comme des mesures aussi nombreuses de la teneur en bicarbonate des eaux du fleuve ne sont pas disponibles, on s'approche du résultat recherché en considérant la charge moyenne qui est observée pour chaque débit, et en utilisant ces valeurs pour les différents débits enregistrés. En utilisant cette méthode, on estime que la Meuse à Liège a transporté, de 1958 à 1977, 1,1 million de tonnes de bicarbonate par an.

Dégâts occasionnés à une culture de carottes en Hesbaye gembloutoise après un violent orage tombé en août 1974 (A.B.).

Thorembais: Ravinement d'un champ cultivé de Hesbaye gembloutoise après récolte de carottes, en août 1974. Remarquer non seulement l'entaille due au ruissellement mais aussi le « glaçage » de la surface du champ qui a été battue par la pluie. Ce glaçage diminue la perméabilité du sol et accroît les phénomènes d'érosion (A.B.).

La charge en suspension de la Meuse varie aussi très considérablement au cours de l'année. En étiage, les eaux du fleuve ne contiennent qu'une quantité infime de matières en suspension; en crue, des valeurs atteignant 1g/l ont été observées.

La quantité totale de matières transportées en suspension, obtenue pour la période de 1958 à 1977, à la suite d'un calcul identique à celui qui a été réalisé pour la charge en solution, s'élève à environ 0,4 million de tonnes par an. Ce chiffre ne représente donc qu'environ 1/4 de la charge totale évacuée par la rivière. La quantité dissoute transportée par le fleuve est donc beaucoup plus importante que la charge en suspension, et cela malgré l'importance de l'érosion des terres cultivées.

Les résultats mesurés au cours de la présente décennie ont été comparés avec les mesures effectuées journallement à Liège en 1883 par Spring et Prost. Il est apparu ainsi que, si la charge en solution n'a guère augmenté au cours du dernier siècle, la charge en suspension, par contre, est maintenant près de 4 fois plus importante qu'autrefois. Cet accroissement considérable résulte sans doute de l'endiguement du fleuve qui a eu pour but de protéger des inondations la plaine alluviale. Cet endiguement a provoqué en effet l'arrêt de la sédimentation dans la plaine alluviale, sédimentation qui retenait une quantité non négligeable de matériaux. L'élargissement du chenal navigable et l'installation de longs biefs, où la pente du plan d'eau est pendant les étiages quasi nulle, a d'autre part pour conséquence de provoquer, dans le lit, une sédimentation des matériaux en suspension quand les débits sont faibles et leur reprise par l'érosion au moment des fortes crues. Le transit des matières en suspension est de la sorte profondément modifié par les actions

humaines. Il en résulte localement une sédimentation que l'on est obligé, pour la navigation, d'enlever par dragages.

En ce qui concerne les transports de cailloux et de sables au fond du lit de cette rivière, nos connaissances sont extrêmement réduites. Les dragages d'entretien et d'approfondissement du chenal navigable ont enlevé pratiquement tous les cailloux dans de longues sections du cours d'eau et modifié totalement les conditions naturelles. Indépendamment de ces modifications anthropiques, nous savons que, pour la Meuse comme pour les autres rivières des régions tempérées, l'importance de cette charge de fond est très faible par rapport à celle des charges en suspension et en solution.

Les mesures des transports en solution et en suspension permettent de fournir une estimation globale de l'érosion qui se produit de nos jours dans le bassin de la Meuse. A Ampsin-Neuville, pour un bassin de 16.400 km², le fleuve emporte en moyenne par an, pour une période de 20 ans, 85 tonnes par km² d'éléments dissous et 24 tonnes par km² de produits en suspension, ce qui correspond seulement à une érosion de 0,054 mm par an sur toute la surface du bassin mosan. Cette valeur évidemment ne tient pas compte de la répartition très inégale de l'érosion. La dissolution ne s'exerce d'une manière importante que sur les roches carbonatées qui sont très inégalement distribuées. La charge en suspension est par contre principalement enlevée dans les champs cultivés. Au total toutefois, l'érosion est d'environ 100 tonnes par km² par an. Elle est comparable aux valeurs obtenues pour les rivières atlantiques et pacifiques de la partie Sud des U.S.A. et est en accord avec ce qui est actuellement connu dans d'autres parties du monde.

1. Les grandes unités de relief de la Belgique

Les documents de base cartographiques les plus accessibles pour appréhender le relief de la Belgique restent les cartes topographiques qui sont publiées à différentes échelles et sur lesquelles le relief est représenté par des courbes de niveau régulièrement espacées. La carte *oro-hydrographique* à l'échelle du 1/500.000 de l'Atlas de Belgique, réalisée par F. DEPUYDT, 1978, mérite aussi d'être mentionnée.

Quelques auteurs ont donné aussi des cartes d'ensemble synthétiques à petite échelle mentionnant une interprétation géomorphologique du relief de la Belgique. Citons tout d'abord la *carte géomorphologique* (planche 7) du premier Atlas de Belgique réalisée par M.A. LEFFEVRE. Cette carte donne une interprétation très personnelle du relief de notre pays et montre combien était imparfaite vers 1960 la connaissance de la morphologie et spécialement celle de la partie septentrionale de la Belgique. La carte générale réalisée par F. GULLENTOPS et publiée en 1975 «Het fysisch milieu – Geomorfologie of reliëfbeschrijving», in *Grote Winkler Prins Encyclopedie, Compendia Vlaanderen*, Brussel, Elsevier, p. 442-457, reflète le progrès qui était réalisé à ce moment dans l'interprétation des grandes unités du relief.

Les travaux d'inventaire du relief de toute la Belgique sont peu nombreux. Le travail de CORNET, 1903, «Etudes sur l'évolution des rivières belges», *Ann. Soc. Géol. Belg.*, p. M261-M433 est une contribution fondamentale à un inventaire et une analyse du réseau hydrographique. Le livre de CH. STEVENS, 1938, *Le relief de la Belgique*, mém. Inst. Géol. Louvain, 429 p., ainsi que les 700 articles publiés par cet auteur ont donné un inventaire détaillé et une analyse du relief de notre pays qui l'ont conduit à formuler un grand nombre de problèmes morphologiques, mais la valeur de ses interprétations, qui étaient basées essentiellement sur la tectonique, paraît actuellement extrêmement douteuse.

On ne peut pas étudier le relief sans données géologiques. L'information que fournit la *carte géologique* de Belgique (à l'échelle de 1/40.000 et de 1/25.000), ne peut pas toujours soutenir les interprétations génétiques du relief. Il n'existe pas de carte géologique du Quaternaire. Dans beaucoup de domaines, principalement en Flandre, la carte ne fournit que des réponses imprécises aux besoins des géomorphologues, comme cela a été montré par G. DE MOOR, 1963, «Bijdrage tot de fysische landschapsvorming in Binnen-Vlaanderen», *SOBEG*, 32, p. 329-433. Quelques études géologiques partielles et quelques cartographies ont cependant apporté des éléments de valeur pour l'interprétation morphologique. Nous renvoyons à ce sujet le lecteur au chapitre consacré à la géologie.

Un grand nombre d'études de détail ont abordé divers problèmes se rapportant à la morphologie de la Belgique. Un inventaire des titres est donné dans le livre de A. PISSART (édit.), 1976, *Géomorphologie de la Belgique – Hommage au Professeur P. Macar*, Liège, Laboratoire de géomorphologie de l'Université, 274 p. et dans la publication d'ensemble de G. DE MOOR, 1988, «Belgian Physical Geographers at home and in the world between 1950 and 1985», *SOBEG*, 57, 159 p.

Nous citerons ici aussi quelques études récentes de géomorphologie régionale, à savoir: J. DE PLOEY, 1961, *Morfologie en Kwartairstratigrafie van de Antwerpse Noorderkempen*, Acta Geogr. Lovan., 130 p.; G. DE MOOR, «Bijdrage tot de kennis van de fysische landschapsvorming in Binnen-Vlaanderen», *Bevas*, 1963, 32, p. 329-433; M.-C. VAN MAERCKE-GOTTIGNY, 1964, «La géomorphologie de l'Escaut d'Oudenaarde», *Acta Geogr. Lovan.*, p. 443-473; F. DEPUYDT, 1972, *De Belgische Strand en Duinformaties in het kader van de geomorfologie der zuidoostelijke Noordzeekust*, Kon. Acad. Wet., Lett. en Sch. Kunsten, Brussel, 228 p.; E. PAULISSEN, 1973, *De morfologie en de kwartairstratigrafie van de Maasvallei in Belgisch Limburg*, Kon. Acad. Wet., Lett. en Sch. Kunsten,

Brussel, 266 p.; P. DE SMEDT, 1973, *Paleogeografie en Kwartairgeologie van het confluentegebied Dyle-Demer*, Acta Geogr. Lovan., 141 p.; J. VANDENBERGHE, 1977, *Geomorfologie van de Zuiderkempen*, Kon. Acad. Wet., Lett. en Sch. Kunsten, Brussel, 166 p.; I. HEYSE, 1979, *Bijdrage tot de geomorfologische kennis van het Noordwesten van Oost-Vlaanderen*, Kon. Acad. Wet., Lett. en Sch. Kunsten, Brussel, 257 p.

Une vue générale de la morphologie régionale des Flandres a été présentée par G. DE MOOR et P. WALSCHOT, «Het reliëf», *Twintig Eeuwen Vlaanderen*, deel 7, Hasselt, Heide-land-Orbis, p. 84-131.

Enfin on ne peut passer sous silence les différentes *cartes géomorphologiques* détaillées (échelle 1:25.000 ou 1:50.000) qui ont été levées et publiées au cours des vingt dernières années par les chercheurs du Centre National de Recherche Géomorphologique (secrétariat: A. OZER, Laboratoire de Géomorphologie, Université de Liège, Place du 20 août, 7, 4000 Liège).

2. La tectonique et le relief

CH. STEVENS, 1938, *Le relief de la Belgique* (op. cit.) a donné une importance sans doute exagérée au rôle de la tectonique active dans la morphologie actuelle de notre pays. Beaucoup d'auteurs avant et après lui ont également expliqué par des mouvements du sol des particularités de la morphologie de notre pays. Citons entre autres pour les terrasses de la Meuse P. FOURMARIER, 1926, «Les dernières ondulations du sol en Belgique et les terrasses de la Meuse», *Soc. Géol. Belg.*, Livre jubilaire, p. 110-114; A.M. CLAIRBOIS, 1959, «L'évolution de la Meuse entre Liège et Anseremme au cours du Quaternaire», *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 82, p. 213-233; A. PISSART, 1961, «Les terrasses de la Meuse et de la Semois – La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant», *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 84, p. 1-108 et E. PAULISSEN, 1973, *De morfologie en de kwartairstratigrafie van de Maasvallei in Belgisch Limburg*, op. cit. Pour les dépôts de l'Escaut, il convient de mentionner R. TAVER-

NIER et G. DE MOOR, 1974, «L'évolution du bassin de l'Escaut» in P. MACAR (édit.), 1974, *L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord Méridionale*, Centenaire de la Soc. Géol. de Belg., Liège, p. 159-231, tandis qu'en ce qui concerne la déformation d'aplanissements de l'Ardenne, il convient de voir J. ALEXANDRE, 1958, «La restitution des surfaces d'aplanissement tertiaires de l'Ardenne centrale et ses enseignements», *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 81, p. 333-423 et A. PISSART, 1962, «Les aplanissements tertiaires et les surfaces d'érosion anciennes de l'Ardenne du Sud-Ouest», *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 85, p. 71-150.

P. MACAR, en 1976, dans un chapitre intitulé «Les mouvements épirogéniques décelables en Belgique – L'aide de la géomorphologie» a rassemblé en quelques pages toutes les observations en faveur de l'existence d'une tectonique active au cours du Cénozoïque, in *Géomorphologie de la Belgique*, p. 93-106. Parmi les observations plus récentes, il convient de mentionner le travail d'A. DEMOULIN, 1989, «Quaternary tectonics in the Northern Ardennes, Belgium», *Tectonophysics*, t. 163, p. 315-321 et la comparaison de nivellements récents: A. PISSART et P. LAMBOT, 1989, «Les mouvements actuels du sol de Belgique, comparaison des deux nivellements IGN, 1946-48 et 1976-80», *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 112-2, p. 495-504. Des renseignements sur la sismicité de la Belgique sont rassemblés dans P. MELCHIOR (ed.), 1985, *Seismic activity in Western Europe with particular consideration to the Liège earthquake of November 8, 1983*, NATO ASI Series – C: Mathematical and physical sciences, vol. 144, 448 p.

3. Les influences lithologiques et structurales

P. MACAR, 1946, dans ses *Principes de géomorphologie normale*, Liège, Vaillant-Carmanne, 304 p., a mentionné les principes fondamentaux qui régissent les relations entre la structure géologique et le relief.

En 1974, E. POTY a rassemblé des exemples classiques de l'influence

géologique sur le relief, principalement dans le Sud de la Belgique: «L'influence de la structure géologique sur le relief de la Belgique», *Géomorphologie de la Belgique*, op. cit. p. 107-113.

Dans les Flandres, le rôle de la structure géologique sur les formes d'érosion a été reconnu très tôt. On trouve des exemples classiques de cette influence dans A. BRIQUET, 1906, «Sur l'origine des Collines de Flandre», *Ann. Soc. Géol. Nord*, 35, p. 237-238, et dans E. BLANCHARD, 1906, *La Flandre*, Paris, 530 p. Plus récemment de nouveaux exemples des influences lithologiques et structurales ont été montrés par exemple par F. GULLENTOPS, 1957, «L'origine des collines du Hage-land», *Bull. Soc. belge Géol. Hydrol. Paléontol.*, 66, p. 81-85; par G. DE MOOR, 1963, «Bijdrage tot de fysische landschapsvorming in Binnen Vlaanderen», *SOBEG*, 32, p. 329-433; par G. DE MOOR et I. HEYSE, 1971, «De noordelijke dalwandvoet van de depressie van Beernem», *SOBEG*, 40, p. 69-110; par G. DE MOOR et A. GERMIS, 1971, «Hydromorphologie du bassin de la Molenbeek (Melle)», *SOBEG*, 40, p. 29-68; et par R. HOUTHUYTS et F. GULLENTOPS, 1985, «Brusseliaan faciëssen en hun invloed op het reliëf ten zuiden van Brussel», *Bull. soc. belge géol.*, 94, p. 11-18.

L'importance de la connaissance du relief pour la reconnaissance de la structure géologique a été parfaitement démontrée par F. GIROLIMETTO, 1986, «Les indices géomorphologiques de grands traits structuraux dans la Fenêtre de Theux», *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 109, p. 621-627.

4. Le cadre climatique de l'évolution géomorphologique

Les variations climatiques quaternaires sont décrites dans de nombreux travaux et par exemple dans A. BERGER, 1981, *Climatic variations and variability: facts and theories*, Dordrecht, Reidel, 795 p. et par H. FLOHN et R. FANTECHI, 1984, *The climate of Europe: past, present and future*, Dordrecht, Reidel, 356 p.

Les problèmes des modifications climatiques quaternaires et de géomorphologie historique sont étroite-

ment liés à ceux de la stratigraphie du Quaternaire. Dater les formes de relief et dater les dépôts sont deux problèmes étroitement liés. En ce qui concerne la Belgique, le lecteur peut trouver plus d'information dans les travaux suivants: R. TAVERNIER; 1954, «Le Quaternaire», *Pro-drome d'une description géologique de la Belgique*, Liège, Vaillant-Carmanne, p. 565-589; F. GULLENTOPS, 1954, *Contributions à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique*, Mém. Institut. Géol. Univ. Louvain, 162 p.; R. PAEPE & R. VAN HOORNE, 1967, *The Stratigraphy and Paleobotany of the Late Pleistocene in Belgium*, Mém. Explic. Cart. Géol. Min. Belg., 96 p.; E. JUVIGNE, 1974, «La stratigraphie du Quaternaire en Belgique. Etat des connaissances», *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 97, p. 39-57; P. HAESAERTS, 1974, «Séquence paléoclimatique du Pléistocène supérieur du bassin de la Haine», *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 97, p. 105-137; C. VERBRUGGEN, 1979, «Vegetational and palaeoecological History of the Late glacial period in sandy Flanders (Belgium)», *Acta Univ. Oul.*, A82, Geol. 3, p. 133-142, et G. DE MOOR, I. HEYSE & V. DE GROOTE, 1978, «An outcrop of Eemian and Early Weichselian deposits at Beernem (N.W. Belgium)», *Bull. Soc. Belge Géologie*, 87, p. 27-36.

En 1958, J. ALEXANDRE dans «La restitution des surfaces d'aplanissement tertiaires de l'Ardenne Centrale et ses enseignements», op. cit., a montré combien l'altération a été différente pour les différentes roches de Haute Belgique sur les climats chauds du Tertiaire et sur les conditions périglaciaires qui ont existé pendant la plus grande partie du Quaternaire.

Les influences des modifications climatiques quaternaires dans le bassin de l'Escaut ont été évoquées in R. TAVERNIER et G. DE MOOR «L'évolution du bassin de l'Escaut» in P. Macar, 1974, op. cit.

5. Les pénéplaines anciennes et le retrait des dernières mers cénozoïques

H. BAULIG, 1926, «Le relief de la

Haute Belgique», *Ann. Géogr.*, 35, p. 206-235, a énuméré et localisé les pénéplaines anciennes de Belgique; P. MACAR, 1954, «L'évolution géomorphologique de l'Ardenne» *Bull. Soc. Roy. Belge Géogr.*, 78, p. 1-23, a présenté une interprétation générale des grandes surfaces d'érosion de l'Ardenne. F. GULLENTOPS, 1954, *Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief de Belgique*, op. cit., a donné une description et une interprétation excellente du relief du bassin de l'Ourthe supérieure. J. ALEXANDRE, 1958, «La restitution des surfaces d'aplanissement tertiaires de l'Ardenne centrale et ses enseignements», op. cit., a montré où pouvait conduire une analyse très soignée des replats et des altérations anciennes. A. PISSART, 1962, «Les aplanissements tertiaires et les surfaces d'érosion anciennes de l'Ardenne du Sud-Ouest», op. cit., donne une description détaillée des lambeaux de la pénéplaine post-hercynienne exhumée. R. SOUCHEZ, 1966, «Influences paléoclimatiques sur le modelé du plateau gréseux de Lorraine belge», *Ann. Géogr.*, 76, p. 401-409 et M. SOUCHEZ-LEMMENS, 1967, «L'évolution de la Lorraine belge nord-orientale ou néogène», *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 90, 151-171, ont montré le rôle que les ferruginisations et les silicifications pouvaient jouer dans les raccords des différentes surfaces d'érosion. Une excellente synthèse des connaissances se rapportant aux surfaces d'érosion anciennes et aux aplanissements tertiaires a été présentée par J. ALEXANDRE, 1976, «Les surfaces de transgression exhumées et les surfaces d'aplanissement», *Géomorphologie de la Belgique*, op. cit. p. 75-92.

Postérieurement à cet article, il faut citer principalement: A. DEMOULIN, 1986, qui a étudié, à l'Est de la vallée de l'Ourthe «Les surfaces d'érosion crétaciques et paléogènes du Nord de l'Ardenne-Eifel», *Zeitschr. für Geom.*, t. 30, p. 53-69.

Dans la *Géomorphologie de Belgique* (1976) que nous venons de mentionner, C. EK et A. OZER ont décrit, p. 9-16, l'extension des dernières mers tertiaires dans notre

pays. Pour des études plus détaillées, citons: R. TAVERNIER et J. DE HEINZELIN, 1962, «De cardium lagen van West-Vlaanderen», *Natuurw. Tijdschr.*, 44, p. 49-58; G. DE MOOR et I. HEYSE, 1978, «De morfologische evolutie van de Vlaamse Vallei», *De Aardrijksk.*, p. 343-374; R. PAEPE & R. VAN HOORNE, 1976, «The Quaternary of Belgium and its relationship to the stratigraphical legend of the geological map», *Expl. cart. géol. min. Belgique*, Mém. 18, 38 p.

Les conséquences morphologiques des fluctuations du niveau de la mer au Pléistocène récent dans le bassin de l'Escaut ont été décrites dans R. TAVERNIER et G. DE MOOR, 1974, «L'évolution du bassin de l'Escaut», op. cit.

6. L'origine du réseau hydrographique

Le travail déjà cité de J. CORNET, 1904, et celui de J. DE HEINZELIN, 1963, «Le réseau hydrographique de la région gallo-belge au Néogène. Essai de reconstitution», *Bull. Soc. belge Géol.*, 72, p. 137-148, donnent des synthèses toujours très enrichissantes sur la formation du réseau des rivières belges.

La discussion la plus récente se rapportant à tout le réseau hydrographique du bassin de la Meuse a été présentée en 1974 par A. PISSART, «La Meuse en France et en Belgique. Formation du réseau hydrographique. Les terrasses et leurs enseignements», *L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord Méridionale*, op. cit., p. 105-131.

Pour le bassin de l'Escaut, les travaux de A. BRIQUET, 1906, «Contribution à l'étude des origines du réseau hydrographique du Nord de la Belgique», *Bull. Soc. Belge Géologie*, 20, p. 72-82 et de A. RUTOT, 1897, «Les origines du Quaternaire de la Belgique», *Bull. Soc. Belge Géologie*, Mém., 140 p., ont posé le problème de la Vallée Flamande. Celui-ci a été formulé par R. TAVERNIER, 1946, «L'évolution du Bas-Escaut au Pléistocène supérieur», *Bull. Soc. belge Géologie*, 55, p. 121-137. Cette question a été développée par G. DE MOOR dans de nombreuses publica-

tions qui sont citées dans R. TAVERNIER et G. DE MOOR, 1974, «L'évolution du bassin de l'Escaut», *L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale*, op. cit., p. 159-233.

La dernière synthèse abrégée se rapportant à tout le réseau hydrographique de la Belgique a été écrite par A. LAURANT in *Géomorphologie de la Belgique*, op. cit. p. 29-50. Depuis lors, seules des modifications secondaires ont été apportées, p. ex. A. PISSART et E. JUVIGNE, 1982, «Un phénomène de capture près de Malmédy: la Warche s'écoulait autrefois par la vallée de l'Eau Rouge», *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 105, p. 79-86.

7. La morphologie fluviale

Un bref aperçu de la problématique générale se rapportant à la morphologie fluviale a été présenté par G. DE MOOR, 1984, «Over de rol van de fluviale dynamiek in de waterbevoorrading», *Congresboek Water voor Groen*, Brussel, Vereniging voor groenverzekening, p. 150-174. Les terrasses de la Meuse et de ses affluents sont considérées dans le travail déjà cité de A. PISSART, 1974, «La Meuse en France et en Belgique». Celles du bassin de l'Escaut ont été décrites dans le travail de R. TAVERNIER et G. DE MOOR, 1974, «L'évolution du bassin de l'Escaut», op. cit. Un court résumé de ces travaux a été présenté par S. ALEXANDRE-PYRE & M. KUPPER, 1976, «L'évolution des rivières», *Géomorphologie de la Belgique*, op. cit., p. 51-74.

Une étude extrêmement détaillée des terrasses localisées au Nord de Maastricht et de la plaine alluviale de la Meuse dans la même région a été publiée par E. PAULISSEN, 1973, *De morfologie en de kwartairstratiografie van de Maasvallei in Belgisch Limburg*, op. cit.

Les raccords entre les terrasses décrites en amont de Liège par A. M. CLAIRBOIS, 1959, «L'évolution de la Meuse entre Liège et Anseremme au cours du Quaternaire», *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 82, p. 213-233 et celles connues en aval de cette ville par l'étude de P. MACAR, 1938, «Compte rendu de l'excursion du 24 avril

1938, consacrée à l'étude des terrasses de la Meuse entre Liège et l'Ubagsberg (Limbourg hollandais)», *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 61, p. 224-237, ne sont pas évidents. Les corrélations proposées ici se basent sur un travail de fin d'études inédit: F. RENARD, 1980, «Etude des terrasses de la Meuse liégeoise entre Cointe et Lixhe. Leurs raccords avec les terrasses en amont et en aval», Sc. Géographiques, Univ. de Liège. Mentionnons encore deux recherches récentes au sujet des terrasses de l'Escaut: P. KIDEN, 1990, «The late glacial and holocene evolution of the Middle and Lower River Scheldt, Belgium» in STARKEL, K. GREGORY & J. THORNES (édit.): *Fluvial processes in the temperate zone during the last 15,000 years: Temperate paleohydrology*, Chichester, Wiley (sous presse), et J. VANDENBERGHE, P. PARIS, C. KASSE, M. GOUMAN & L. BEYENS, 1984, «Palaeomorphological and botanical evolution of small lowland valleys. A case study of the Mark valley in Northern Belgium», *Catena*, vol. 11, p. 229-238.

8. Les phénomènes karstiques

Un ouvrage fondamental sur les phénomènes karstiques de Belgique a été publié très tôt. A. VANDENBROECK, E.A. MARTEL & E. RAHIR, 1910, *Les cavernes et les rivières souterraines de la Belgique*, Bruxelles, 1592 p.

L'article sur les phénomènes karstiques du présent ouvrage est un raccourci du chapitre de C. EK, 1976, in *Géomorphologie de la Belgique*, op. cit., p. 137-157. Des phénomènes particuliers ont été étudiés par M. GEWELT, 1985, «Cinétique du concrétionnement dans quelques grottes belges: apport des datations ^{14}C et $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ », *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 108, p. 267-273 et par A. PISSART, B. VAN VLIET LANOE, C. EK et E. JUVIGNE, 1988, «Des traces de glace de ségrégation dans la grotte de Remouchamps (Belgique): conséquences en ce qui concerne la sédimentation et la paléoclimatologie», *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 111, p. 125-133. L'ouvrage le plus récent sur le karst belge, qui, par ailleurs, donne

le plus de références, est C. EK et K.H. PFEFFER (ed.) 1984, «Le karst belge», *Kölner Geographische Arbeiten*, Heft 45, p. 1-168.

9. La morphologie périglaciaire

Les phénomènes périglaciaires fossiles de la Belgique ont été déjà décrits par R. TAVERNIER, 1945, «Phénomènes périglaciaires en Belgique», *SOBEG*, 14, p. 112-133 et par R. MARECHAL & G.C. MAARLEVELD, 1955, «L'extension des phénomènes périglaciaires en Belgique et aux Pays-Bas», *Meded. Geol. Sticht.*, NS 8, p. 77-86.

Les structures périglaciaires ont aussi donné lieu à de très nombreuses recherches. Nous citerons entre autres R. PAEPE & A. PISSART, 1969, «Periglacial structures in the late-Pleistocene stratigraphy of Belgium», *Biul. Peryglacj.*, 20, p. 321-326; F. GULLENTOPS & E. PAULISSEN, 1978, «The drop soil of the Eisden type», *Biul. Peryglacj.*, 27, p. 105-115; et G. DE MOOR, 1980, «Periglacial structures in the upper-pleistocene infilling of the Flemish Valley (NW. Belgium)», *Biul. Periglacj.*, 28, 275-288.

Les publications relatives à la description de morphologies périglaciaires ne sont pas nombreuses. La mise au point la plus récente sur les viviers des Hautes-Fagnes est due à A. PISSART, 1987, in *Géomorphologie périglaciaire*. Texte des leçons de la Chaire Francqui, Labor. Géomorphol. Univ. Liège, 135 p. Les aplanissements quaternaires développés dans les roches paléozoïques ont été décrits par J. ALEXANDRE, 1958, «Les modelés quaternaires de l'Ardenne centrale...», op. cit. G. SERET, 1957, en a décrit le plus bel exemple de Belgique, la dépression de Focant, «Les terrasses et les formes associées dans le bassin de la Lesse inférieure», *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 80, p. 355-378. Le lecteur trouvera aussi dans l'article de J. ALEXANDRE une bonne mise au point sur l'origine des vallées asymétriques.

Dans ce domaine existe aussi une très abondante littérature dont les principaux titres sont mentionnés dans A. PISSART, 1976, *Géomorphologie de la Belgique*, op. cit.

Les accumulations pierreuses des Hautes-Fagnes ont fait l'objet de plusieurs publications, p. ex. A. PISSART, B. BASTIN, E. JUVIGNE et J. THOREZ, 1975, «Etude génétique, palynologique et minéralogique des dépôts périglaciaires de la vallée de la Soot», *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 98, p. 415-439.

10. La morphologie éolienne

Une description générale de la couverture de loess et de sables éoliens a été donnée par R. TAVERNIER et R. MARECHAL, 1959, «De bodemassociatiekaart van België», *Natuurwet. Tijdschrift*, 41, p. 161-204. La morphologie proprement dite des sables de couverture a été décrite entre autres par F. GULLENTOPS, E. PAULISSEN & J. VANDENBERGHE, 1981, «Fossil periglacial phenomena in NE-Belgium», *Biul. Peryglacj.*, 28, p. 345-365; par J. DE PLOEY, 1964, «Dek- en stuifzanden in het Antwerpse havengebied», in *Verslagboek 4^e Intern. Havenkongres*, K.V.I.V., Antwerpen, p.8-9 et aussi par I. HEYSE, 1979, «Geomorphological mapping of flat regions in Flanders (Belgium), the morphology and evolution of the coversands in the Flemish Valley», *Proc. 15th Meet. I.G.U. Comm. Geomorph. Survey*, Modena, p. 55-69. En ce qui concerne les dunes continentales, voir entre autres le travail de L. PEETERS, 1943, «Les dunes continentales de Belgique», *Bull. Soc. belge Géol.*, 52, p. 51-61.

Pour les accumulations dunaires littorales, le travail le plus important, abordant tous les aspects de la formation, de l'âge et de l'évolution des dunes est de F. DEPUYDT, 1972, *De Belgische strand en duinformaties...*, op. cit. supra.

Récemment, R. DE CEUNYNCK, 1985, «The evolution of the coastal dunes in the western Belgian coastal plain», *Eiszeit. Gegenwart.*, 35, p. 33-41, a apporté une vue nouvelle sur le développement des dunes côtières.

11. L'évolution holocène et les processus actuels

Les effets morphologiques de l'érosion des sols par le splash et le ruissellement ont été étudiés principalement par A. BOLLINNE, 1975, «La

mesure de l'intensité du splash sur sol limoneux: mise au point d'une technique de terrain et premiers résultats», *Pédologie*, 25, p. 119-210 et par J. DE PLOEY, «Enkele bevindingen betreffende erosieprocessen en hellingsevolutie op zandig substraat», *BEVAS*, 41, p. 43-67 ou dans une synthèse récente de 1986: *Bodemerosie in de lage landen. Een Europees milieu-probleem*, Leuven, Acco, 108 p., J. DE PLOEY & D. GABRIELS, 1980, «Measuring Soil loss and experimental studies», *Soil Erosion* (M.J. KIRKBY & R.C. MORGAN, eds.), p. 63-108. Une bibliographie plus importante sur le sujet peut être trouvée dans la publication de J. DE PLOEY, 1988, «The Leuven Laboratory of experimental Geomorphology», *SOBEG*, 1988, 57, p. 13-18. A. BOLLINNE et P. ROSSEAU, 1978, «L'érodibilité des sols de moyenne et haute Belgique. Utilisation d'une méthode de calcul du facteur K de l'équation universelle de perte de sol», *Bull. Soc. Géogr. Liège*, 14, p. 127-140, ont donné une image, pour le Sud de la Belgique, de la susceptibilité qu'ont les sols à l'érosion.

M. VAN MOLLE, 1985, «Soil erosion mapping», in «Recent trends in physical geography in Belgium», *Study Series VUB, NS20*, 205 p., considère le problème de la cartographie de l'érosion des sols.

En ce qui concerne les travaux récents sur l'évolution holocène des plaines alluviales, nous citerons les travaux suivants: M. MYS, F. GULLENTOPS, M. JANSSENS & H. STINISSEN, 1983, «De holocene evolutie van de alluviale vlakte van de Beneden Schelde», *BEVAS*, 52, p. 7-33; W. HUYBRECHTS, 1985, «Profile type maps of alluvial deposits. The case of the Mark River, Belgium», *Zeitschr. Geom.*, SB 55, p. 113-120 et aussi P. KIDEN, 1989, «The late Holocene evolution of the perimarine part of

the river Scheldt», in STARKEL et al., op. cit.; J.P. HENRIET & G. DE MOOR, «The Quaternary and Tertiary geology of the Southern Bight, North Sea», Gent, *RCMG*, p. 173-184.

Les effets morphologiques de l'action des sources ont été considérés par G. DE MOOR, 1984, «Fluviatile morfologie», op. cit. L'accroissement des transports en suspension de la Meuse au cours du dernier siècle est démontrée dans G. LEMIN, G. KOCH, G. HURTGEN et A. PISSART, 1986, «Les transports en suspension de la Meuse, de l'Ourthe et de la Hoegne», *Bull. Soc. Géogr. Liège*, t. 22-23, p. 39-61.

12. La côte et le plateau continental belge

Les idées classiques sur l'évolution holocène de la zone côtière belge peuvent être trouvées dans R. TAVERNIER et J. AMERYCK, 1970, «Kust, Duinen, Polders», Atlas de Belgique, planche 17, Comment., 32 p.

Plus récemment, les publications suivantes ont apporté des contributions à ce problème: C. BAETEMAN, 1985, «Development and evolution of sedimentary environments during the Holocene in the Western coastal plain of Belgium», *Eiszeit. Gegenwart.*, 35, p. 23-32; W. KÖHN, 1989, «The holocene transgression of the North Sea Jade Bay and the Belgian coastline», *Essen. Geogr. Arb.*, 17, p. 109-152; et F. MOSTAERT & G. DE MOOR, 1989, «Eemian and holocene sedimentary sequences on the Belgian coast and their meaning for sea level reconstruction», in P. HENRIET & G. DE MOOR (eds.): *The Quaternary and the Tertiary geology on the Southern Bight, North Sea*, Gent, R.C.M.G., p. 137-148.

L'hydrodynamique du domaine côtier et de l'Escaut Maritime a été discutée par R. CODDE & L. DE KEYSER, 1967, «Noordzee, Kust/Scheldemondding/Zeeschelde», Atlas de Bel-

gique, planche 18, Comment., 64 p.; C. VAN CAUWENBERGHE, 1981, *Overzicht van de tijwaarnemingen langs de Belgische Kust* (1971-1980), Brussel, Ministerie van Openbare Werken, a donné des indications sur les mouvements récents de la mer.

Des données plus générales sur les mouvements holocènes dans la partie méridionale de la Mer du Nord se trouvent dans R. TAVERNIER & F. MOORMAN, 1954, «Les changements du niveau de la mer dans la plaine maritime flamande pendant l'Holocène», *Geol. en Mijnb.*, NS 16, p. 201-206; S. JERGERMA, 1961, *Holocene sea level changes in the Netherlands*, Meded. Geolog. Sticht., Serie C-VI, 101 p.; O. VAN DE PLAS, 1982, «Sea level change and water-level movements in the Netherlands during the Holocene», «Sandbanks off the Belgian coast», in G. PICHOT, op. cit. p. 179-195. Meded. Rijks Geol. Dienst, 36, p. 1-93; J. SHENNAN, 1987, «Holocene sealevel changes in the North Sea Region», in M. TOOLEY & I. SHENNAN (eds.): *Sea level changes*, Oxford, Blackwell, p. 107-151; ainsi que KÖHN, 1989, op. cit.

La pénétration de la marée dans le domaine péri-marin de l'Escaut intérieur a été récemment encore étudiée par P. KIDEN, «Holocene water level movements in the Lower Scheldt perimarine area», in C. BAETEMAN (edit.), *Quaternary sea-level investigations from Belgium*, Prof. Pap., 241, Belg. Geol. Dienst, Brussel, Aardk. Dienst België, 19 p.

L'érosion récente de la côte belge a été discutée par G. DE MOOR, 1979, «Recent beach evolution along the Belgian North Sea Coast», *Bull. Soc. belge Géol.*, 88, p. 143-157; et G. DE MOOR, 1988, «Neo-holocene coastal and beach evolution along the Belgian coast», *Journ. Coast. Research*, Spec. Iss. 3, p. 71-75.

P. KONINGS, 1990, «Shallowing of the Blankenberge Harbour Entrance:

morphodynamical evolution and sediment transport processes», *Natuurwet. Tijdschr.* (sous presse) décrit les transports éolien et marin le long de la côte belge.

F. GULLENTOPS, 1974, «The Southern North Sea during the Quaternary» in *Centenaire de la Soc. Géol. Belgique*, op. cit., p. 273-280, a discuté de l'évolution de la Mer du Nord pendant le Quaternaire. Une synthèse plus récente peut être trouvée dans l'article de G. DE MOOR, 1986, «Het Continentaal Platform van de Noordzee gedurende het Kwartair», *Water*, 31, p. 6-9 et aussi dans J.P. HENRIET & G. DE MOOR, 1989, *The Quaternary and Tertiary geology of the Southern Bight, North Sea*, Gent, R.C.M.G., 241 p.

Concernant la morphologie, la morphodynamique et la dynamique des sédiments sur le plateau continental belge, on peut trouver des résultats de recherche récents dans les travaux qui sont mentionnés ci-dessous: A. VAN CAUWENBERGHE, 1971, «Hydrografische analyse van de Vlaamse Banken langs de Belgisch-Franse Kust», *Ingenieurstijd*, 20, p. 141-149; G. DE MOOR, 1986, «Geomorfologisch onderzoek op het Belgisch Continentaal Plat», *BEVAS*, 55, p. 133-174; G. DE MOOR & J. LANCKNEUS, 1988, «Acoustic tele-detection of Sea-bottom structures in the Southern Bight», *Bull. Soc. belge Géol.*, 97, p. 199-210; G. DE MOOR, J. LANCKNEUS, F. VAN OVERMEIRE, P. VAN DEN BROECK & E. MARTENS, 1989, «Volumetric analysis of residual sediment migrations of continental shelf sands in the Southern Bight (North Sea)», in G. PICHOT (edit.), «Progress in Belgian oceanographic research 1989», Brussels, MUMM, p. 129-146; I. VLAEMINCK, R. HOUTHUYS & F. GULLENTOPS, 1989, «A morphological study of sandbanks off the Belgian coast», in G. PICHOT, op. cit., p. 179-195.