

## La pénéplaine du Nord de la France

Abel Briquet

---

**Citer ce document / Cite this document :**

Briquet Abel. La pénéplaine du Nord de la France. In: Annales de Géographie, t. 17, n°93, 1908. pp. 205-223;

doi : 10.3406/geo.1908.18226

[http://www.persee.fr/doc/geo\\_0003-4010\\_1908\\_num\\_17\\_93\\_18226](http://www.persee.fr/doc/geo_0003-4010_1908_num_17_93_18226)

---

Document généré le 23/03/2016

## LA PÉNÉPLAINE DU NORD DE LA FRANCE

### I. — EXISTENCE D'UNE PÉNÉPLAINE DANS LA RÉGION DU NORD DE LA FRANCE. SON AGE.

Sur tout le Nord de la France, une pénéplaine s'est étendue avant le début du cycle actuel d'érosion. Elle était l'œuvre d'un cycle plus ancien, parvenu à une extrême maturité. Elle devint à son tour la proie de l'érosion quand de nouveaux mouvements du sol l'élevèrent au-dessus du niveau de base, et elle disparut en grande partie. Mais il en subsiste les portions les plus résistantes, qui suffisent à témoigner de son existence antérieure.

Un de ces lambeaux conservés est constitué par la surface des plateaux crayeux qui bordent immédiatement la dépression du Boulonnais, principalement vers l'Est (fig. 1). L'origine de cette surface topographique ne s'explique, en effet, que par une pénéplanation antérieure au cycle actuel d'érosion.

Ce cycle actuel est jeune encore, et, dans les régions crayeuses, loin d'avoir nivelé une pénéplaine, il n'a fait jusqu'ici que creuser des vallées relativement étroites<sup>1</sup>. Le vaste pays de Craie qui, désigné sous le nom de Plaine picarde<sup>2</sup>, s'étend sur une grande partie du Nord de la France, montre ces vallées : elles descendent au Nord vers les plaines flamandes, arrosées par l'Aa, la Lys et autres rivières, ou s'écoulent vers l'Ouest dans la direction de la Manche : Canche, Authie, Somme, etc. Ces vallées, et les vallons qui s'y déversent, mesurent toute l'œuvre de l'érosion actuelle dans la Craie. Entre elles, les plateaux monotones de la Plaine picarde n'ont guère été entamés : ils représentent encore la surface primitive de la Craie sous les dépôts tertiaires qui la recouvraient jadis et qui, beaucoup plus meubles, ont été entraînés par l'érosion. La preuve en est que, aux points où quelques collines tertiaires ont échappé à la destruction, elles s'élèvent sur les plateaux de Craie comme posées à leur surface<sup>3</sup>. Et là où ces témoins tertiaires font défaut, la surface des pla-

1. Les divers niveaux d'alluvions abandonnés en forme de terrasses sur les versants des vallées marquent les subdivisions chronologiques du cycle actuel d'érosion. (A. BRIQUET, *Note préliminaire sur quelques points de l'histoire plio-pléistocène de la région gallo-belge*, dans *Ann. Soc. géol. du Nord*, XXXVI, 1907, p. 2-45.)

2. A. DEMANGEON, *La Plaine Picarde. Picardie. Artois. Cambrésis. Beauvaisis. Étude de géographie sur les plaines de craie du Nord de la France*. Paris, 1905.

3. Le fait est frappant sur le versant Nord de la Plaine picarde, où les collines tertiaires témoins ont été protégées par les alluvions caillouteuses de la Lys, de

teaux est constituée par la même zone de Craie, tout à fait supérieure, qui supporte le Tertiaire aux points où celui-ci est conservé.

Ainsi, la surface des plateaux de la Plaine picarde représente encore la surface primitive du terrain crétacé : l'action de l'érosion actuelle n'a réussi, dans les régions crayeuses, qu'à débarrasser la Craie de sa couverture tertiaire et à l'entailler d'étroites vallées.

La surface des plateaux immédiatement voisins du Boulonnais témoigne au contraire d'une action beaucoup plus profonde de l'érosion. Ici, ce n'est plus la surface primitive de la Craie qui forme les plateaux. La Craie y est arasée sur une épaisseur considérable, puisqu'il y manque souvent tout l'étage sénonien et une partie du Turo-nien; il y affleure une zone assez inférieure de la série crétacée. Une ablation aussi considérable ne peut être l'œuvre que d'une érosion bien plus prolongée que ne le fut l'érosion du cycle actuel, à peine parvenue à creuser d'étroites vallées dans les mêmes sédiments crayeux. Il y faut voir le résultat d'un cycle antérieur d'érosion longtemps poursuivi, et la régularité des plateaux qui, tout autour du Boulonnais, résultent de cette ablation témoigne que l'œuvre de l'érosion fut, sous cet ancien cycle, poussée jusqu'à la pénéplation de la région.

Cette pénéplaine, à laquelle appartiennent les plateaux voisins du Boulonnais, est d'âge postérieur aux mouvements tectoniques qui, dans le Nord de la France et la Belgique, ont affecté la Craie et les terrains tertiaires, éocènes et oligocènes, qui la recouvraient en série concordante. Les ondulations résultant de ces mouvements ont été rabotées par l'érosion qui a créé la pénéplaine. Le fait se constate aisément autour du Boulonnais, où ces ondulations sont des plus accentuées<sup>1</sup>. La pénéplaine ne remonte donc pas à une date plus reculée que la fin de la période oligocène.

Elle est même beaucoup plus récente. Sur ses lambeaux conservés sont disposés des restes de sédiments dont la nature est caractéristique : elle témoigne de la longue période d'altération subaérienne qui vit s'établir la pénéplaine<sup>2</sup>. Ces sédiments peuvent être appelés pauvres<sup>3</sup>, parce qu'ils sont formés des seuls éléments qui ont

l'Aa et de la Hem. Il en est de même le long de la côte de la Manche à l'embouchure de la Canche, de l'Authie, de la Somme.

1. La fig. 3 peut donner une idée de ces ondulations. Un travail détaillé sur la tectonique de la région est en préparation.

2. L'épaisseur du conglomérat de silex sur ces plateaux fournit un témoignage analogue.

3. Ils ont été désignés par l'expression allemande : *verarmtes Geröll* (A. PENCK und E. BRÜCKNER, *Die Alpen im Eiszeitalter*, p. 639.) Le mot « pauvre » semble cependant plus propre que le mot « appauvri » à désigner ces sédiments, que leur stratification montre presque toujours être le remaniement des résidus, peu variés, de l'altération. Le terme « appauvri » conviendrait, par contre, à une formation telle que le conglomérat de silex, qui résulte, sans remaniements, de l'appauvrissement de la Craie sous l'action des altérations.



FIG. 1. — Extension des restes de la pénéplaine autour du Boulonnais et dans la région voisine.

1. Parties conservées de la pénéplaine (les chiffres indiquent l'altitude); 2. Plaines d'alluvions quaternaires; 3. Tertiaire; 4. Crétacé supérieur; 5. Crétacé inférieur, Jurassique et Primaire; 6. « Cuestas », limitant les régions à relief interverti; AB. Tracé de la coupe fig. 2; CD. Tracé de la coupe fig. 3.

résisté à l'altération et des résidus de ceux qui y ont succombé<sup>1</sup>.

Les sédiments pauvres existent tout autour du Boulonnais; ils sont particulièrement développés aux Noires-Mottes, près du cap Blanc-Nez. Or, ils recouvrent le Pliocène inférieur (Diestien) de l'autre côté du Pas de Calais, sur les North Downs<sup>2</sup>, qui prolongent en Angleterre, au Nord du Weald, les crêtes de l'enveloppe crayeuse du Boulonnais. La même superposition s'observe dans les collines de Flandre<sup>3</sup>, qui représentent d'autres témoins de la pénéplaine, respectés par l'érosion ultérieure au milieu des plaines basses environnantes.

La pénéplaine est donc postérieure à l'époque du Pliocène inférieur, puisque, en certains points, son sol était formé de terrains de cet âge, terrains que recouvrirent des dépôts dont la nature caractéristique indique bien qu'ils se sont formés aux dépens des matériaux résiduaux épars sur la pénéplaine.

L'âge de la pénéplaine est même plus récent que le Pliocène moyen. Car, aux confins de la Belgique, des Pays-Bas et de l'Allemagne, les sédiments pauvres, bien reconnaissables sur le lambeau de la pénéplaine qu'est le plateau crétacé de Herve, s'étendent en transgression, par-dessus les couches tertiaires, jusque sur le Pliocène moyen (Poederlien) du sous-sol de la Campine<sup>4</sup>. Ainsi la pénéplaine

1. Ces éléments sont, dans la région considérée, des sables quartzeux et micacés plus ou moins grossiers, des argiles bigarrées riches en silice, de gros graviers de quartz, enfin des galets de silex. Ces derniers sont très caractéristiques, parce que la roche pourtant fort résistante a subi une altération profonde, au point qu'elle s'effrite parfois, sous la pression de la main, en une fine poussière blanche.

2. En ce point, le Pliocène inférieur est caractérisé par la présence de la faune des dépôts marins diestiens du Nord de la Belgique.

3. Les dépôts qui recouvrent, dans ces collines, les sables et argiles de la série éocène laissent distinguer (en particulier dans les coupes actuellement visibles au mont Rouge, près de Bailleul, et au Pottelberg, près de Renaix) deux niveaux de nature très différente. A la partie inférieure sont des sables verts, analogues à ceux des dépôts diestiens marins du Nord de la Belgique, avec, à la base, des galets de silex qui n'ont pas subi la moindre altération. Au-dessus se trouve la formation pauvre, séparée de la précédente par une ligne de contact très nette. C'est un complexe irrégulièrement stratifié de sables grossiers blancs ou jaunes, de veines d'argile micacée et de lits de graviers de quartz et de galets de silex, ceux-ci profondément altérés et presque pulvérulents. Le tout est souvent agglutiné par un ciment ferrugineux; d'où le nom de poudingue de Renaix, ou de poudingue de Cassel, donné à la formation pauvre.

4. Le plateau de Herve, au Nord-Est de Liège, reproduit la structure des plateaux voisins du Boulonnais. Formé par la Craie, qui y a subi une ablation plus ou moins forte, il est recouvert d'une épaisse masse de conglomérat de silex qui représente les résidus d'une altération subaérienne longtemps prolongée. A sa surface, existent quelques restes de dépôts de nature pauvre, formés uniquement de sable quartzeux, d'argile bigarrée, de graviers de quartz et de quartzite (Romsée, Merckhof près d'Aubel, Giveld près de Teuven, etc.): Ces dépôts pauvres se retrouvent, un peu au Nord, dans le Limbourg néerlandais, où ils constituent l'énorme amas de sables à lignites, prolongement évident d'une partie tout au moins des sables à lignites du Rhin. Leur composition est à peu près la même; mais il s'y trouve en plus des galets de silex d'origine tertiaire, altérés comme ceux des collines de Flandre. Il faut y noter aussi des débris siliceux d'origine juras-

sur laquelle s'est formé tout cet ensemble de sédiments pauvres date au plus tôt de l'époque pliocène supérieure<sup>1</sup>.

## II. — RÔLE DE LA PÉNÉPLAINE DANS LA GENÈSE DES CARACTÈRES MORPHOLOGIQUES DE LA RÉGION.

On a vu que la pénéplanation avait affecté, dans le Nord de la France, une région où les couches du sol avaient été dérangées de leur position horizontale par des mouvements tectoniques importants. L'existence d'une pénéplaine dans de telles conditions a exercé une influence capitale sur l'évolution morphologique de la région. Elle rend compte de la répartition des masses sédimentaires auxquelles s'attaque l'érosion du cycle actuel; elle explique pourquoi cette érosion, agissant sur elles, dut produire en chaque point les formes de relief qui caractérisent aujourd'hui la topographie de la région.

La répartition actuelle des masses sédimentaires résulte de l'action de l'érosion qui façonna la pénéplaine. Toutes les couches du sol supérieures au niveau de base de l'érosion furent alors entraînées, et l'on n'en trouve plus trace. Elles subsistèrent là seulement où elles étaient, par suite des mouvements d'ordre tectonique, enfoncées sous ce même niveau : dans ce cas seulement, elles purent se conserver jusqu'au début du cycle actuel d'érosion, et elles existent encore aujourd'hui, dans la mesure où l'érosion, d'ailleurs peu avancée, de ce nouveau cycle les a respectées.

Ainsi s'explique la localisation des amas de sédiments dans des régions synclinales, où ils s'étaient trouvés à l'abri de l'érosion pendant la formation de la pénéplaine, amas qu'on appelle en géologie des « bassins ». L'étendue en peut être vaste, comme pour le Bassin de Paris ou le Bassin de Londres; souvent moins développée, comme dans le petit Bassin du Cotentin, elle se réduit parfois à des dimensions minuscules, auquel cas ne convient plus guère que l'emploi du terme assez vague de « témoin » : ainsi les buttes oligocènes du Nord du bassin de la Seine.

Ces bassins sont séparés par des affleurements de couches plus anciennes correspondant à une structure anticlinale : situées à une altitude voisine du niveau de base au cours du cycle d'érosion antérieur à la pénéplaine, ces couches furent alors amenées au jour par

sique, parmi lesquels les plus remarquables sont des cailloux d'oolithe silicifiée. Ce sont ces sables qui, sous le nom de Sables de Moll, s'étendent dans la Campine belge et y recouvrent les sables poederliens du Pliocène moyen. Voir A. BRIQUET, *Les gisements d'oolithe silicifiée de la région de la Meuse* (*Ann. Soc. Géol. du Nord*, XXXVI, 1907, p. 203-206); — *Id.*, *Sur les relations des sables à lignites du Rhin et des terrains tertiaires marins* (*Ibid.*, p. 206-210).

1. A cette époque conviennent les noms de moséenne ou de limburgienne, sous lesquels les géologues belges désignent précisément ces formations pauvres dans la vallée de la Meuse.

l'enlèvement des nappes sédimentaires qui les recouvraient. A de tels affleurements convient le nom de « bombements » et, même celui de « dômes » s'ils affectent une forme elliptique. Point n'est donc besoin, pour rendre compte de la répartition des sédiments en bassins séparés par des bombements, de supposer une localisation primitive, originelle, des sédiments qui se seraient déposés en autant de cuvettes préexistantes, isolées les unes des autres, sans recouvrir les espaces intermédiaires. D'ailleurs, cette localisation primitive est démentie par l'identité, tant pétrographique que paléontologique, manifestée par les sédiments du même âge de bassin à bassin : une telle identité ne s'explique que si tous ces dépôts se sont formés en des conditions homogènes, au sein d'une mer unique, non en des bras de mer ou des golfes séparés, dans lesquels les modalités de la sédimentation et de l'habitat auraient été forcément les plus diverses.

La répartition géographique actuelle des sédiments en bassins séparés par des bombements est ainsi un premier résultat d'une pénéplation opérée aux dépens de terrains dérangés de leur primitive horizontalité. Un second résultat, posthume pour ainsi dire, de la pénéplation effectuée dans ces conditions est la répartition des formes de relief qu'accuse aujourd'hui la morphologie de la région : répartition en étroite relation avec la structure tectonique. Ce résultat s'explique. La surface topographique de la pénéplaine, plan sensiblement horizontal mené à travers les couches antérieurement repleyées, était par suite formée des roches les plus diverses, réparties suivant des zones en relation avec les accidents tectoniques. Un tel sol devait offrir à l'érosion des résistances très inégales suivant les points : ce qui se produisit en effet. Une coupe géologique prise presque au hasard (fig. 2) suffit à le montrer. Les parties de la pénéplaine où le sol était formé de roches plus dures, telles que la Craie supérieure<sup>1</sup>, se sont conservées dans leur ensemble : ce fut le cas sur le pourtour du Boulonnais. Les parties où le sol consistait en sédiments plus meubles, sables et argiles tertiaires, marnes et sables du Crétacé inférieur, furent la proie de l'érosion ; celle-ci les évada et ne s'arrêta qu'aux couches inférieures plus résistantes : la Craie dans la Plaine picarde, les roches jurassiques et primaires dans le Bas Boulonnais<sup>2</sup>. Ainsi s'explique en particulier l'inversion de relief qui

1. Dans le Nord de la France, la partie la plus élevée du terrain crétacé est formée de Craie massive ; plus bas, ce sont des marnes, des argiles et des sables. Cette division lithologique, seule utile à considérer ici, ne coïncide pas exactement avec la division stratigraphique en Crétacé supérieur et Crétacé inférieur admise par les géologues.

2. Cette érosion des couches tertiaires meubles, qui mit à nu les plateaux de la Plaine picarde, ne put être complète plus au Nord, en Flandre, où les couches tertiaires s'enfoncent sous le niveau de base actuel. Ainsi se différencièrent deux individualités géographiques : la Plaine flamande, argileuse et sableuse, et la Plaine picarde, crayeuse.

affecta certains bombements anticlinaux, — tels le Boulonnais et quelques autres plus restreints : environs de Licques, de Bléquin, d'Herly, etc., — en y produisant de profondes dépressions topographiques (fig. 2 et 3).

Cette inversion fut rendue possible par la pénéplation, au cours de laquelle s'était opérée, sur ces points, l'ablation du dôme protecteur formé par les couches résistantes de la Craie supérieure. Ces couches, soulevées grâce au relèvement anticlinal au-dessus du niveau de base contemporain, avaient été emportées par l'érosion. Les couches meubles inférieures (marnes et sables), ainsi mises à découvert avant l'origine du cycle actuel d'érosion, disparurent rapidement quand celui-ci s'ouvrit et laissèrent dans la topographie, sur les points correspondants, des cuvettes profondes. Sans l'ablation des couches protectrices, effectuée au cours d'un cycle antérieur, lors de la pénéplation, le Boulonnais et les dépressions analogues seraient encore aujourd'hui des bombements de Craie ; l'érosion actuelle n'y aurait creusé que quelques vallées étroites, comme dans le reste de la région<sup>1</sup>.

Tout comme la formation d'une dépression topographique sur l'emplacement d'un bombement anticlinal, s'explique la production d'une saillie topographique correspondant à une dépression synclinale. Un exemple est donné par le groupe de collines qui sépare le Boulonnais de la dépression de Licques à l'Est de Colembert (fig. 2). La cause est analogue : la protection accordée à des couches meubles sous-jacentes par une couche résistante conservée au point le plus bas du synclinal, lors du cycle d'érosion précédent, grâce à son enfoncement sous le niveau de la pénéplaine. Ailleurs faisait défaut cette couverture solide, entraînée jadis par l'érosion à cause de son relèvement au-dessus du niveau de la pénéplaine ; l'érosion actuelle y creusa facilement, dans les sédiments meubles, une dépression qui fit ressortir en relief le massif protégé.

Dans les deux cas d'inversion, l'existence de la pénéplaine explique la genèse de formes topographiques très remarquables par la part qu'elles prennent dans les paysages de la région : les « *cuestas* »<sup>2</sup>.

1. Dans certains cas où son action était plus vive, par exemple le long d'un cours d'eau important, l'érosion actuelle a pu enlever sur une certaine étendue la couverture de Craie résistante, en des points anticlinaux où celle-ci n'avait conservé à la suite de la pénéplation qu'une épaisseur réduite. L'inversion de relief s'est alors réalisée facilement, et il en est résulté des dépressions topographiques telles que celle de la vallée de l'Aa, en amont de Fauquembergues, et celle de la vallée de la Lys, aux environs de Matringhem.

2. On sait que M<sup>r</sup> W. M. DAVIS a proposé de désigner sous le nom de « *cuesta* », emprunté à la langue espagnole, les soi-disant « falaises » monoclinales, dont les « corniches » successives, ou « lignes d'escarpement », du Bassin parisien constituent des exemples classiques : « *Cuesta... a name... used in New Mexico for low ridges of steep descent on one side and gentle slope on the other.* » (W. M. DAVIS and W. H. SNYDER, *Physical Geography*, 1898, p. 133, note.)

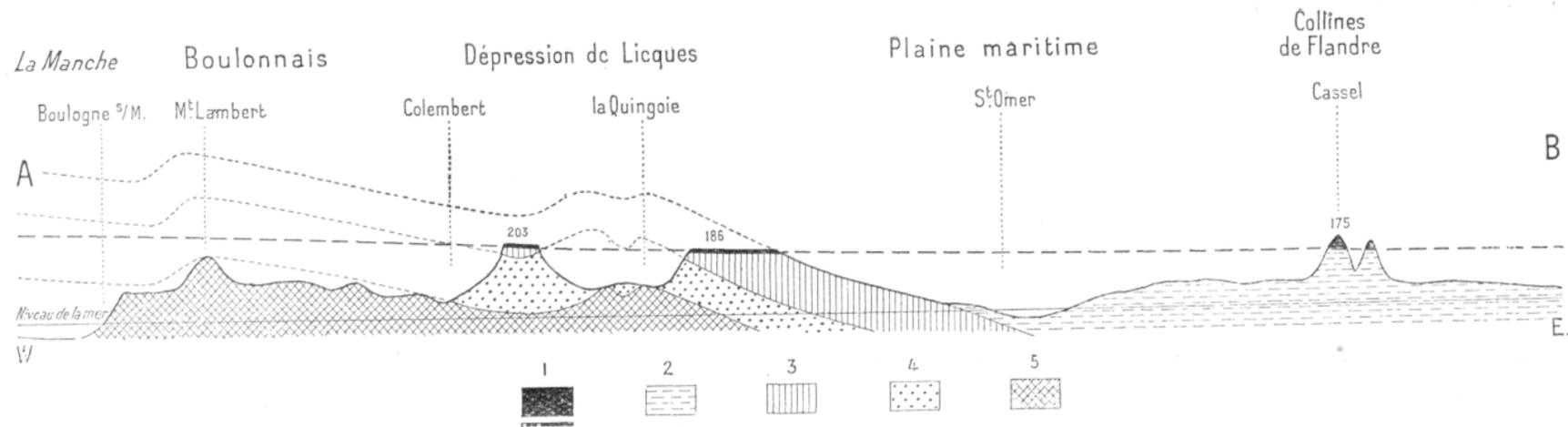


FIG. 2. — Régions du Boulonnais et de la Flandre : relations de la pénéplaine avec la structure tectonique et les traits principaux du relief.  
 1. Surface de la pénéplaine et sédiments pauvres; 2. Tertiaire; 3. Crétacé supérieur; 4. Crétacé inférieur; 5. Jurassique et Primaire. — L'érosion actuelle a évidé les parties où le sol de la pénéplaine était formé de couches meubles.

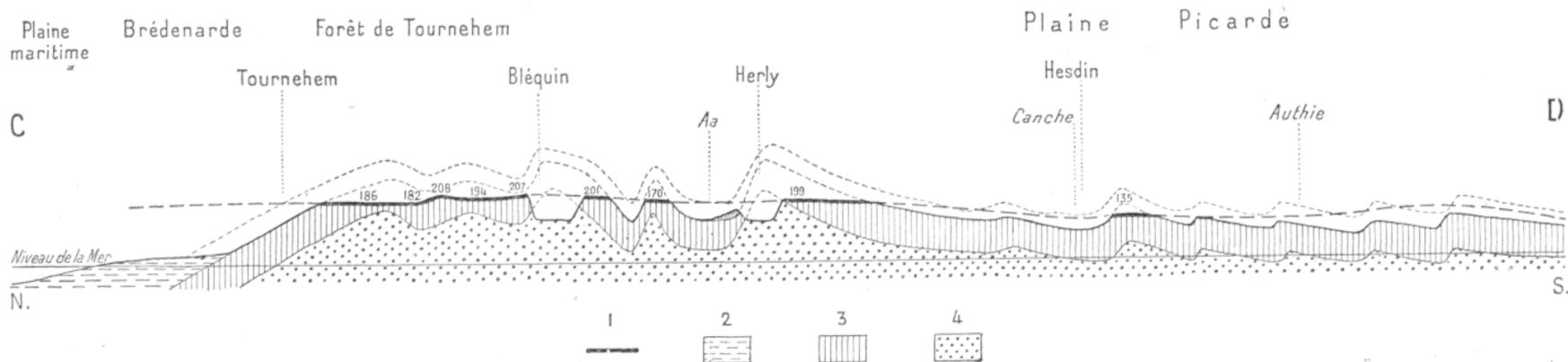


FIG. 3. — Régions du Boulonnais et de la Plaine picarde : relations des témoins conservés de la pénéplaine avec la structure tectonique.  
 1. Surface de la pénéplaine; 2. Tertiaire; 3. Crétacé supérieur; 4. Crétacé inférieur. — Les témoins conservés représentent les parties de la pénéplaine formées par une roche résistante (Craie supérieure).

Les « *cuestas* » — tels l'escarpement périphérique du Boulonnais ou les côtes concentriques du Bassin de Paris — limitent les régions de relief interverti. Elles constituent la tranche des massifs protégés par une couche résistante conservée dans le sol de la pénéplaine, versant d'ailleurs rapide, parce qu'il est formé de terrains meubles, ceux-là mêmes qui, entraînés de tous les points non protégés, ont donné naissance à l'inversion de relief.

Le tracé des « *cuestas* » était donc virtuellement déterminé par l'affleurement des diverses couches de terrain sur le sol de la pénéplaine ; il correspond, en réalité<sup>1</sup>, à des lignes importantes de la carte géologique qui représenterait le sol de la pénéplaine<sup>2</sup>. Tout autour du Boulonnais, par exemple, ce tracé limiterait sur la carte les affleurements de la Craie supérieure résistante et de la Craie inférieure marneuse.

Deux conclusions se dégagent des remarques qui précèdent. D'une part, la répartition des masses sédimentaires dans la région résulta du développement du processus de pénéplanation dans une région antérieurement dérangée par les mouvements tectoniques. Par la même cause fut, d'autre part, déterminée virtuellement la répartition des formes de relief que devait façonner, aux dépens de ces masses sédimentaires, l'érosion du cycle subséquent. C'est assez dire l'importance considérable qu'eut l'existence antérieure d'une pénéplaine dans la région, pour l'élaboration des traits de la morphologie actuelle.

### III. -- EXTENSION DE LA PÉNÉPLAINE.

En dehors de la zone voisine du Boulonnais, d'autres témoins de la pénéplaine existent dans la région crayeuse du Nord de la France. Ils sont indiqués sur la carte ci-dessus (fig. 1). Toutes les parties de la pénéplaine formées par la Craie se sont, en effet, conservées jusqu'à nos jours, par suite de leur résistance victorieuse à l'érosion actuelle, encore peu prolongée.

Ces surfaces de Craie, qui appartinrent à la pénéplaine, se reconnaissent par un trait : elles correspondent à une zone stratigraphique assez inférieure de la Craie, dont une épaisseur notable a, par suite,

1. Sous la réserve du cas signalé plus haut (page 211, note 1), dans lequel les « *cuestas* » ne coïncident évidemment pas avec la limite de couches différentes sur la surface de la pénéplaine.

2. On se rend aisément compte que les lignes de la carte donnée plus haut (fig. 1) seraient aussi celles de la carte géologique du sol de la pénéplaine (en tenant compte de la réserve formulée dans la note précédente). Mais il serait nécessaire d'en transposer partiellement la légende : l'affleurement actuel du Primaire, du Jurassique et du Crétacé inférieur correspond à l'affleurement, sur le sol de la pénéplaine, du seul Crétacé inférieur ; les affleurements actuels du Crétacé supérieur et du Tertiaire réunis correspondent à l'affleurement du Tertiaire seul sur la pénéplaine.

disparu. En effet, une semblable ablation ne peut être l'œuvre de l'érosion actuelle, incapable, on l'a vu, d'un pareil résultat; elle doit être attribuée au cycle antérieur à la pénéplaine. De tels lambeaux de la pénéplaine existent partout où les mouvements tectoniques avaient amené la Craie au niveau de la future pénéplaine. La coupe ci-dessus (fig. 3) permet de s'en rendre compte.

Ailleurs, les terrains tertiaires inférieurs, sables et argiles, formaient la surface de la pénéplaine. L'érosion actuelle n'a épargné aucune partie d'un sol aussi peu résistant; elle l'a entraîné tout entier, mettant à nu une surface de Craie qui n'appartint jamais à la pénéplaine et qui représente seulement la surface primitive de la Craie sous les dépôts tertiaires<sup>1</sup>.

Les sédiments pauvres du pourtour du Boulonnais se retrouvent sur tous les témoins conservés<sup>2</sup>.

Les plateaux horizontaux du Nord et du Sud du Pays de Bray, sur lesquels manque une épaisseur notable de Craie supérieure, sont à considérer, pour des raisons identiques, comme d'autres lambeaux de la pénéplaine. Sur le Pays de Bray même, la pénéplanation avait mis à nu les couches meubles du Crétacé inférieur, relevées par l'accident anticlinal; l'érosion actuelle y creusa facilement la cuvette dont la coïncidence avec l'anticlinal s'explique ainsi<sup>3</sup>. Les parties de la pénéplaine situées au Nord et au Sud de l'anticlinal et formées par la Craie dure résistèrent dans leur ensemble, entaillées seulement par quelques vallées. Sur tous ces morceaux de la pénéplaine existent des amas de sédiments pauvres caractéristiques<sup>4</sup>.

La région parisienne montre aussi les restes de la pénéplaine. Cette région est un exemple typique de ces bassins sédimentaires dont

1. Cette surface de Craie doit être, d'ailleurs, considérée comme une pénéplaine beaucoup plus ancienne, d'âge prétertiaire, sur laquelle se sont étendus les sédiments éocènes. C'est une pénéplaine ressuscitée.

2. Souvent à l'état de restes de sables roux, avec graviers de quartz, ou même simplement de gros grès ladères; plus rarement en amas sableux assez importants, exploités dans de petites sablières. La présence de grandes paillettes de mica blanc rappelle parfois les dépôts des collines de Flandre et les sables à lignites du Limbourg.

3. A l'exemple des géographes américains, qui désignent par le nom propre d'un exemple typique les formes topographiques remarquables (*monadnock*, *nunatak*, etc.), on pourrait proposer le nom générique de *bray* pour les dépressions topographiques de structure anticlinale dont le Bray est l'exemple classique.

4. Ces sédiments, en général enfoncés dans les poches de la Craie, consistent en paquets irréguliers de sables quartzeux et d'argiles bigarrées; ils contiennent de gros graviers de quartz et surtout des galets bien calibrés de silex, très altérés et souvent pulvérulents. Ceci montre bien qu'il s'agit de sédiments pauvres, formés des altérations antérieures; car les galets sont ceux-là mêmes qui, non altérés, se trouvent dans la région, en une couche épaisse, à la base des sables yprésiens. La sablière de Critot, au Sud de Saint-Saëns, montre presque côte à côte les dépôts pauvres et les dépôts tertiaires primitifs qui leur ont donné naissance. Les sédiments pauvres existent également en de nombreux points de l'ancienne pénéplaine au Nord et au Sud du Bray, par exemple à Calengeville, au Sud de Foucarmont;

l'individualisation ne s'explique que par l'existence antérieure d'une pénéplaine. Par suite de la disposition générale des couches en cuvette, la pénéplaine était formée, dans cette région, d'une série d'auréoles approximativement concentriques, constituées, du centre à la périphérie, par les différentes assises secondaires et tertiaires. Quand la pénéplaine surélevée fut attaquée par l'érosion du cycle actuel, les parties dures (calcaires) résistèrent à l'érosion, tandis que les parties meubles (argiles et sables) se creusèrent. Dans ces conditions, il se forma des « *cuestas* » séparant les parties résistantes et conservées de la pénéplaine des parties faibles et évidées. Tous les plateaux calcaires, dans leur portion la plus voisine des « *cuestas* », doivent donc être considérés comme des témoins de la pénéplaine primitive<sup>1</sup>.

Dans la région parisienne, tout comme dans le Boulonnais, l'existence de la pénéplaine fut un des facteurs déterminants des traits de la morphologie actuelle. La structure du sol de la pénéplaine, tel qu'il s'offrit à l'érosion ultérieure, explique la relation étroite des grands traits du relief, — tout spécialement les cas d'inversion et le dessin des « *cuestas* », — avec l'allure imposée aux couches du sol par les mouvements tectoniques antérieurs<sup>2</sup>. De cette relation étroite les exemples abondent, qu'il serait long d'énumérer : on n'en peut ici que citer quelques-uns.

Les sinuosités de la « *cuesta* » crétacée dans la région du Perche (fig. 4) trahissent toutes les particularités tectoniques de cette contrée accidentée : les saillants de la « *cuesta* » correspondent aux synclinaux ; les rentrants, au contraire, marquent le passage des anticlinaux. La réapparition des mêmes « *cuestas* » par traînées parallèles dans les régions faillées, comme les bords du Morvan ou les Faucilles, est due

à Sainte-Agathe et Notre-Dame d'Aliermont, à l'Ouest de Londinières ; au mont d'Aulages, au Nord de Neufchâtel ; dans la forêt de Saint-Saëns, à l'Est de Rosay, etc. — Le conglomérat de silex atteint aussi une épaisseur considérable sur les plateaux des environs du Bray.

1. Ce n'est, évidemment, que la zone du plateau immédiatement voisine de la « *cuesta* » qui représente un lambeau de la pénéplaine primitive ; car la zone située plus loin de la crête, et qui s'abaisse jusqu'au pied de la « *cuesta* » suivante, était, à l'origine, cachée sous l'auréole de sédiments meubles stratigraphiquement supérieurs ; elle fut mise à découvert par l'ablation, sous le cycle actuel d'érosion, de ces sédiments meubles.

L'hypothèse que les crêtes des « *cuestas* » de la région parisienne représentent les lambeaux d'une ancienne pénéplaine a, d'ailleurs, été émise antérieurement par G. DE LA NOË et EMM. DE MARGERIE, *Les formes du terrain*, Paris, 1888, p. 123 et pl. xxxiv.

2. Ces mouvements ont affecté toute la série des couches tertiaires jusqu'à l'Oligocène supérieur et même jusqu'au Miocène inférieur. (G.-F. DOLLFUS, *Relations entre la structure géologique du bassin de Paris et son hydrographie*, dans *Annales de Géographie*, IX, 1900, p. 319, 322, 337.) L'âge de la pénéplaine qui a nivelé les couches déformées ne saurait, dans la région parisienne, être tenu pour plus ancien que le Miocène inférieur.

à la répétition de la même structure géologique dans les divers compartiments de la région faillée. La répartition des témoins oligocènes le long des synclinaux du Nord de la Seine<sup>1</sup> s'explique par la conservation des meulière de Montmorency, grâce à leur enfoncement sous le niveau de base correspondant à la pénéplaine.

Sur bon nombre de points de l'ancienne pénéplaine, dans la région parisienne, existent des sédiments pauvres très caractéristiques<sup>2</sup>. Les plus remarquables sont les sables appelés, dans les environs de Paris, Sables de Lozère, ou sables granitiques, qui s'étendent en transgression, du Sud vers l'Ouest de la région parisienne, sur les parties des plateaux de Calcaire de Beauce, de Calcaire grossier et de Craie qui représentent les restes de la pénéplaine<sup>3</sup>. Dans leurs caractères essentiels ils sont très analogues aux sédiments pauvres des bords du Bray et du Boulonnais<sup>4</sup>.

1. Cette relation entre les buttes oligocènes et les synclinaux a été signalée par M<sup>r</sup> DOLLFUS (art. cité, p. 413).

2. Ces dépôts sont désignés sur la Carte géologique détaillée par les notations les plus diverses et ils s'y échelonnent du Crétacé inférieur au Tertiaire le plus élevé. Un exemple curieux est celui des sédiments pauvres du plateau bajocien au Sud de la Meuse (feuille de Mézières), marqués de l'indice qui convient au Wealdien. Ils rappellent complètement, par leur faciès, les dépôts analogues de l'Ardenne, du Pays de Herve et du Limbourg : ils contiennent même (par exemple à la Montjoie, près de Raucourt) les oolithes silicifiées qui caractérisent ces derniers. Une telle erreur appelle l'attention sur l'utilité qui peut résulter, même pour les géologues stratigraphes, du recours à des considérations d'ordre géographique. Des considérations de cet ordre auraient montré que les dépôts supposés d'âge wealdien s'étaient effectués sur une surface topographique d'origine très récente, puisqu'elle fut élaborée par le cycle d'érosion immédiatement antérieur au cycle actuel. Ils ne peuvent donc être attribués à l'étage wealdien, malgré leur ressemblance pétrographique avec les sédiments de cet étage. La ressemblance est due à ce que les dépôts réellement wealdiens sont aussi des formations pauvres effectuées à la surface d'une pénéplaine d'âge antécrotacé.

3. Ces sables mêlés d'argiles kaoliniques avec nombreux graviers de quartz recouvrent les plateaux de Calcaire de Beauce au Sud de Paris. M<sup>r</sup> DOLLFUS (G.-F. DOLLFUS, art. cité, p. 322; voir aussi diverses autres publications du même auteur) a suivi leur extension sur les plateaux de Calcaire grossier de la feuille d'Évreux et sur les plateaux crétacés des environs de Rouen et du Havre. Sur ces derniers, ils se trouvent précisément aux points où affleurent des zones de craie assez inférieures, et qui, par suite, représentent des témoins certains de la pénéplaine. D'autre part, les graviers de quartz signalés par M<sup>r</sup> DE LAPPARENT (A. DE LAPPARENT, *Traité de Géologie*, 5<sup>e</sup> éd., 1906, p. 1599) dans la gangue bariolée des meulière de Montmorency, au sommet des collines oligocènes du Nord du bassin de la Seine, sont avec raison rapprochés par lui des Sables de Lozère : ils sont les restes des sédiments pauvres conservés sur ces autres témoins de la pénéplaine.

4. Quelques légères différences de composition, surtout quantitatives, proviennent évidemment de la diversité des terrains dont les résidus ont constitué ces sédiments pauvres, suivant les régions. Ainsi les graviers de quartz sont plus abondants aux environs de Paris, où ils proviennent sans doute des Sables de Sologne proprement dits; les galets de silice sont fréquents autour du Bray, où ils ont pour origine l'Éocène inférieur, et dans les collines de Flandre, où leur provenance est pliocène. Mais il arrive que, même dans ces dernières régions, certaines parties des sédiments pauvres offrent l'aspect des Sables de Lozère les plus typiques (par exemple à Sainte-Agathe, au Nord du Pays de Bray; aux Noires-Mottes, au Nord du Boulonnais).

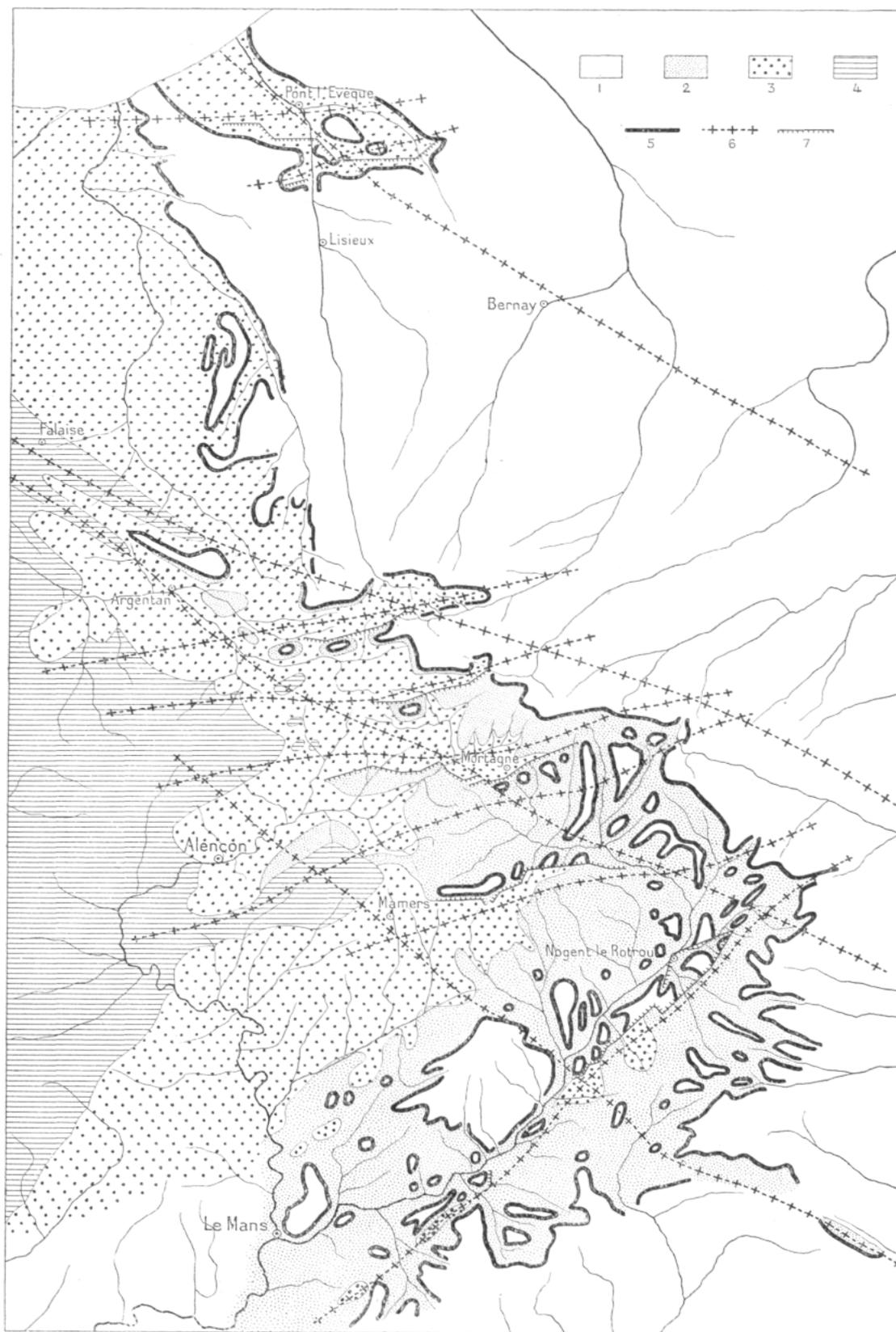


FIG. 4. — Région du Perche : relations entre la structure tectonique et le tracé de la « cuesta » crétacée.

1. Craie ; 2. Sables crétacés ; 3. Jurassique ; 4. Paléozoïque ; 5. « Cuesta » crétacée ; 6. Anticlinal ; 7. Faille. — Les anticlinaux se traduisaient à la surface de la pénéplaine par les rentrants de l’affleurement de la Craie, auxquels correspondent dans le relief actuel les rentrants de la « cuesta ». Les synclinaux se traduisaient par les saillants de l’affleurement de la Craie, auxquels correspondent les saillants de la « cuesta », prolongés par des épis de buttes témoins.

Sur les confins de la région parisienne, la pénéplaine s'est étendue sur les massifs de roches paléozoïques. En Bretagne, M<sup>r</sup> de Martonne en a relevé les traces<sup>1</sup>. Par l'intermédiaire des crêtes de Grès armoricain du Bocage normand, la pénéplaine bretonne se relie de façon presque continue à la pénéplaine du Nord de la France et du Bassin de Paris, à laquelle appartiennent les plateaux crétacés du Haut Perche. Les sables roux et les cailloux de quartz signalés, notamment par la Carte géologique détaillée, en divers points du massif armoricain ne peuvent que représenter les sédiments pauvres épars à la surface de la pénéplaine. Fait à noter, ils recouvrent quelques restes de terrains qui sont considérés comme contemporains du Pliocène inférieur de la Belgique<sup>2</sup>; l'âge pliocène récent de la pénéplaine s'en trouve à nouveau confirmé.

La pénéplaine a occupé de même des portions plus ou moins étendues du Morvan, des Vosges, de l'Ardenne, à l'exception, sans doute, de certains massifs de roches plus résistantes ou mieux protégées, que l'érosion cependant prolongée put être impuissante à niveler; ce seraient là des cas analogues à celui du massif de Huelgoat, en Bretagne, d'après M<sup>r</sup> de Martonne.

Au delà de la Manche, la pénéplaine du Nord de la France se continuait sur le Sud-Est, tout au moins, de l'Angleterre; les caractères géomorphologiques de la région, de tous points comparables à ceux du Nord de la France, témoignent de cette extension. Les crêtes des Downs crétacés qui bordent le Weald en prolongeant l'escarpement périphérique du Boulonnais, celles qui, Chiltern Hills, Cotswolds, etc., limitent les affleurements de Craie et d'Oolithe en face des massifs anciens du Devon, des Galles et de la chaîne Pennine, toutes ces crêtes représentent, évidemment, les témoins de la pénéplaine. Des traces de sédiments pauvres y ont été signalées çà et là<sup>3</sup>.

1. E. DE MARTONNE, *La pénéplaine et les côtes bretonnes* (*Annales de Géographie*, XV, 1906, p. 213 et suiv.).

2. A Saint-Jean-la-Poterie, près de Redon, et à Sévérac, dans la Loire-Inférieure. (G. VASSEUR, *Recherches géologiques sur les terrains tertiaires de la France occidentale. Première partie, Bretagne*, 1881, p. 383.)

3. Sur la « cuesta » crétacée des North Downs, ce sont les sables jaunes qui surmontent les sables verts à concrétions ferrugineuses renfermant la faune marine du Pliocène inférieur (CL. REID, *The pliocene deposits of Britain*, 1890, p. 47; la coupe d'Harrietsham rappelle exactement celle des collines de Flandre). On a trouvé les sédiments pauvres, sous forme de cailloux roulés de quartz, sur la « cuesta » jurassique des Cotswolds (E. HULL, *Geological Magazine*, Decade v, IV, 1907, p. 336), et sous forme de graviers de quartz, de galets de silex parfois altérés et d'autres roches siliceuses sur la « cuesta » crétacée des Chiltern Hills (J. PRESTWICH, *On the relation of the Westleton beds to those of Norfolk and on their extension inland*, dans *Quart. Journal of the Geol. Soc.*, XLVI, 1890, p. 140-142). Ces derniers dépôts ont été suivis par PRESTWICH, de façon presque continue, entre les Chiltern Hills et la mer du Nord, au N de la Tamise. Ils sont peut-être en partie remaniés, comme il arrive en France et en Belgique pour les éléments des sédiments pauvres des collines de Flandre, mais leur origine n'est pas douteuse. Sur la côte orientale

IV. — MOUVEMENTS TECTONIQUES POSTÉRIEURS A LA PÉNÉPLAINE.  
LEUR INFLUENCE SUR LES TRAITS DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE.

Une nouvelle phase de mouvements tectoniques affecta la région réduite à l'état de pénéplaine. Le gauchissement qui en résulta pour la surface de cette pénéplaine se trahit par la diversité d'altitude des lambeaux aujourd'hui conservés. M<sup>r</sup> de Martonne l'a montré pour la Bretagne<sup>1</sup>. Il est facile de donner d'autres exemples.

La carte où sont figurées les courbes de niveau de la surface de la pénéplaine (fig. 5) accuse un certain nombre de soulèvements en forme de dômes très larges, comme dans la région du Bray ou dans celle du Perche. De même, en comparant l'altitude actuelle des divers lambeaux de la pénéplaine dans la région du Boulonnais (fig. 1), on s'aperçoit que des mouvements du sol ont, là aussi, dérangé l'horizontalité primitive de la pénéplaine.

Ces mouvements ont exercé, semble-t-il, une influence directrice prépondérante sur les traits du réseau hydrographique correspondant au cycle actuel d'érosion, cycle qu'ils inaugurèrent en produisant un soulèvement général de la pénéplaine, que l'érosion put attaquer de nouveau. Les parties les plus relevées de la pénéplaine sont devenues des centres d'où divergent les rivières. Tel est le cas pour les exemples cités plus haut : le Bocage normand et le Haut Perche, le Nord et le Centre de la région du Bray, différents points autour du Boulonnais. Les parties relativement abaissées recueillent, au contraire, les eaux et servent de chenaux d'écoulement. C'est le rôle joué par la dépression de la basse Seine, qui sépare les bombements du Perche et du Bray. Entre le relèvement du Bray et celui de la région boulonnaise s'esquisse la dépression de la basse Somme ; probablement, même, le faisceau parallèle, si souvent remarqué, des petits fleuves côtiers de la Manche correspond-il à une série de flexures dans la surface de la pénéplaine.

La Manche, dont le lit s'enfonce entre les bombements armoricains et celui de la Cornouaille, paraît prolonger ces dépressions de la basse Seine et de la basse Somme. Elle correspondrait ainsi à une zone de la pénéplaine déprimée au-dessous du niveau de la mer, tandis que

de l'Angleterre, ces dépôts doivent se trouver en relation étroite avec les dépôts marins de la série pliocène, tout comme c'est le cas dans le sous-sol de la Hollande pour leur équivalent, le sable à lignites du Rhin et du Limbourg. C'est à peu près vers le niveau du Crag de Norwich (qui contient les restes de la faune terrestre du Pliocène supérieur) qu'il faut chercher le prolongement des sédiments pauvres de la pénéplaine ; peut-être, en effet, sont-ils un dépôt marin dans cette région d'affaissement continu, que la mer n'a presque jamais abandonnée pendant l'époque pliocène ; à moins que leur équivalent exact ne soit un des dépôts fluviatiles qui surmontent le Crag marin, ainsi que l'admettait PRESTWICH.

1. E. DE MARTONNE, art. cité, p. 235.

les autres étaient relevées au-dessus de ce niveau. La mer, qui l'envahit, en modifia d'ailleurs les contours par l'érosion littorale.

Une correspondance sensible entre les traits du réseau hydrographique et l'allure actuelle de la pénéplaine déformée, — pour autant, du moins, que celle-ci peut être reconstituée à l'aide des témoins conservés, — se constate aussi dans l'ensemble des régions les plus étendues. Dans le bassin de la Seine, la surface déformée a pris l'aspect d'un vaste bassin oblong aboutissant à un chenal plus étroit, disposition que reflète encore exactement le tracé des cours d'eau. De même, la dépression de la Saône se présente, au pied du Jura soulevé, comme une partie affaissée de la pénéplaine<sup>1</sup> ; cette déformation a donné naissance au réseau hydrographique du bassin de la Saône. La région sud-orientale de l'Angleterre montre des relations analogues. Les parties élevées de la pénéplaine, comme l'Ouest du Weald, voient naître des cours d'eau qui divergent dans toutes les directions ; les parties les plus basses correspondent aux principaux collecteurs : Ouse, Tamise, Solent et Spithead.

Les déformations de la pénéplaine expliquent donc les traits du réseau hydrographique actuel. C'est pour cela que ce réseau affecte, dans ses grandes lignes tout au moins, une si nette indifférence pour la structure tectonique imposée au sol par les mouvements d'âge antérieur à la pénéplaine, comme aussi pour les particularités topographiques qui traduisent aujourd'hui cette structure à leur manière (notamment les inversions de relief). Le réseau offre tous les caractères d'un réseau surimposé. Il n'a pas pris naissance sur une nappe sédimentaire indépendante dans son allure de l'allure des couches recouvertes par elle ; mais il s'est formé sur une surface topographique qui possédait la même indépendance, et sur laquelle il n'obéit qu'à la direction des pentes. La surface, démantelée peu à peu, laissa le réseau s'enfoncer sur place dans les profondeurs du sol sans égard à sa structure, et le tracé des cours d'eau refléta toujours la conformation de la surface topographique primitive.

Toutefois, si l'allure de la pénéplaine déformée eut une influence prépondérante sur le dessin du réseau hydrographique actuel, elle n'exclut pas l'intervention d'autres facteurs, qui durent jouer quelque rôle dans l'élaboration des traits secondaires. D'une part, dans les parties qui furent le moins déformées, certains traits pourraient être hérités du réseau qu'avait dessiné, à la surface de la pénéplaine, le cycle d'érosion antérieur. D'autre part, le réseau, tel qu'il fut constitué par la déformation de la pénéplaine, a subi certaines

1. Les sédiments pauvres qui couvrent la dépression de la Saône, et qui sont connus sous le nom de Sables de Chagny, contiennent une faune considérée comme d'âge pliocène supérieur. Cela s'accorde parfaitement avec les conclusions formulées plus haut sur l'âge de la pénéplaine.

adaptations de détail aux conditions topographiques nouvelles qui résultèrent peu à peu de l'action de l'érosion. Ainsi, des rivières

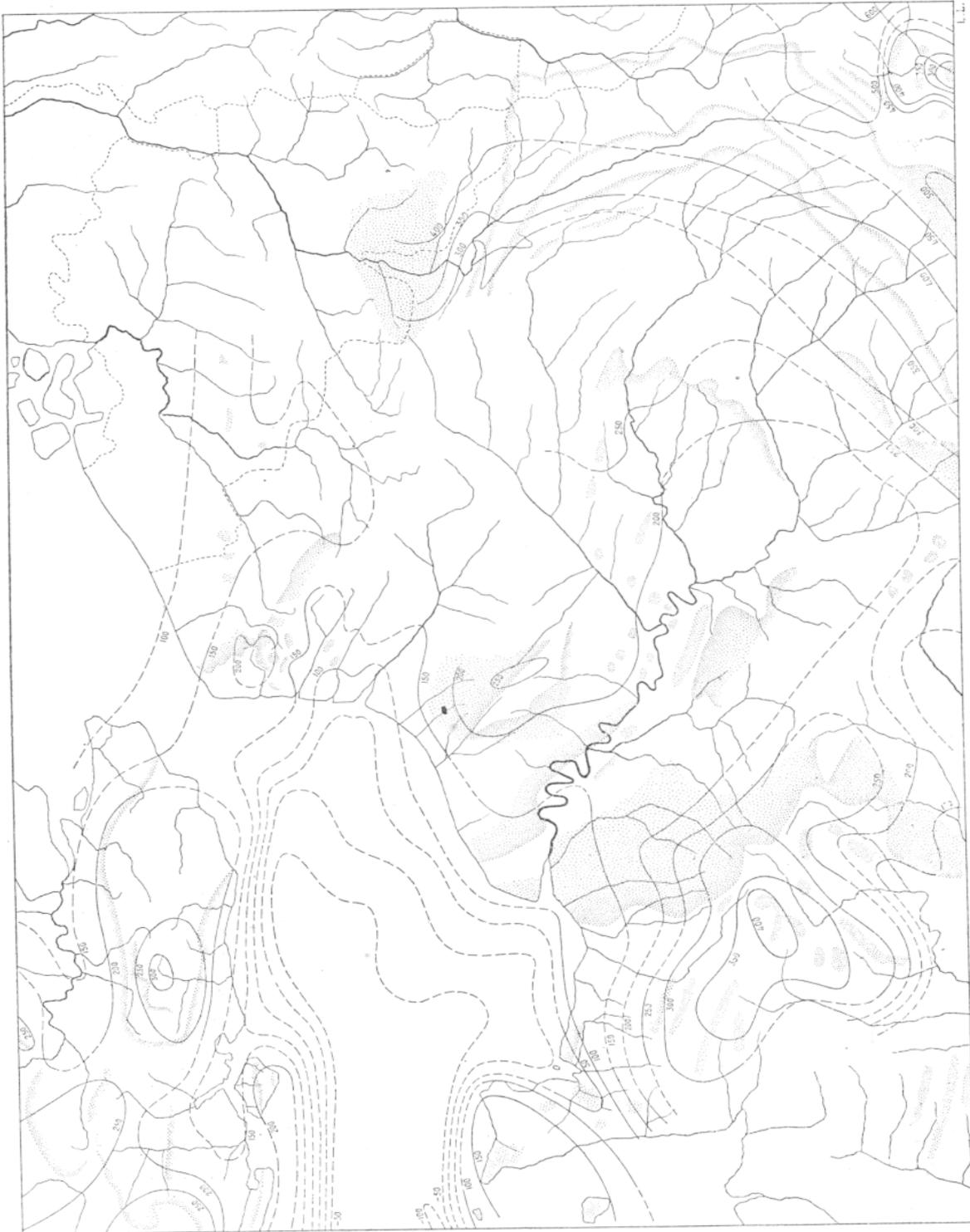


Fig. 5. — Relations entre l'allure de la pénéplaine déformée par les mouvements du sol et les traits du réseau hydrographique actuel. Les surfaces ombrées indiquent les parties conservées de la pénéplaine. Les courbes de niveau représentent la surface de la pénéplaine primitive, déformée par les mouvements postérieurs. Les parties interrompues de ces courbes correspondent à des tracés hypothétiques dans les régions où la pénéplaine n'a pas laissé de témoins. — Le réseau hydrographique se montre, dans ses grands traits, consécutif avec la surface déformée de la pénéplaine.

subséquentes ont pu se former le long des « cuestas » ; plus généralement, les cours d'eau dont les vallées se sont creusées en roches meubles ont vu s'accroître leur prépondérance. Les divers phéno-

mènes de capture se rattachent au même ordre d'idées. Mais bien des recherches minutieuses sont nécessaires encore pour permettre d'établir la part qui revient à chacune de ces influences secondaires dans le dessin final du réseau hydrographique actuel.

L'existence de mouvements du sol postérieurs à la formation de la pénéplaine est donc révélée par l'analyse géographique, qui les montre déformant la surface primitivement horizontale de cette pénéplaine<sup>1</sup>. Ces mouvements d'âge récent sont par là différenciés des mouvements de date antérieure à l'existence de la pénéplaine, qui s'accusent d'une tout autre manière : par la structure ondulée des couches du sol de la pénéplaine.

La distinction de ces deux séries de déformations de l'écorce terrestre permet, par une conséquence intéressante, d'étudier leurs relations réciproques. On voit alors confirmée, mais dans une certaine mesure seulement, la continuité déjà proclamée du phénomène de plissement<sup>2</sup>.

Presque toujours, les soulèvements les plus considérables de la pénéplaine se sont produits aux points affectés par les anticlinaux les plus accentués du système antérieur. Telles sont la partie occidentale du Weald et la partie orientale du Boulonnais, le bombement dont Herly est le centre au Sud du Boulonnais, et celui qui s'étend, plus à l'Est, entre Matringhem et Pernes. Le soulèvement du Centre et du Nord du Pays de Bray, traversé par l'anticlinal du même nom, celui du Haut Perche, au voisinage de l'anticlinal du Merlerault, sont des exemples analogues.

Inversement, les grands bassins synclinaux sont des zones aujourd'hui déprimées de la pénéplaine : région parisienne, Hampshire, Bassin de Londres, Bassin belge-néerlandais ; le petit bassin créacé et tertiaire du Cotentin se présente de même.

Toutefois, la correspondance ne va pas à une coïncidence parfaite. Entre les déformations tectoniques des deux systèmes il n'y a pas identité absolue d'emplacement, non plus que d'allure et d'amplitude. Les ondulations postérieures ont un profil plus large et plus calme ; leur faisceau paraît beaucoup moins touffu ; une seule d'entre elles embrasse souvent l'aire où s'étaient entassées plusieurs de celles du système précédent ; dans l'ensemble, les mouvements récents ont presque le caractère de simples mouvements épirogéniques, plutôt que de véritables plissements. Autant de restrictions, donc, à la part

1. C'est une nouvelle preuve de l'utile contribution que peuvent réserver aux études géologiques les considérations d'ordre géographique : l'intervention des mouvements tectoniques est aussi bien décelée par la déformation des surfaces topographiques que par celle des nappes sédimentaires.

2. M. BERTRAND, *Sur la continuité du phénomène de plissement dans le bassin de Paris* (*Bull. Soc. Géol. de France*, 3<sup>e</sup> sér., XX, 1892, p. 118-165).

d'importance qu'on serait tenté d'accorder aux mouvements posthumes dans la tectonique <sup>1</sup>.

#### V. — CONCLUSION.

La région du Nord de la France, postérieurement au dépôt des sédiments tertiaires éocènes, oligocènes et même miocènes inférieurs, vit se développer un système d'ondulations souvent accentuées. Ces ondulations furent sans doute, dans la région, le contre-coup des mouvements orogéniques qui, sur une bonne partie de l'Europe, faisaient surgir la chaîne alpine, vers la fin de l'époque miocène. C'est aux reliefs formés par ces ondulations que s'attaqua l'érosion, au cours d'un cycle longtemps prolongé. Elle transforma peu à peu la région accidentée en pénéplaine sensiblement horizontale : ce fut chose faite vers l'époque pliocène supérieure.

L'action continue de l'altération subaérienne pendant ce cycle laissa la pénéplaine couverte des résidus résistants des roches attaquées (tel le conglomérat de silex). Remaniés dans certaines conditions à la surface de la pénéplaine (sans doute lorsque les premiers mouvements qui la déformèrent produisirent des pentes sur lesquelles purent ruisseler les eaux sauvages), ces résidus peu variés constituèrent les amas de sédiments pauvres dont la présence est une des caractéristiques superficielles de l'ancienne pénéplaine.

Le cycle d'érosion qui avait engendré la pénéplaine prit fin avec cette nouvelle phase de mouvements du sol, qui déformèrent la pénéplaine. Ceux-ci déprimèrent certaines portions de l'ancienne surface terrestre et les abaissèrent jusque sous le niveau de la mer, qui les envahit (telle semble avoir été l'origine de la Manche). Mais, plus généralement, la surface de la pénéplaine fut relevée. L'érosion connut à nouveau la vigueur de la jeunesse : un cycle recommençait, où les traits du réseau hydrographique se dessinaient conséquents avec l'allure de la pénéplaine déformée.

Ce cycle d'érosion, encore peu âgé, procède à la sculpture des formes du relief actuel, suivant un plan imposé par les particularités structurales du sol de la pénéplaine. Par là, la morphologie de la région se trouve aujourd'hui résulter étroitement des conditions où exista cette pénéplaine, depuis lors en grande partie disparue.

A. BRIQUET.

1. Des restrictions ressortiraient également de la comparaison du système des ondulations immédiatement antérieures à la pénéplaine avec le système des plis hercyniens.