

SUR L'ORIGINE

DES

Collines de Flandre

Quelques considérations
de tectonique et d'hydrographie

PAR

A. BRIQUET



LILLE

IMPRIMERIE LIÉGEOIS-SIX
Rue Leon Gambetta, 244

—
1906

Sur l'Origine des Collines de Flandre :

Quelques considérations de tectonique et d'hydrographie

par A. Briquet

I. ORIGINE DES COLLINES DE FLANDRE

La rangée de collines qui s'étend de Cassel à Kemmel et, plus loin, se prolonge entre l'Escaut et la Dendre par les monts de Renaix, frappe vivement l'attention du géographe et du géologue. Au point de vue topographique, elle fait surgir un relief presque imposant sur la plaine faiblement ondulée des Flandres ; au point de vue stratigraphique, elle a conservé les témoins des couches tertiaires (éocène moyen et supérieur, et pliocène) disparues partout ailleurs de la région.

Leur présence et leur alignement presque parfait de l'O. à l'E. doivent être expliqués. Dès longtemps on s'y est essayé, et M. Cornet dernièrement, en reprenant la question ⁽¹⁾, a rappelé les théories volcaniques que suggèrent les conceptions cataclysmiennes de l'ancienne géologie.

M. Gosselet ⁽²⁾ a plus simplement, et plus justement, attribué la formation de ces collines à l'érosion subaérienne, qui a façonné tant d'autres reliefs.

Précisant davantage, M. Cornet à son tour reconnaît que les influences tectoniques doivent avoir guidé le travail de l'érosion ; il dégage ainsi le principe fécond qui paraît dominer la solution du problème ; et s'il est possible, comme on le verra plus loin, de ne pas partager entière-

(1) J. CORNET, L'évolution des rivières Belges. *Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. XXXI, 1904, p. M 461. — Sur la signification morphologique des collines des Flandres. *Bull. Soc. Belge de géol.*, t. XVIII, 1904, Mém., p. 122.

(2) Compte-rendu de la session dans le Nord de la France et dans le Boulonnais. *Bull. Soc. Belge de géol.*, t. IX, 1895, Mém., p. 436.

ment les idées de l'éminent géologue, ce n'est en somme que sur un point de détail, relatif au mode d'application du principe, que portera le dissentiment.

Si d'un point bien choisi sur la chaîne des collines ou dans leur voisinage (1) on en considère l'ensemble, on y relève immédiatement deux directions d'alignement.

L'une, sensiblement O.-E., correspond à l'alignement général de l'ensemble depuis Cassel (2) jusqu'au mont de Kemmel, et cet alignement se continue par les monts de Renaix et le mont de Castre. Cet alignement O.-E., qui se remarque à la simple inspection d'une carte, est celui qui a frappé les observateurs et provoqué les hypothèses.

La seconde direction d'alignement est moins distincte à première vue et ne se laisse guère saisir que sur le terrain (3), du point favorable où l'on observe le groupement des collines. Cette direction, qui est S.-O. N.-E., affecte l'ensemble pour le subdiviser en un certain nombre de groupes, où plusieurs sommets secondaires s'alignent suivant elle. Le fait est particulièrement net au mont des Cats, qui se poursuit au N.-E. par la colline allongée de Boeschepe; ou encore au mont Noir, que continuent au N.-E. le mont Vidaigne, le mont Rouge et le mont Aigu. Entre ces groupes s'en intercalent d'autres où l'alignement est plus rarement marqué : le mont Cassel, le mont

(1) Par exemple le sommet du mont des Cats ou celui du mont de Kemmel; ou encore le Ravetsberg au N. de Bailleul.

(2) C'est à tort qu'on range parfois dans cet alignement le mont de Watten, dont la structure et par suite l'origine sont entièrement différentes : il est l'extrémité amont, dominant la vallée de l'Aa, d'une nappe de cailloux fluviaux appartenant au système conséquent des anciennes rivières de la région. Par contre, le Balenberg, à l'O. de Nordpeene, pourrait bien lui appartenir, comme reste d'une ancienne colline plus importante; de même le mont d'Halluin, dans l'intervalle compris entre le mont de Kemmel et les monts de Renaix. Mais les hauteurs des environs d'Anseghem doivent leur origine, comme le mont de Watten, à une nappe de cailloux fluviaux qui les a préservés.

(3) Cependant la petite carte donnée par M. Blanchard dans *La Flandre*, p. 64, est très suggestive quant à l'existence du double système d'alignement des collines de Flandre.

des Récollets, à l'O. du mont des Cats; le mont Kokereele, entre celui-ci et le mont Noir; les deux sommets du mont Kemmel à l'E. de ce dernier.

Cette direction S-O. N-E. n'est autre que celle du système des rivières primitives ou conséquentes que, au retrait de la mer pliocène, M. Cornet (1) montre avoir coulé sur la plaine côtière émergée; les collines de Flandre, par cet alignement, ne font que rappeler un état ancien de l'hydrographie régionale; leur témoignage s'ajoute à celui que fournissent par ailleurs la direction d'une partie du cours des rivières actuelles du Nord de la France et de la Belgique, comme l'indique M. Cornet, et, mieux encore, la direction de beaucoup de leurs anciens lits marqués par des nappes de cailloux (graviers de plateau de la forêt d'Eperlecques et du mont de Watten, du camp d'Helfaut, des hauteurs de Théroouanne, etc).

C'est à cet alignement S-O. N-E., en relation avec la direction conséquente du réseau hydrographique, que se superpose l'alignement O.-E., plus saillant.

Précisément celui-ci est, par M. Cornet (2), reconnu en relation avec le système de rivières secondaires ou subséquentes, qui se sont peu à peu embranchées sur le réseau conséquent, sous l'influence de la structure tectonique de la région. Cette relation paraît incontestable en principe, mais il est peut-être possible de la concevoir autrement que M. Cornet sur un point, le mode de structure tectonique en jeu, et par suite son influence dans le développement du réseau subséquent.

D'après M. Cornet, il se serait produit en Flandre un phénomène d'évolution propre à toutes les régions qui constituaient primitivement une plaine côtière, c'est-à-dire régions formées d'assises doucement et réguliè-

(1) *Op. cit.* (L'évolution des rivières belges), p. M 394.

(2) *Op. cit.*, p. M 461.

rement inclinées dans une même direction. Les strates les plus tendres y ont favorisé le développement de cours d'eau subséquents dirigés suivant leurs zones d'affleurement ; ceux-ci s'y enfonçant progressivement en sapant le pied des couches plus dures superposées, ont façonné peu à peu un escarpement, ou « cuesta » dans la langue géographique, dont l'exemple classique est l'escarpement qui borde presque de toutes parts l'Île-de-France. Les collines de Flandre offriraient d'après M. Cornet l'exemple d'une cuesta.

Étant donné son origine morphologique, une cuesta suppose un massif étendu de couches doucement inclinées : elle en forme la tranche abrupte vers l'amont, mais, vers l'aval, les couches ont conservé intacte, ou à peu près, l'ancienne surface primitive de la plaine côtière — tout au moins la surface de la couche dure qui couronne la cuesta, jusqu'au point où cette couche aboutit à son tour au pied d'une seconde cuesta affectant des couches stratigraphiquement plus élevées (exemples dans la partie Est du bassin de Paris : côtes de Moselle par rapport aux côtes de Meuse, etc.). En résumé l'ensemble topographique affecte la forme d'un plateau incliné aboutissant vers le haut à un abrupt qui est la cuesta.

Ce ne semble pas exactement là ce que représente la chaîne de nos collines : un versant escarpé les limite en général au N. comme au S. Au point le plus favorable à la théorie de la cuesta, c'est-à-dire sous le méridien de Renaix où le versant escarpé du N. a presque disparu, l'apparence n'est pas encore celle d'un plateau relevé depuis les plaines basses du nord de la Belgique jusqu'à la crête qui domine le fond de Renaix ; la crête est en saillie également nette, quoique moins accentuée, sur le plateau qui la borde au N. Quand on parcourt ce plateau, on le voit dominé par les buttes surbaissées

de l'Enclus, de l'Hottond, du mont de la Musique et autres.

La structure géologique confirme cette appréciation; ce n'est pas la couche qui affleure à la crête de la cuesta, le sable pliocène à grès ferrugineux, qui recouvre tout le plateau — ce qui devrait être suivant la théorie de la cuesta — : le pliocène ne constitue que le sommet de la crête, et c'est l'éocène, même éocène moyen ou inférieur, qui forme le reste du plateau.

Le relief considéré n'est donc pas celui qui résulterait de l'action de l'érosion sur des couches d'inclinaison continue; il ne rentre pas dans le type de la cuesta, mais paraît en rapport avec une structure différente. Il s'explique mieux par le phénomène connu en géographie sous le nom d'inversion de relief, qui est en rapport avec une structure tectonique synclinale, ou du moins avec un accident monoclinal important.

Cette nouvelle hypothèse paraît justifiée par l'examen des collines flamandes, encore que celles-ci se prêtent mal aux études tectoniques : les affleurements y sont rares, il est peu aisé d'y reconnaître les niveaux stratigraphiques, et de plus il se produit, sur les flancs escarpés, des glissements dans les couches sableuses et argileuses. Malgré ces difficultés, et tout en faisant la part de ces complications, il semble bien qu'on peut retrouver les traces de dislocations affectant les couches pliocènes elles-mêmes.

La constatation de ces phénomènes tectoniques explique l'inversion de relief, produite par la conservation des couches pliocènes dans les zones affaissées, grâce à la résistance plus considérable à l'érosion des grès ferrugineux dont ces couches sont formées en bonne partie.

Le Mont des Cats trahit une dénivellation du terrain pliocène qui atteint au moins une valeur de vingt-cinq mètres. La base du pliocène, qui se trouve sur le flanc

S. du mont à la cote 140, descend sur le versant N. à la cote 115, et cette altitude n'est plus guère dépassée au N. dans le Mont de Boeschepe. Une telle dénivellation indique tout au moins un accident monoclinal suffisant à expliquer la conservation de cette importante colline; plus probablement même existe-t-il là un véritable synclinal: dans la tranchée du chemin de Godewaersvelde, sur le versant N.-O. du mont, on voit les couches pliocènes plonger, de part et d'autre, vers un axe orienté sensiblement O.-E.; sur la paroi de la tranchée, un V est nettement dessiné par l'affleurement d'un banc de grès ferrugineux qui accuse ainsi l'allure disloquée des strates. L'inversion de relief qui résulte de cet accident est, dans cette partie du mont, bien manifestée par l'existence, correspondant précisément à l'axe même du synclinal, d'une croupe allongée que surmonte un moulin.

Les autres collines révèlent également la preuve de dislocations.

Le mont de Boeschepe paraît correspondre à de fortes dénivellations: la base du pliocène s'y relève de la cote 105 à la cote 120 par une série de failles en escalier; sur certains points les couches plongent presque verticalement. L'extrémité N. du mont montre le pliocène buttant contre les couches de l'éocène supérieur (Asschien), et ce relèvement subit des strates vers le N. peut rendre compte de la terminaison brusque de la chaîne de collines à hauteur du village de Boeschepe.

Le petit mont Kokereele n'est pas moins intéressant. Couronné dans sa partie S. par les sables ferrugineux pliocènes en place, au N. et à la même altitude il est constitué par les sables verts paniséliens, conservés à l'abri des premiers et préservés par eux de l'érosion des eaux venues du S.-O.

Le groupe du mont Noir, du mont Rouge et du mont

Aigu offre aussi les traces de dérangements tectoniques. En particulier, l'extrémité N. du mont Rouge coïncide, comme celle du mont de Boeschepe, avec un relèvement brusque des couches qui porte à peu près au niveau de l'argile asschienne le Panisélien fossilifère du chemin creux.

Au mont Aigu, une faille de direction O.-E., qui passe presque par le sommet, enfonce au N. les sables et grès pliocènes au moins jusqu'au niveau des sables lediens et bruxelliens.

Les deux monts de Kemmel laissent reconnaître aussi que la base du pliocène, qui se trouve vers la cote 110 sous le mont du S., se relève beaucoup sous celui du N., pour atteindre, à son extrémité, l'altitude de 135 mètres.

Les monts de Renaix sont d'une étude moins facile encore que ceux de la Flandre. Néanmoins l'extrémité du mont de l'Enclus montre plusieurs failles dont l'orientation, presque O.-E., coïncide exactement avec celle de la chaîne des collines.

Au delà de la Dendre, par contre, le petit mont de Castre correspond d'une manière frappante à une structure synclinale.

Sur le versant N. du mont, et encore sous le signal géodésique, la base du pliocène est à quelques mètres à peine sous le sommet, vers la cote 110; plus au S. on la voit, dans le flanc O. du mont, descendre jusque vers la cote 93, et toute la partie méridionale du mont est formée d'une masse épaisse de sables pliocènes, en forme de calotte disposée obliquement et bien en contre-bas des couches éocènes de la partie septentrionale. Mais à un certain point du versant S., une faille, visible dans une petite sablière, relève presque à pic la base du pliocène et la « bande noire » asschienne sous-jacente : à quelques mètres au S., dans le chemin, à la cote 100 affleure l'argile panisélienne.

Plus loin encore vers l'E., une dénivellation tectonique sensible se manifeste dans la colline pliocène qui, de Bruxelles à Louvain, prolonge l'alignement des monts de landre et de Renaix; il est facile de constater, sur la carte géologique de Belgique, que la base du pliocène affleure vers les cotes 65 à 75 sur le versant S. de cette colline, et, sur le versant N., beaucoup plus bas, vers les cotes 40 à 45. De même dans les montagnes qui dominent la Dyle à l'E. de Louvain: de la cote 80 au S., la base du Diestien descend à la cote 40 au N.

En ce point, la chaîne des collines à couronnement pliocène, qui se suit depuis Cassel, se soude au massif pliocène qui couvre de sa nappe tout le N. de la Belgique.

Ce point lui-même constitue une avancée, un promontoire de cette nappe: tel un cap que prolongerait, dans l'océan, une chaîne d'îlots. Cette disposition même de l'affleurement des terrains pliocènes révèle la présence d'une dénivellation: sur la carte géologique d'une région où les assises sont sensiblement horizontales, toute expansion de la nappe des sédiments les plus élevés correspond à une dépression dans l'allure des strates.

La disposition sur la carte de l'affleurement des terrains pliocènes aux environs de Louvain, où ils s'étendent subitement vers l'O., marque le passage de la zone de dénivellation tectonique, qui, plus loin encore à l'O., se trahit seulement par une longue traînée de lambeaux, témoins conservés grâce à l'inversion du relief.

Ainsi se suit, à travers la Belgique et le nord de la France, la trace continue d'une ligne de dislocation le long de laquelle se rangent les collines à sommet pliocène. De Louvain vers l'O., cette ligne est jalonnée successivement par la colline de la Montagne de Fer jusqu'à Bruxelles, puis par le mont de Castre, les monts de Renaix et les monts de Flandre. Elle se prolonge bien au-delà de

ceux-ci : les buttes pliocènes des Noires Mottes, sur le Blanc Nez, en font partie, et les gisements des sables ferrugineux de Lenham, sur les North Downs, la continuent visiblement au-delà du détroit.

La ligne ainsi tracée n'est pas absolument droite et de direction O.-E. : on ne peut la considérer comme telle que sur une partie de son tracé, en Flandre. Dans l'ensemble, elle est légèrement courbe, concave vers le Nord. Elle se trouve ainsi concentrique à la région géosynclinale de sédimentation pliocène récente du bassin de la mer du Nord (N. de la Belgique, Hollande, E. de l'Angleterre). Vraisemblablement est-elle en relation avec la formation de ce géosynclinal.

Au S., le mont de la Trinité, près de Tournai, est isolé à l'avant de cette ligne : peut-être révèle-t-il l'existence d'une seconde ligne semblable, située plus au S. Précisément, dans une position analogue à celle du mont de la Trinité, au S. de la ligne précédente, existe un gisement de sables et grès ferrugineux pliocènes, non encore signalé, sur la craie du bord du pays de Licques, près de la chapelle Saint-Louis, au N. de Guémy : il se rapporterait à cette seconde ligne tectonique, plus méridionale.

Enfin c'est peut-être à l'existence de lignes du même genre, au N. de la principale, qu'est due la disposition en escalier de la limite occidentale des affleurements pliocènes dans le N. de la Belgique, marquée par les saillies de Heyst-op-den-Berg et d'Anvers.

Etant donné le rôle que toutes les indications qui précèdent paraissent attribuer aux influences tectoniques, la genèse des collines de Flandre peut se concevoir de la manière suivante. Au retrait de la mer pliocène, les eaux fluviales coulèrent vers le N.-E., conformément à la pente générale du sol, et elles creusèrent des vallées conséquentes que séparaient des massifs allongés suivant cette

direction. Ces massifs, entaillés à leur tour par l'érosion, disparurent peu à peu, sauf aux points où, un enfoncement synclinal, ou tout au moins monoclinal, étant survenu, les assises pliocènes ont résisté plus efficacement que les couches meubles au niveau desquelles elles se sont trouvées enfoncées. C'est en relation avec cet accident tectonique, et parallèlement à lui, que se sont développés les cours d'eau subséquents, tels que la Peene Becq, la Douve, la Rhosne, qui ont joué un rôle prépondérant dans la formation de ce relief.

II. MOUVEMENTS TECTONIQUES ET ÉROSION SUBAÉRIENNE

DANS LA RÉGION GALLO-BELGE

La structure des collines de Flandre paraît donc mettre en évidence l'existence de dislocations tectoniques d'âge tout au plus tôt pliocène, puisqu'elles affectent les couches, rapportées au pliocène, du sommet de ces collines.

Une série de faits, connus depuis longtemps déjà, montre qu'une première phase de mouvements tectoniques a précédé celle-là; postérieure au dépôt des derniers sédiments éocènes et oligocènes de la région, elle fut antérieure à la transgression pliocène.

En effet la pénéplaine envahie par la mer pliocène présentait aux flots un fond formé non par une couche, toujours la même, mais par des assises d'âge différent, bien qu'en des points très rapprochés : résultat dû aux dénivellations subies par ces couches postérieurement à leur dépôt, et antérieurement à l'érosion qui élaborait la pénéplaine.

En d'autres termes, si on reconstituait, suivant la méthode imaginée par M. M. Bertrand (1), la carte géologique de la pénéplaine au début de la transgression

(1) M. BERTRAND, Sur la continuité du phénomène de plissement dans le Bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. de France.* (3), t. XX, 1892, p. 121.

pliocène, l'interprétation des contours obtenus révélerait l'existence à cette époque d'ondulations des couches éocènes et oligocènes. A défaut de cette reconstitution qui ne saurait être que très fragmentaire dans la région considérée, voici du moins quelques-unes des données — déjà connues d'ailleurs — sur lesquelles elle s'appuierait et qui suffiront à rendre sensibles l'existence des ondulations.

On a remarqué depuis longtemps l'absence de l'argile asschienne, et même de la « bande noire », au mont des Cats, tandis que cette argile est bien développée sous le pliocène au mont Cassel (où sa présence fut la cause d'un important établissement humain dès une époque très reculée). Au mont des Cats le pliocène repose sur le Ledien; un peu au N., sur le versant S. du mont de Boeschepe, la bande noire réapparaît, et sur le versant N. l'argile asschienne est présente, ainsi que dans les autres monts (mont Noir, mont Rouge, mont Aigu). Un mouvement pré-pliocène avait donc produit un bombement anticlinal sur l'emplacement du mont des Cats, y relevant les sables lediens jusqu'au niveau de l'Asschien.

La carte géologique de Belgique montre un fait analogue aux environs de Louvain : tandis que le pliocène repose, aussi bien à la Montagne de Fer qu'au N. de Kessel-Loo, sur le sable tongrien, à l'O. du Pellenberg il surmonte l'argile rupélienne : en ce dernier point existait donc un synclinal pré-pliocène.

Mais l'exemple le plus frappant des mouvements tectoniques antérieurs au pliocène est sans contredit l'opposition qu'offrent les collines de Flandre et celles de l'Artois, situées à quelques kilomètres de distance. A Cassel, les sables pliocènes reposent sur l'argile asschienne (c'est-à-dire bartonienne) couronnant toute la série de l'éocène moyen et inférieur; sur les collines de l'Artois, aux

Noires-Mottes, ils sont en contact avec le Landénien inférieur; à Guémy ils paraissent même reposer directement sur la craie. Cependant à quelques kilomètres seulement de ce dernier point, et fortement en contre-bas, se développent au-dessus de la craie les assises landénienne et yprésienne, dont on ne peut pas supposer qu'elles ne se soient pas étendues primitivement sur toute la région de craie, puisque çà et là on en retrouve les restes isolés : poches de sable landénien, galets du niveau de Oldhaven (1). De même les assises éocènes plus élevées et les assises oligocènes qu'on retrouve dans le bassin belge d'une part et dans le bassin de Paris et celui du Hampshire de l'autre, ont dû, elles aussi, recouvrir la région intermédiaire, où quelques-unes ont laissé des traces caractéristiques de leur existence (meulière à *Nummulites laevigatus* (2)). Postérieurement à leur dépôt s'est donc produit un relèvement de ces assises dans la région de l'Artois, qui a permis à l'érosion de les emporter entièrement avant l'arrivée de la mer pliocène. Dans la région flamande, au contraire, où elles demeurèrent à une altitude inférieure, elles furent conservées dans la mesure où elles restèrent au-dessous du niveau de base contemporain; c'est ainsi que les couches asschiennes existent encore à Cassel, les couches tongriennes à Bruxelles, les couches rupéliennes dans le N. de la Belgique.

Une autre remarque confirme à la fois le recouvrement de la région crétacée par la masse des sédiments éocènes, et l'enlèvement de ces derniers, laissant la craie à nu, à la suite de dislocations tectoniques antérieures à la transgression pliocène. Elle est suggérée par l'examen

(1) Cf. BRUQUET, Observations sur la composition des terrains éocènes inférieurs du N. de la France, *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. XXXV, 1906, p. 142.

(2) Cf. LERICHE, Sur l'extension des grès à *Nummulites laevigatus* dans le N. de la France, *Comptes rendus de l'Association Française pour l'avancement des Sciences, Congrès de Cherbourg*, 1905, p. 394.

comparé de la formation de base des différentes assises tertiaires.

Le Landénien s'est étendu en contact immédiat avec le sol crayeux ; le cailloutis de base en est constitué par les silex, laissés en place (silex irréguliers verdis), ou remaniés de plus loin (galets plats de silex verdis, dont M. Cornet (1) a fait remarquer la présence à côté des premiers). Après la transgression landénienne, une émergence s'est produite (2), accompagnée de mouvements du sol grâce auxquels l'érosion put découvrir la craie en certaines régions ; par suite, lors de la transgression yprésienne, la mer a de nouveau formé son cordon littoral de galets de silex (galets de Oldhaven et de Sinceny).

Il semble bien que plus tard la surface de la craie n'ait plus jamais affleuré dans la région (3) jusqu'à la fin du dépôt des assises éocènes et oligocènes, car les cailloutis de base, d'ailleurs peu importants et plutôt simples lits de gravier, de ces différentes couches tertiaires, ne renferment plus de débris de silex ; ou s'il s'en trouve encore quelques-uns, ils sont vraisemblablement remaniés ou venus de loin (par exemple à la base du Laekenien). La nappe des sédiments tertiaires étendus sur la craie la recouvrait complètement et elle persista jusqu'à la fin de la sédimentation éocène et oligocène.

La base du pliocène révèle un tout autre état de choses : pour la première fois réapparaissent dans le cailloutis de base de ce niveau, et en abondance, les galets de silex. C'est la preuve que, en envahissant la région, la mer trouvait,

(1) *Op. cit.* p. M. 412, note.

(2) BRIQUET, *op. cit.*, p. 168.

(3) Du moins dans la partie centrale ; il en fut autrement dans les parties littorales du bassin tertiaire anglo-franco-belge, puisque un épais cordon littoral de silex marque la base des couches de Bracklesham dans le Hampshire (LEITCH, Observations sur la géologie de l'île de Wight. *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. XXXIV, 1903, p. 35), et celle du sable de Rocour (Tongrien ?) aux environs de Liège (comme le montre bien la sablière de Croteux).

soit dans les quelques bosses dont ses flots achevaient l'abrasion, soit dans les alluvions que lui amenaient les cours d'eau, les silex provenant des terrains crétacés de nouveau soulevés par les mouvements tectoniques, débarrassés de leur couverture tertiaire, et soumis à l'action des agents de dénudation. Les terrains crétacés se trouvèrent affleurer ainsi en particulier dans la région des collines de l'Artois.

L'exposé précédent conduit donc à reconnaître l'existence pour la région du N. de la France et de la Belgique — région qu'on pourrait appeler plus brièvement gallo-belge, puisqu'elle correspond à peu près à la Gaule Belgique de l'époque romaine — de deux phases de mouvements tectoniques, postérieures à l'éocène et à une bonne partie, sinon à la totalité, de l'oligocène. L'une est antérieure au début du pliocène ; elle en est même séparée par une longue période d'érosion, qui a façonné la plaine sur laquelle la mer pliocène a envahi la région et déposé des sédiments en discordance avec les assises oligocènes et éocènes ; de sorte que cette première phase appartient à la fin de l'époque oligocène ou à l'époque miocène. L'autre phase de mouvements est au contraire postérieure à une partie tout au moins du pliocène, et est par suite d'âge tout au plus pliocène.

La reconnaissance de deux époques distinctes de plissements est grosse de conséquences pour l'histoire géologique récente de la région. L'étude de ces conséquences ne peut être abordée ici : elle trouvera mieux sa place dans un travail d'ensemble (1). L'une d'elles cependant est si facile à déduire du simple examen d'une carte, qu'il vaut mieux l'indiquer tout au moins de suite. C'est l'influence évidente de la deuxième série de

(1) En préparation.

mouvements tectoniques — d'âge pliocène — sur le dessin du réseau hydrographique de la région.

De nombreuses rivières se rangent en effet parallèlement à la courbe légèrement concave de la ligne tectonique des collines de Flandre. C'est d'abord tout le faisceau, depuis si longtemps remarqué et tant de fois cité, des fleuves côtiers de la Manche, entre l'Artois et la vallée de la Seine; et cette dernière aussi sur tout son cours inférieur : ces fleuves ont une direction E.-S.-E. O.-N.-O. parallèle à l'alignement Cassel-Noires-Mottes-Lenham. Plus à l'E., quelques vallées, telles celle de la Sensée, celle de la Haine en aval de Mons, épousent la direction O.-E. des collines de Flandre et des monts de Renaix.

Plus loin encore à l'E., la Sambre-Meuse, de Landrecies à Liège, et nombre de petites rivières du massif ardennais coulent de O.-S.-O. vers E.-N.-E. (ou inversement), parallèlement à l'alignement Bruxelles-Louvain. La même direction est aussi celle de la plupart des rivières de la région campinoise, qui descendent, telles les deux Nèthes, vers le Démer, la Dyle et le Rupel.

Pour fixer l'emplacement du cours de ces rivières, qui peuvent être dites subséquentes par rapport aux grands troncs conséquents disposés en éventail de la Lys à la Meuse, les influences tectoniques ont joué un rôle, et ce rôle doit être identique à celui qui leur a fait diriger les cours de la Peene Becq, de la Douve et de la Rhosne, au pied des collines flamandes : toutes ces rivières sont vraisemblablement en relation avec des accidents tectoniques parallèles à celui que jalonnent les collines pliocènes de Flandre. Cela sera démontré ultérieurement pour plusieurs d'entre elles.

En ce qui concerne la Haine et la Sambre, M. Cornet ⁽¹⁾ a déjà prouvé qu'elles coulent dans des synclinaux d'âge

(1) J. CORNET, *op. cit.*, p. M. 476.

relativement récent. Il les distingue à cause de cela, sous le nom de rivières transséquentes, des autres rivières subséquentes dont l'origine lui paraît expliquée par la théorie des cuestas.

Il est plus probable que sinon la totalité ⁽¹⁾, du moins un grand nombre de rivières subséquentes ont leur explication commune dans un état de choses légèrement différent de celui dont la cuesta est la manifestation : l'influence tectonique qui en a guidé les cours est celle qui se révèle ordinairement dans la topographie par l'inversion du relief. Cela revient à admettre que le réseau hydrographique subséquent s'est dessiné sur un sol formé non de couches régulièrement inclinées, mais de couches ondulées d'une manière plus compliquée.

(1) Certaines de ces rivières peuvent ne pas correspondre individuellement à des accidents tectoniques, mais devoir leur origine à la formation de véritables cuestas : toutefois la direction de ces cuestas, étant fonction de l'inclinaison des strates, ne peut qu'être intimement subordonnée à la direction générale des accidents tectoniques.