

**Le réseau hydrographique de la région gallo-belge au Néogène.
Essais de reconstitution,**

par J. DE HEINZELIN.

Les cartes présentées ici sont certainement erronées sur beaucoup de points et elles ne sont souvent exactes qu'en apparence. Elles visent plutôt à donner une vue d'ensemble de la disposition des grands bassins hydrographiques au cours de deux périodes du Néogène. Périodes et non moments car chaque carte est une présentation synthétique, concentrée, d'états de choses qui n'ont pas forcément été tous contemporains de façon absolue, mais qui n'en furent pas moins liés de manière cohérente dans le déroulement de la géologie historique.

La physiographie d'une région est en effet en perpétuel devenir; des transformations lentes et continues qui se sont accomplies partout, on peut essayer de donner quelques images statiques, comme autant de coupes dans le temps, tel que le moment actuel nous en présente une. Les reconstitutions de la géologie historique ne peuvent évidemment prétendre être ni aussi exactes ni aussi instantanées; le pouvoir de résolution des méthodes d'analyse paléogéographique et de datation est insuffisant pour cela. Les reconstitutions paléogéographiques peuvent légitimement restituer des états moyens compris dans une certaine gamme du temps.

C'est ce que j'ai tenté de faire pour la région gallo-belge, d'une part aux environs de la fin du Miocène et d'autre part aux environs de la fin du Pliocène (1).

Ces reconstitutions mériteront certainement des critiques, on pourra les taxer de spéculations faussement précises. Il a fallu qu'une nécessité trop souvent ressentie me décide à passer

(1) Dans l'état actuel des connaissances, on ne peut songer à essayer de reconstituer le réseau hydrographique de l'Oligocène supérieur et du Miocène inférieur, longue période continentale qui se termina par le mouvement transgressif à la base duquel se trouvent les graviers de Burcht, de Wemmel et d'Elsloo. Il serait plus vain encore d'essayer de pousser les reconstitutions jusqu'à l'Oligocène inférieur ou au Landénien, dont certains faciès régressifs fluvio-continentaux sont conservés : Kerkomien et Landénien continental. (Réponse à une observation de M. GULLENTOPS.)

par-dessus les lacunes d'information pour laisser jouer sa partie à l'imagination.

Cette nécessité s'est imposée par les questions répétées des étudiants et des collègues étrangers au cours des excursions classiques dans le Néogène belge. Tous s'efforcent de se figurer les conditions de sédimentation, les causes de la répartition des formations, mais chacun reste insatisfait car trop de données contradictoires s'affrontent.

D'une part, les vues exprimées par J. CORNET dans son étude sur l'évolution des rivières belges ou celles de A. BRIQUET restent très généralement acceptées. Elles situent l'installation du réseau hydrographique belge à la suite du retrait du « Pliocène diestien » ou pendant le façonnement de la pénéplaine à « sédiments pauvres ».

D'autre part, la stratigraphie, l'extension et les datations relatives des formations marines et continentales ont été depuis remis en question; le fait, entre autres, que le Diestien soit miocène supérieur et non plus pliocène n'est pas une mince altération aux vues anciennes.

Plus que tout, l'ensemble des arguments applicables à la paléogéographie du Néogène a crû, en ces dernières années, considérablement. J'ai ici tenté de les rassembler, en les extrapolant si nécessaire : Weald, Nord de la France, bassin d'Anvers, Campine, terrasses fluviales des Ardennes et du Condroz, bassin des lignites du Rhin notamment ont, aux mains de différents chercheurs, donné lieu à une abondante littérature riche en faits nouveaux.

L'importance des déformations tectoniques et epirogéniques récentes est aujourd'hui mieux reconnue qu'autrefois. Axes de bombement, plis monoclinaux et cassures sont devenus des facteurs géomorphologiques là où on ne voyait autrefois qu'immobilisme. Bien qu'avec de notables restrictions, les vues de STEVENS se sont imposées. Seule une partie de ces éléments tectoniques est figurée sur la carte : les axes de bombement principaux et le bord du fossé tectonique du Rhin.

Les deux reconstitutions ici présentées se situent, l'une vers la fin du Miocène supérieur et l'autre vers la fin du Pliocène supérieur, c'est-à-dire respectivement vers la fin du cycle sédimentaire diestien-deurnien et vers la fin du cycle sédimentaire scaldisien, début merksemien. Ces deux périodes correspondent à des stabilisations momentanées des transgressions et régressions et sont les plus propices aux corrélations.

État fin-miocène.

On admet les prémisses de base suivants : Transgression du Diestien = Deurnien = formation du sommet des collines flamandes = Lenham beds.

A l'ouest, la transgression marine a entièrement contourné le Weald, surélévation anticlinale déjà nettement marquée dans la topographie, depuis le début de l'Oligocène au moins. La côte s'est établie le long des North Downs, où devait se dessiner une ligne de falaises se prolongeant jusqu'au Nord du Boulonnais actuel. Weald et Boulonnais réunis étaient considérablement moins dissectés et plus élevés qu'à présent, gardant encore la forme d'ensemble du bombement anticlinal.

Il n'y a pas de raison de croire avec WOOLDRIDGE que la transgression envahit Artois et Picardie. Les collines résiduelles des Monts de Flandre, des Noires Mottes à la région de Renaix ne sont sans doute pas loin de jalonner le rivage ancien; on ne retrouve plus au sud aucun débris des formations rubéfiées qui les couronnent.

Les réseaux de la Canche, de l'Authie, de la Somme, de la Bresle, des rivières du Pays de Caux, du Bray, de Picardie, du Thelle et du Valois montraient déjà une étroite adaptation à la structure épirogénique de larges synclinaux et anticlinaux. Dans ses grandes lignes, cette structure remonte à l'Oligocène ou au-delà, tout comme le bombement du Weald.

Les formations régressives de la fin du cycle sédimentaire miocène sont encore présentes au sommet des collines de Renaix. Parmi les éléments d'origine continentale qui y apparaissent, il faut surtout mentionner les oolithes silicifiées ou kiezeloolieten (cf. BRIQUET, GULLINCK, DE HEINZELIN, Compte rendu des excursions du Symposium sur le Néogène nordique). Elles n'y sont pas exceptionnelles et sont accompagnées de quantité de composants siliceux d'origine lointaine : quartz, jaspé, quartzite. Ces composants ne peuvent provenir du Boulonnais, où Jurasique et Primaire n'étaient encore guère dénudés. C'est aux apports du bassin de la Haute-Meuse qu'on peut les attribuer avec le plus de vraisemblance, bassin à ce moment détourné vers l'ouest au-devant du Massif de Rocroi et du bombement des Ardennes. Il comprend, outre la Haute-Meuse, la Haute-Aisne et l'Aire (aujourd'hui du bassin de la Seine), le Chiers et la Semois (autrement partagés qu'aujourd'hui), la Haute-Oise

et la Haute-Somme et les équivalents anciens du Haut-Escaut, de la Helpe et de la Haute-Haine.

C'est aux apports de la Haute-Oise et des petits fleuves côtiers descendant de l'Artois qu'on peut attribuer les composants « silex » des formations régressives du sommet des collines de Renaix, qui sont les plus abondants. Ces graviers de silex sont souvent de grande taille, anfractueux, peu roulés, plus souvent globuleux que plats et ovales, c'est-à-dire non marins; ils ne peuvent provenir de bien loin sur le continent. Les composants mosans sont de dimensions plus petites et beaucoup plus roulés.

La crête de partage des bassins de la Seine et de la Meuse était à peu près délimitée par la Falaise de l'Île-de-France dans le Laonnais, relayée plus au sud par la Falaise de Champagne.

Au nord du bassin de la Meuse, les rivières de Moyenne- et Haute-Belgique se disposent avec une relative régularité. Les cours inférieurs, notamment ceux de la Dendre, de la Senne, de la Dyle, de la Gette présentent une orientation vers le NNE à NE, sans doute celle du réseau conséquent oligocène, probablement rupélien. Les directions nord-sud et est-ouest des cours supérieurs sont conséquentes aux axes de surélévation et probablement plus anciennes.

La disposition du réseau qui, du Massif de Rocroi se dirige vers le nord, essentiellement la Meuse de Dinant prolongée, explique pourquoi des galets des roches ardennaises peuvent se trouver au nord du sillon Sambre-et-Meuse.

L'Entre-Sambre-et-Meuse a joué depuis longtemps le rôle d'une crête de partage orographique, comparable en cela au massif de l'Arrouaise plus à l'ouest.

Le sillon Sambre-et-Meuse n'étant pas encore dessiné, la Basse-Meuse n'était en fait que le cours inférieur de l'Ourthe-Amblève.

Ce cours et celui du Rhin sont figurés en relation avec le bassin des lignites du Rhin, dont l'origine tectonique est patente. Cette figuration est en toute rigueur anachronique car le Miocène supérieur correspond à l'extrême fin de colmatage du bassin, bien après les dépôts de lignite exploitables. Les Fishbach Schichten qui sont l'extension probable du Diestien, se déposent encore localement.

On sait que les formations continentales du Rhin et de Westphalie, d'âge Miocène moyen, sont riches en oolithes silicifiées

et autres roches d'origine jurassique. Ces galets n'ont pu être apportés que par la Moselle, à laquelle une partie du bassin de la Haute-Meuse se trouvait incorporée.

Les affluents de la Seine ont une disposition sensiblement conséquente aux pentes des couches, avec cuestas ou futures cuestas. L'Oise ne draine encore que le Valois et le Thérain. Aisne, Suipe et Vesle sont drainées par l'Ourcq et ne dépassent pas en amont la Falaise de Champagne.

Etat fin-pliocène.

On admet les prémisses de base suivants : Sommet du Scaldisien = Sables et lignites de Mol = Argile de Reuver = Walton Crag.

L'Angleterre est à ce moment solidement réunie au continent. Le Weald-Boulonnais est un isthme et non plus une presqu'île. La mer du Nord est une baie ouverte vers le Nord, sans plus aucune communication méridionale, situation favorable à la disparition progressive des espèces lusitaniennes et méditerranéennes, indépendamment de l'emprise croissante de conditions climatiques plus froides.

Le drainage des North Downs s'étend vers le Nord à la suite de la régression du rivage. La Tamise n'existe pas encore. Le système hydrographique n'a été déporté vers le Sud à son emplacement actuel que bien plus tard, par l'avancement du front des glaciers elsteriens. Les drainages des South Downs, de la Canche, de l'Authie et de la Somme sont, eux, relativement raccourcis, la Manche empiétant sur la retombée sud de l'anticlinal.

Les anciens ravins côtiers de l'Aa, de la Licque, de la Lys se prolongent vers le Nord et construisent tout un réseau hydrographique conséquent. Celui de la Lys est le plus important mais est encore loin de ressembler à ce qu'il est aujourd'hui. Les tronçons de la Haute-, de la Moyenne- et de la Basse-Lys sont séparés; l'Escaut est encore absent. Les reliefs de cuestas des régions d'Ypres, Aalter, Oedelem et du Brabant ne sont pas encore dessinés. Le prolongement des vallées vers le Nord explique les épaisses accumulations caillouteuses qu'on retrouve aujourd'hui, reprises à divers degrés au sein de formations plus jeunes dans les régions de Zonnebeke, Kruishautem, Oedelem.

Le bassin de la Meuse a largement changé d'aspect, tout son cours inférieur et moyen est commuté vers l'Est. Le sillon

Sambre-et-Meuse s'est installé par érosion différentielle tandis qu'une érosion régressive causait la capture de la Haute-Meuse à travers le massif de Rocroi ⁽¹⁾. C'est à cette double disposition qu'est due la répartition des paquets de graviers mosans à oolithes silicifiées, la plupart cartographiés *Onx* sur la Carte géologique de Belgique. Il s'en trouve un peu au nord de Namur, comme contenus dans une large boucle de méandre ancien, mais ils n'atteignent pas le Brabant ni le centre de la Hesbaye.

Les Sables de Mol contiennent eux aussi des oolithes silicifiées; ils résultent sans doute des apports communs de la Meuse et du Rhin.

Les conditions de sédimentation des Sables et Lignites de Mol répètent à peu de chose près celles des Lignites du Rhin, dans une baie protégée des effets de marée. L'Argile de Reuver, contemporaine, s'est déposée dans un bras fluvial adjacent.

Le bassin du Rhin s'est agrandi des rivières autrefois drainées séparément vers le fossé de Westphalie : Roer, rivières de l'Ahrgebirge et du Bergischesland.

Le bassin de la Moselle a peu évolué; au contraire, le bassin de la Haute-Meuse a subi des retouches importantes : naissance de la Sormonne, extension de la Semois aux dépens du Chiers, capture de la Haute-Aisne par la Seine au travers du Vallage.

Entre les réseaux de la Lys et de la Meuse s'étendirent ceux de Moyenne-Belgique vers le NNE à NE. Croisant l'ancien cours de la Meuse, la Haute-Oise et avec elle la Scarpe, le Haut-Escaut et la Haute-Sambre vinrent joindre temporairement les troncs de la Dendre-Senne-Dyle. Il faut sans doute y voir l'origine des grands paquets de cailloutis de silex qui tapissent les plateaux du Brabant et qui sont visibles à Quenast, Braine-l'Alleud et au Sud de l'agglomération bruxelloise notamment.

Ces cailloutis ne peuvent provenir que d'une région pourvue de larges affleurements de Crétacé sénonien-turonien, soit l'Artois et le Vermandois. Ils ne contiennent pas d'oolithes silicifiées, preuve de leur indépendance par rapport au bassin

(1) Il va sans dire que l'incision de capture était loin d'avoir atteint l'aspect spectaculaire du défilé qui existe aujourd'hui. La commutation de la Meuse d'Ouest en Est a sans doute tenu à peu de chose, au moment où le bombement du Massif de Rocroi était à peine dessiné. (Réponse à une observation de M. GULLENTOPS.)

de la Meuse (1). Les galets de silex du Brabant sont nettement plus roulés que ceux, analogues, des Collines de Flandre mais comme eux globuleux et parfaitement continentaux. Ils ne s'étendirent pas sur le Hageland, lequel se présentait à ce moment comme un plateau peu disséqué, déjà limonitisé en surface ou en cours de limonitisation.

Un témoignage stratigraphique important est fourni par l'apparition sporadique de galets de silex et de débris rubéfiés dans les faluns et coquilliers du Scaldisien supérieur, surtout la base du Falun du Luchtbal ou des Sables de Kallo.

État actuel.

La Tamise a pris son emplacement actuel au Pléistocène moyen, après qu'elle eût été repoussée vers le Sud par les glaciers elsteriens.

La Stour et la Medway conservent leur disposition primitive tout en captant des réseaux à l'intérieur du Weald.

Les fleuves des South Downs sont fortement tronqués en aval. Il en est de même des réseaux du Hem et de l'Aa au Nord du Boulonnais et de ceux de la Canche, l'Authie, la Somme, la Bresle et des rivières du Pays de Caux au Sud.

Le Boulonnais a réalisé son propre drainage.

La Somme a capté une partie du réseau de la Thierache, contournant Santerre et Vermandois.

L'Oise a complété de son côté son extension amont, au-delà du Laonnais. Elle s'est, d'autre part, adjoint l'Aisne aux dépens de l'Ourcq, par la capture du Soissonais, et l'Aire aux dépens de la Meuse.

Le bassin occidental de la Moselle s'est peu modifié, étant limité par les reliefs importants des Côtes de Meuse, de la cuesta bajocienne et l'Ardenne.

Rhin et Meuse ont établi un estuaire commun, colmatant progressivement le fossé de Roermond. L'extension glaciaire saalienne a modifié le cours inférieur du Rhin, au même titre que l'extension elsternienne avait modifié celui de la Tamise.

Les bassins de Moyenne-Belgique ont subi des modifications

(1) Théoriquement, il pourrait s'en trouver d'extrêmement dispersées provenant du remaniement des dépôts de l'ancien estuaire mosan que Haute-Scarpe, Haut-Escaut et Haute-Oise ont dû croiser. (Réponse à une observation de M. LEGRAND.)

considérables, où l'influence de mouvements épirogéniques n'est pas douteuse. Bombements des anticlinaux, dépressions et subsidences se sont amplifiés suivant des traits tectoniques depuis longtemps actifs pour la plupart. Outre des déformations à grande échelle, comme le Weald et la fosse de Roermond, se dessinent un certain nombre de déformations marginales et de moindre ampleur, notamment la dépression de la Haute-Lys, celle de la Scarpe et celle de la Haine. Celles-ci ont favorisé l'extension en amont du bassin de l'Escaut, bassin de nature tout à fait hybride qui ne s'est que très tardivement réalisé sous son aspect actuel ⁽¹⁾. Il se peut aussi que les Collines de Flandre soient liées à un phénomène épirogénique ou à une fracture.

Le bassin de la Meuse s'est relativement moins modifié. Il s'est rétréci en amont, où il n'occupe plus qu'un étroit défilé entre les Côtes de la Meuse et les plateaux du Barrois; le sillon Sambre-et-Meuse s'est étendu par régression en amont de la Cluse de Thuin. En aval, l'alluvionnement s'est poursuivi dans l'estuaire devenu commun de l'Escaut-Meuse-Rhin.

Les mouvements épirogéniques, accompagnés ou non de dislocations mineures, ont vraisemblablement été amplifiés au Quaternaire moyen dans les régions bordières des grands inlandsis glaciaires. Bien que l'hypothèse d'un bombement circumglaciaire de compensation autour des aires sous-glaciaires déprimées soit en défaveur, il reste sans doute vrai que l'ajustement isostatique a dû se répercuter assez loin des fronts glaciaires. Sous des régions telles que le Weald, la Plaine Maritime des Flandres, les Collines de Flandre, les dépressions de la Lys et de la Haine, la fosse de Roermond, toutes situées en marge ou à moins de 150 km des moraines terminales, les pressions latérales ont pu accélérer les réajustements du substratum en profondeur. On peut donc admettre à priori qu'à chaque processus de glaciation-déglaciation ont correspondu des phases épirogénétiques majeures.

Il nous reste à évoquer une importante modification paléogéographique qui s'est réalisée au Quaternaire : l'ouverture du

(1) Les vallées de l'Escaut et de la Lys sont incisées dans de vastes replats d'âge Needien ou plus ancien. Dans les vallées elles-mêmes, les formations les plus anciennes sont d'âge Eemien. Conférer thèses de MM. DEMOOR et PAEPE, Université de Gand. (Réponse à une observation de MM. LEGRAND et MORTLMANS.)

Pas-de-Calais. Celui-ci ne peut être dû, considérant la topographie sous-marine, qu'à l'installation temporaire d'un système de drainage venant de la Mer du Nord vers la Manche, pendant une période de bas niveau de la Manche atlantique et de haut niveau de la Mer du Nord. On se doute en effet que cette dernière se vit transformée à plusieurs reprises en lac de barrage glaciaire, par la conjonction des inlandsis scandinave et britannique, dont elle recevait les eaux de fonte. C'est sans doute au cours de la première de ces périodes, l'Elster, que les eaux se sont pour la première fois frayé un chemin vers le Sud. A cette période correspond vraisemblablement la formation de la terrasse principale de la Campine, formation de débâcles glaciaires située à un niveau particulièrement élevé et sans liaison possible avec un mouvement eustatique positif.

La position de ce fleuve glaciaire se trouve esquissée notamment dans WOLDSTEDT, P., 1958, figure 5 (d'après H. VALENTIN, 1957) et dans THOMÉ, K. N., 1959, figure 1.

Cet exutoire fluvial se rétablit au cours des maxima de glaciation suivants : Riss et Weichsel-Wurm, pour autant que le nord de la Mer du Nord se trouvait barré par les glaces. Les courbes bathymétriques du fond de la Manche en indiquent encore le tracé.

Chaque déglaciation a pu, en principe, entraîner la succession des phénomènes suivants : fractionnement des masses de glace occupant la Mer du Nord, ouverture vers le nord rétablie, mise à sec de l'isthme du Pas-de-Calais au moment où la remontée eustatique des eaux n'était pas terminée, envahissement de l'isthme par les eaux marines en fin de remontée eustatique, érosion des falaises et élargissement du Pas-de-Calais.

Il suit de tout ceci que le milieu écologique de la Mer du Nord a varié dans des mesures extrêmes au cours du Pléistocène moyen et supérieur et que les connexions de l'Angleterre avec le Continent se sont établies de façon épisodique.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE.

- ABRARD, R., 1950, Histoire géologique du Bassin de Paris. (*Mém. Mus. Nat. Hist. nat.*, n. s., Sc. Terre, t. I, fasc. 1, pp. 1-103.)
- ANDERSON, H. J., 1961, Zusammenfassende Berichte über die Schichtenfolgen im Nordseebecken seit dem Ober-Oligocän. (*Meyniana*, Bd. 10, pp. 118-146.)
- 1961, Über die Korrelation des miocänen Ablagerungen im Nordseebecken und die Benennung des Stufen. (*Ibid.*, Bd. 10, pp. 167-170.)
- 1962, Tertiäre Meere in der Niederrheinischen Bucht. (*Der Niederrhein*, 29 Jahrg., Heft 1, pp. 8-11.)
- BURCK, H. D. M., VAN EERDE, L. A. AE., HARSVELD, H. M., VAN DER HEIDE, S., DE JONG, J. D., PANNEKOEK, A. J., VAN VOORTHUYSEN, J. H., TER WEE, M. W., ZAGWIJN, W. H. and ZONNEVELD, J. I. S., 1956, Geological history of the Netherlands.
- CHATWIN, C. P., 1954, East Anglia and adjoining areas. (*British regional geology, Geol. Survey and Museum*, London.)
- s. d., British regional geology : The Hampshire basin and adjoining areas. (*Ibid.*, London.)
- CHOLLEY, M. A. et collaborateurs, s. d., Carte morphologique du Bassin parisien. (*Centre Nat. Rech. Scient.*, Centre de document. cartogr.)
- CORNET, J., 1904, L'évolution des rivières belges. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. XXXI, pp. M. 262-499.)
- DALY, R. A., 1950, Strength and structure of the earth. Prentice-Hall, New York.
- DE GHELLINCK, A., LEFÈVRE, M.-A. et MICHOTTE, P.-L., 1937, Carte orohydrographique de la Belgique à 1/500.000^e avec notice. (*Atlas de Belgique*.)
- DE HEINZELIN, J., 1962, Compte-rendu des excursions. (*Mém. Soc. belge de Géol.*, Symposium sur la stratigraphie du Néogène nordique, in-8°, 6.)
- DE LAPPARENT, A.-F., 1942, Excursions géologiques dans le Bassin de Paris. Première série : Les terrains tertiaires aux environs de Paris. (*Act. Scient. et Industr.*, 910, Géologie régionale de la France : I.)
- 1946, Excursions géologiques dans le Bassin de Paris. Deuxième série : Ile-de-France tertiaire, auréoles crétacées et jurassiques. (*Ibid.*, 1004, Géologie régionale de la France : III.)
- DE MARTONNE, E., 1942, Géographie universelle. Tome VI : La France. Première partie : France physique. Libr. A. Collin, Paris.
- EDMUNDS, F. H., 1954, The Wealden district. (*British regional geology, Geol. Survey and Museum*, London.)
- FRYE, J. C., 1963, Problems of interpreting the bed-rock surface of Illinois. (*Trans. Acad. of Science Illinois*, vol. 56, 1, pp. 3-11.)

- GIGNOUX, M., 1950, Géologie stratigraphique. Éd. Masson & C^o, Paris.
- GULINCK, M., 1960, Un gisement à kiezeloolithes à Lichtaart (Campine). Comparaison avec les cailloutis à kiezeloolithes des collines flamandes. (*Bull. Soc. belge de Géologie*, t. LXIX, pp. 191-204, coupes et planches.)
- 1962, Essai d'une Carte géologique de la Campine. État de nos connaissances sur la nature des terrains néogènes recoupés par sondages. (*Mém. Soc. belge de Géol.*, Symposium sur la stratigraphie du Néogène nordique, in-8^o, 6.)
- HACQUAERT, A. et TAVERNIER, R., 1947, Excursions géologiques en Campine. (*La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe*, pp. 452-478.)
- LERICHE, M., 1913, Les régions naturelles de la Belgique. (*Rev. Univ. de Bruxelles*, 19^e année, n^o 3, pp. 185-217.)
- 1937, Compte-rendu de la Session extraordinaire de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrographie et de la Société géologique de Belgique dans le Nord et l'Est de l'Île-de-France du 18 au 22 septembre 1937. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XLVII, fasc. 4, pp. 549-667.)
- LOHEST, M., 1900, De l'origine de la vallée de la Meuse entre Namur et Liège. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 27, pp. B. CXIV-CXXIV.)
- NEVILLE, G. T., 1962, Tectonics and palaeogeography in southern England. (*Science Progress*, vol. L, n^o 198, pp. 192-217.)
- PANNEKOEK, A. J., 1959, Overzicht van de geologische geschiedenis en de Paleografie van Nederland. (*Handb. Geografie van Nederl.*, deel VI, pp. 320-341.)
- PINCHEMEL, P., 1954, Les plaines de craie du Nord-Ouest du Bassin parisien et du Sud-Est du Bassin de Londres et leurs bordures. Libr. A. Collin, Paris.
- PISSART, A., 1961, Les terrasses de la Meuse et de la Semois. La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. LXXXIV, pp. M. 1-104.)
- SHERLOCK, R. L., 1960, London and the Thames valley. (*British regional geology, Geol. Survey and Museum*, London.)
- STAMP, L. D., 1946, Britain's structure and scenery. (*The New Naturalist*, London.)
- STEVENS, CH., 1933, L'âge du réseau hydrographique belge. La tectonique plio-pléistocène en Belgique. (*Ann. Soc. sc. de Bruxelles*, t. LIII, pp. 249-270.)
- 1938, Le relief de la Belgique. (*Mém. Inst. géol. de Louvain*, t. XII, pp. 37-428.)
- TAVERNIER, R. et DE HEINZELIN, J., 1962, Introduction au Néogène de la Belgique. (*Mém. Soc. belge de Géol.*, Symposium sur la stratigraphie du Néogène nordique, in-8^o, n^o 6, pp. 7-30.)
- THOMÉ, K. N., 1958, Die Begegnung des nordischen Inlandeises mit dem Rhein. (*Geol. Jb.*, Bd. 76, pp. 261-308.)
- 1959, Das Inlandeis am Niederrhein. (*Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, Bd. 4, pp. 197-246, 1 Taf., 19 Abb., 5 Tab.)

- TRICART, J.-L.-F., 1949-1952, La partie orientale du Bassin de Paris. Étude morphologique. I : La genèse du Bassin. II : L'évolution morphologique au Quaternaire. (*Soc. d'Édit. d'Enseign. sup.*, Paris 5°.)
- VAN DER HEIDE, S., 1961, De benaming van de kwartaire afzettingen in Nederland. (*Jaarb. Geol. Sticht.*, pp. 63-66.)
- VAN VOORTHUYSEN, J. H., 1954, Crustal movements of the southern part of the North Sea Basin during Pliocene and early Pleistocene times. (*Geol. en Mijnb.*, n° 6, n. s., pp. 165-172.)
- VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT, W. A. J. M., 1938, A structural outline of the Variscan front and his foreland from South-Central England to Eastern Westphalia and Hessen. (*C. R. II^e Congr. pour l'Avancement des Études de Stratigraphie carbonifère*, pp. 1485-1565.)
- WOLDSTEDT, P., 1958, Das Eiszeitalter. Band II. Ferd. Enke Verlag.
- WOOLDRIDGE, S. W., 1926, The structural evolution of the London basin. (*Proceed. Geol. Assoc.*, t. 37, pp. 162-196.)
- WOOLDRIDGE, S. W. and GOLDRING, F., 1953, The Weald. (*The New Naturalist*, London.)
- WOOLDRIDGE, S. W. and LINTON, D. L., 1938, Some episodes in the structural evolution of SE. England considered in relation to the concealed boundary of Meso-Europe. (*Proceed. Geol. Assoc.*, t. 49, pp. 264-291.)
- 1955, Structure, surface and drainage in south-east England. G. Philip & Son Ltd.
- ZAGWIJN, W. H., 1959, Zur stratigraphischen und pollenanalytischen Gliederung des pliozänen Ablagerungen im Roertal-Graben und Venloer-Graben des Niederlande. (*Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, Bd. 4, pp. 5-26.)
- 1960, Aspects of the pliocene and early pleistocene vegetation in the Netherlands. (*Meded. Geol. Sticht.*, ser. C, III-1-n° 5.)
-

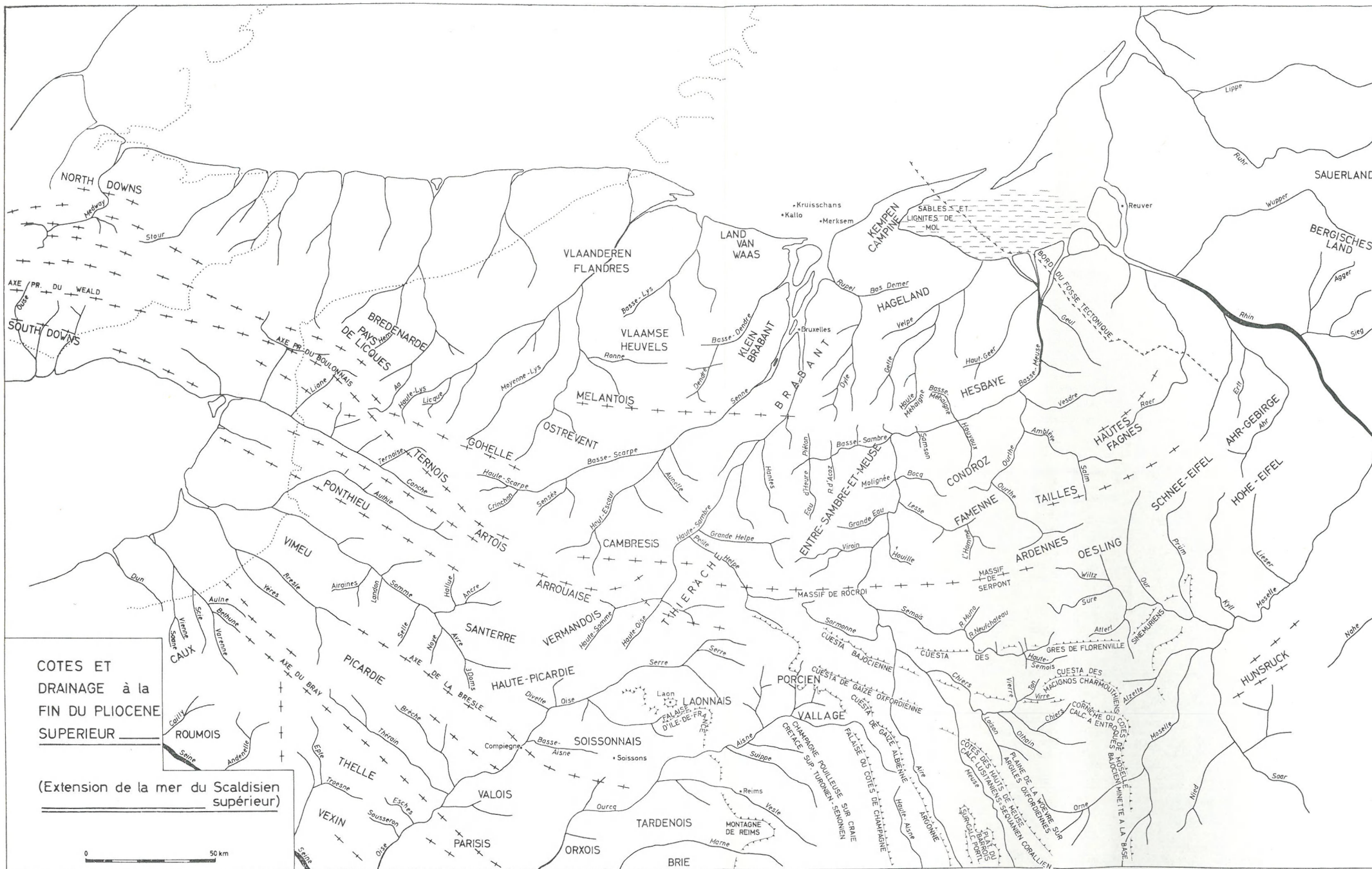


FIG. 2.

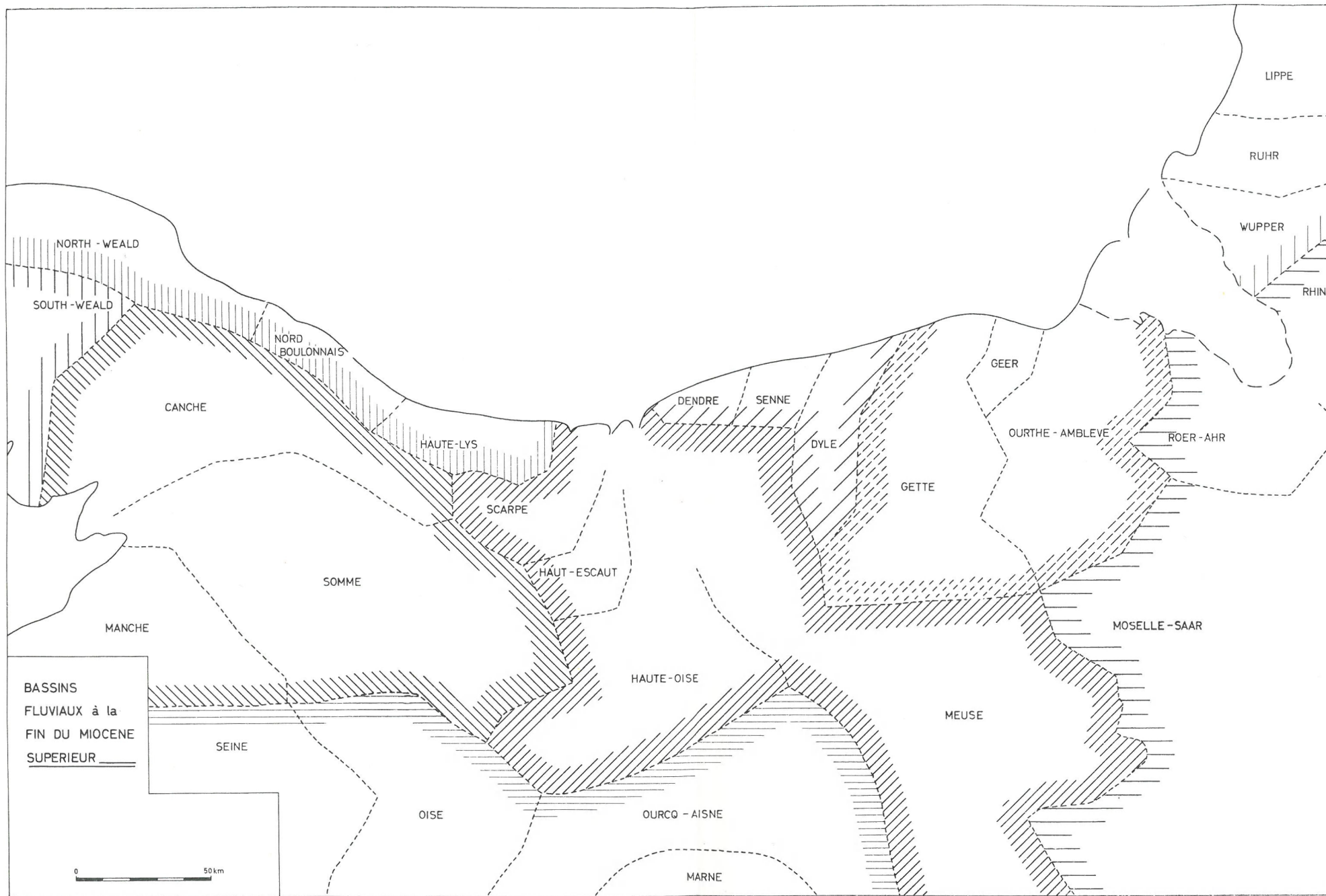


FIG. 3.

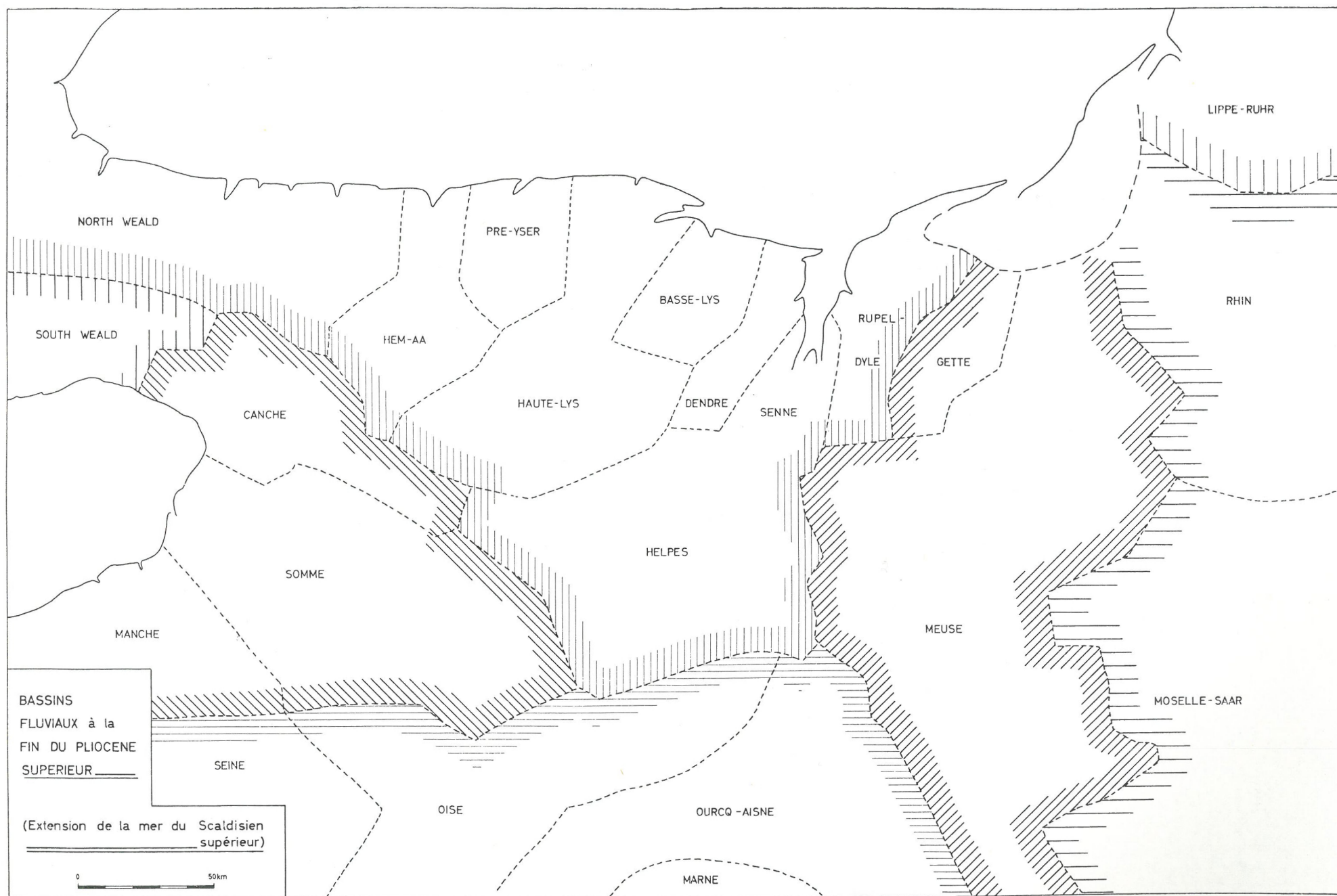


FIG. 4.

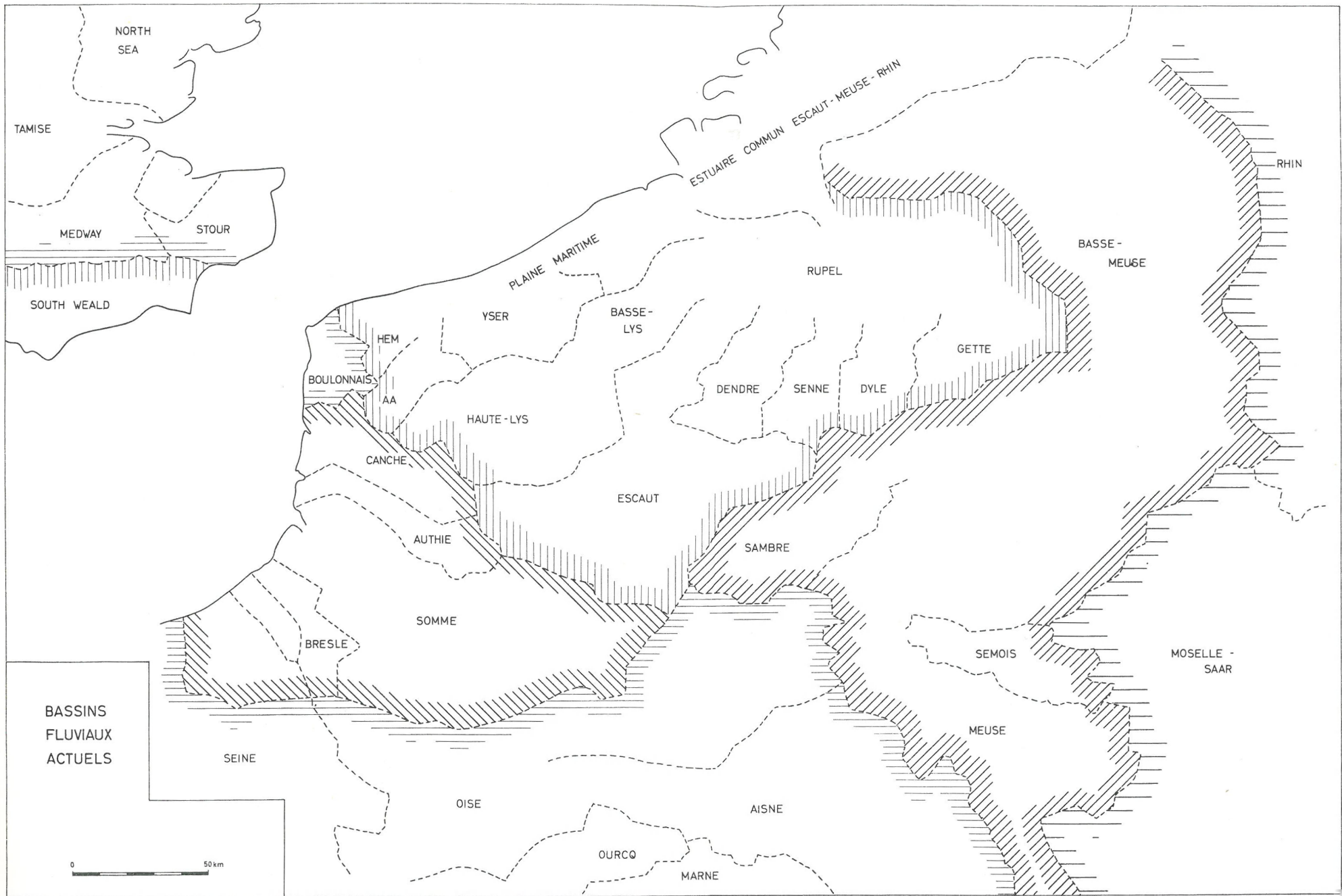


FIG. 5.