

MÉMOIRES  
LES  
GISEMENTS HOUILLERS  
DE LA BELGIQUE

PAR

ARMAND RENIER

Ingénieur principal au Corps des Mines  
Chef du Service géologique de Belgique  
Chargé de cours à l'Université de Liège.

(3<sup>me</sup> Suite) (1)

CHAPITRE IX. — Mode de formation.

1. Les études stratigraphiques trouvent leur couronnement dans la recherche du mode de formation des gisements houillers de la Belgique et de ceux qui, par delà les frontières politiques, en sont les prolongements naturels.

La conclusion de ce chapitre renferme, d'autre part, des données précieuses pour les études de tectonique.

C'est pourquoi, en dépit de certaines difficultés, il convient d'aborder à présent l'examen de cette question.

Si l'intérêt purement scientifique y prédomine, il est, en revanche, vaste et varié.

Quant à l'intérêt technique, il résulte principalement de

(1) Voir chapitres I-V, *Annales des Mines de Belgique*, t. XVIII, pp. 755-779, pl. I-IV.

Id.	VI-VII	<i>ibid.</i>	t. XIX, pp. 3-36.
Id.	VIII	<i>ibid.</i>	t. XX, pp. 227-258.

N. B. — La bibliographie fera l'objet d'une liste générale placée à la fin du travail.

ce que cet exposé peut seul mettre en évidence les caractéristiques fondamentales et fournir ainsi des bases sûres pour une classification générale des gisements houillers.

2. La littérature est assez copieuse.

Aussi ne sera-t-il guère fait mention que des publications relatives aux gisements belges ou de travaux dus à des auteurs belges. Force me sera cependant de recourir, dans divers cas, à des ouvrages généraux ou, encore, sur des points spéciaux, à des recherches de savants étrangers.

Les écrits belges traitant de l'ensemble ou de la plus grande partie du sujet sont les suivants :

Ponson (1852, p. 57); Houzeau (1854 *b*, p. 83); Le Hardy de Beaulieu (1856, surtout 1867); Bouhy (1856, chap. I<sup>er</sup>); Gain (1867); Briart (1867; 1883, p. 146; 1889); Jacques (1867); Malherbe (1873 *c*, 1890 *a*); Purves (1881, pp. 558-562); Cochetoux (1886); Schmitz, G. (1894 *b*, 1895, 1897 *b*, 1906); Stainier (1904, 1906); Meunier (1905, p. 12); Renier (1906 *a*, 1909 *a*); Bertiaux (1907); Cornet, J. (1909 *a*, n° 124; 1913 *a*); de Dorlodot, H. (1911 *b*, p. 53); cf. Cambier (1914 *b*); pour les théories anciennes, Decamps (1880, pp. 126-129).

Les publications relatives à des questions de détail seront mentionnées au cours des développements.

3. Les difficultés du sujet sont nombreuses, variées et considérables.

C'est ce qui explique les contradictions fréquentes et les errements continuels des auteurs.

La découverte des faits d'ordre stratigraphique résumés dans les chapitres précédents (IV-VIII) a réclamé nombre d'années. Toutes satisfaisantes qu'elles soient, nos connaissances sont encore loin d'être complètes.

A elles seules, les données purement stratigraphiques sont d'ailleurs insuffisantes. Toute question de paléontologie ou de lithologie réclame un complément d'information.

En outre, la connaissance intime du gisement est indispensable dans bien des cas. Or, l'étude des affleurements est, en Belgique, exceptionnelle (cf. chap. IV, n° 1), et, d'autre part, la visite des travaux souterrains, toujours pénible pour beaucoup, était très difficile

longtemps encore après la clôture des temps héroïques de la géologie (BRIART, 1889, p. 817).

On ne doit donc pas s'étonner de ce que, manquant de bases, le raisonnement fut souvent spéculatif par essence.

L'établissement des théories procède d'ailleurs du connu vers l'inconnu. Aussi, est-ce dans la nature actuelle que se recherchent, par voie d'analogie, les modèles désirés.

Mais les phénomènes actuels sont, eux aussi, ou mal ou insuffisamment étudiés. Ce n'est que tout récemment que certains faits, de la plus haute portée pour la question qui nous intéresse, ont été établis à suffisance.

Enfin, on a souvent versé dans le simplisme sous prétexte de rechercher la simplicité (SCHMITZ, 1897 *c*, p. 472). C'est surtout le cas des théories générales qui ne tiennent pas assez compte des variétés de situation (DE LAPPARENT, 1892, p. 14). La raison primordiale de ces confusions est le manque d'une terminologie bien établie et unanimement acceptée pour la désignation des combustibles fossiles.

4. L'ampleur et la complexité du sujet imposent une subdivision.

C'est la présence de combustible en quantités énormes, ou mieux sous un état de concentration particulièrement frappant, qui donne à cette étude son caractère d'originalité. Ce sera donc l'étude des combustibles qui retiendra surtout notre attention.

Cependant, afin de ne rien omettre, nous ne négligerons pas les roches stériles. Leurs relations avec les combustibles sont d'ailleurs assez étroites, dans certains cas.

Le plan sera donc général. Il sera, en outre, aussi méthodique que possible.

La base première des déductions sera toujours la connaissance du gisement, mais envisagée d'un point de vue d'ensemble, et sans qu'il puisse être question de fournir la description circonstanciée de diverses observations encore inédites, dont il sera fait état.

Je serai ainsi amené à passer successivement en revue : les caractéristiques de l'époque westphalienne ; les caractères généraux des formations westphaliennes de la Belgique ; les éléments des dépôts ; les bassins de dépôt ; les relations des éléments et des bassins de dépôt ; la constitution élémentaire des dépôts ; leur constitution d'ensemble ; la succession des dépôts ; l'extension des dépôts et les mouvements intrawestphaliens ; la consolidation des dépôts ; enfin, la durée de l'époque westphalienne.

Une dernière section servira au groupement des conclusions.

#### A. — Caractéristiques de l'époque westphalienne en Belgique et dans les régions voisines.

5. Une question de principe se pose dès le début.

Il est naturel que ce soient les phénomènes du présent qui nous servent de modèles pour la reconstitution des situations du passé. Bon gré, mal gré, tous ceux, qui se sont occupés du sujet, se sont ralliés, tout au moins implicitement, à l'école dite des causes actuelles (1).

L'école adverse ou des causes anciennes se fonde trop sur la puissance de l'imagination pour pouvoir résister à la critique (BRIART, 1889, p. 824).

Notre adhésion ne sera toutefois pas outrancière, car il faut craindre la fascination de toute doctrine, y compris

(1) La doctrine des causes actuelles, savoir que les phénomènes actuels ne diffèrent pas qualitativement des phénomènes anciens, ou mieux que la nature est toujours soumise aux mêmes lois, c'est-à-dire que les phénomènes sont à toutes époques gouvernés par les mêmes règles, est un postulat nécessaire, quoiqu'en général non explicite, placé à la base de toute science naturelle. Briart (1889, p. 824) a dénommé ce principe celui de l'école des causes réelles ; le principe, qui est considéré comme un postulat si l'on n'envisage que les temps présents, se démontre, en effet, par l'étude de la nature aux temps géologiques, ainsi que Lyell l'a indiqué le premier avec insistance.

celle des causes actuelles (DE LAPPARENT, 1892, p. 8 ; SCHMITZ, 1906, p. 473).

Comparaison n'est pas raison et même ne conduit à raison, que pour autant que les relations des termes soient nettement définies.

Il importe donc de préciser.

6. Le climat est le facteur le plus intéressant des phénomènes géologiques.

Cette prédominance ne lui vient pas seulement de ses conséquences : il la tient aussi de ses causes.

Ce seront toutefois les conséquences qui nous préoccupent principalement, parce que la recherche des causes est très délicate, en raison de leur complexité.

7. Les principales données sur la situation climatique d'une région déterminée à une phase déterminée sont fournies par les animaux et les plantes qui la peuplaient, à l'instant considéré, et, en tout premier lieu, par les restes autochtones des êtres sédentaires.

Tel est le cas de la flore des gisements houillers.

Leur faune ne fournit, au contraire, aucun renseignement précis. La présence de polypiers constructeurs de récifs dans le Dinantien a parfois été considérée comme significative (cf. FOURMARIER, 1908, 3<sup>e</sup> leçon). Mais il est d'autant plus délicat de faire état de ce fait relatif à une période antérieure, que les rares anthozoaires connus dans l'assise d'Andenne sont tous des formes cornues. Quoique relativement beaucoup plus importante, l'intervention des crinoïdes a, elle aussi, été absolument fugace en Belgique et dans les régions voisines ; elle se trouve limitée au Westphalien inférieur.

8. La constitution de la flore westphalienne est sensiblement homogène et dans l'espace et dans le temps.

Depuis la base de l'assise de Chokier, et surtout depuis celle de l'assise d'Andenne, jusqu'au sommet de l'assise du Flénu, ce sont les mêmes groupes, et comme domi-

nantes les mêmes genres, qu'on rencontre dans les divers bassins de la Belgique et même dans la plupart des gisements houillers de l'hémisphère nord.

L'étude en bloc de tout cet ensemble se trouve légitimée par cette constatation.

9. Les recherches poursuivies sur l'œcologie, ou tout au moins sur la morphologie de la flore westphalienne, ont jusqu'ici été très rares en Belgique. Des données relevées dans les gisements belges sont mentionnées incidemment dans quelques travaux (SCHMITZ, 1897 *a*, p. 53; RENIER, 1906 *a*, 1910 *a*, 1911 *a*; DELTENRE, 1908 *b*; CAMBIER et RENIER, 1912).

Pour le surplus, les descriptions données à diverses reprises (HOUZEAU, 1854 *b*, p. 85; WESMAEL, 1865, p. 132; LE HARDY, 1867, p. 20; BRIART, 1883, p. 172; 1889, p. 844; SCHMITZ, 1896 *e*, p. 469; BERTIAUX, 1907, p. 7; RENIER, 1908 *a*; KIDSTON, 1911; cf. BOMMER, 1891) s'inspirent principalement des études exécutées à l'étranger.

Les matériaux à structure conservée découverts depuis peu dans les gisements belges n'ont, jusqu'ici, été l'objet d'aucune description botanique proprement dite.

10. Dans l'état actuel de nos connaissances, et exception faite d'algues encore indéterminées (cf. BERTRAND, C. EG., 1906) ou problématiques, la flore des gisements houillers de la Belgique consiste exclusivement en cryptogames vasculaires et en gymnospermes.

Les auteurs considèrent unanimement qu'il s'agit là d'une flore terrestre.

Cette opinion, conforme aux enseignements de la géographie botanique des temps actuels, se fonde surtout sur la constitution de ces végétaux.

11. La flore principale, la seule qui se rencontre à l'état autochtone, est constituée d'espèces arborescentes de très grande taille : Equisétinées, Lépidodendrées, Sigillariées, Cordaitées, puis de Sphenophyllées et d'espèces à frondes

filicoïdes, Filicinées et Ptéridospermées, les unes herbacées, ou atteignant la taille d'arbrisseaux, les autres grimpanes et jouant le rôle de lianes.

Les fougères arborescentes semblent avoir été exceptionnelles. La rareté des débris de leurs stipes est toutefois de même ordre que celle des *Cordaicladus*, alors que les feuilles de *Cordaites* sont cependant fréquentes et souvent abondantes.

L'habitat de cette flore principale était marécageux.

Cette conclusion se déduit de l'étude des caractères éthologiques, tant anatomiques : bois réduit à cellules larges, tissus lacuneux des racines, graines à flotteur (appareil natatoire), etc., que morphologiques : grande taille, renflement basilaire des troncs, extension horizontale du système racinaire, racines étagées, feuilles aciculaires, etc., (cf. STOPES et WATSON, 1908, p. 205; POTONIÉ, 1910, p. 169, *in* DE DORLODOT, 1911, p. 106; WEISS, F.-E., 1911; GRAND'EURY, 1912, 1913).

Elle se trouve confirmée par le mode de fossilisation.

D'autre part, aucune des espèces connues ne semble pouvoir être tenue pour halophile (WEISS, F.-E., 1911, p. 10). Les marécages étaient donc d'eau douce.

12. La flore accessoire, encore mal connue, et principalement représentée par des gymnospermes voisins des conifères, serait au contraire une flore de montagne (cf. entr'autres STOPES et WATSON, 1908, p. 205; WEISS, F.-E., 1911, p. 11; *contra* POTONIÉ, 1910, p. 161).

En ce qui concerne les *Dicranophyllum*, on ne possède encore que des indices (GRAND'EURY, 1913, p. 102; cf. RENIER, 1907 *d*; 1908 *e*, p. 122).

Quant aux *Mesoxyylon*, leur bois était d'une dureté telle (cf. BERTRAND, P., 1910, p. 100), qu'il doit être tenu pour caractéristique d'un climat très sec (cf. POTONIÉ, 1910, p. 169).

13. La flore des gisements houillers de la Belgique témoigne d'un climat équatorial.

Le principal argument cité en faveur de cette opinion est l'abondance des fougères et l'existence de fougères arborescentes (cf. HOUZEAU, 1854 *b*, p. 89; LE HARDY, 1867). Encore qu'un grand nombre de formes à frondes filicoïdes aient été, non pas de véritables fougères, mais des ptéridospermées et que la plupart des filicinées westphaliennes aient appartenu à des groupes aujourd'hui éteints, cette considération peut encore posséder quelque valeur, puisque le groupe des Marattiacées, le plus voisin semble-t-il, des vraies fougères du Westphalien, est aujourd'hui confiné dans les régions équatoriales.

Certains botanistes sont d'avis que, dans son ensemble, la flore principale du Westphalien présente, non seulement les caractères d'une flore marécageuse, mais encore d'une flore marécageuse équatoriale (POTONIE, 1910, p. 152, *in* DE DORLODOT, H., 1911, pp. 68 et 106; *contra* ARBER, 1911, p. 69; cf. HOUZEAU, 1854 *b*, p. 89; LE HARDY, 1867, p. 23).

14. Le même régime régnait sur des régions considérables de l'hémisphère nord, depuis le cercle polaire jusqu'aux tropiques (cf. BRIART, 1889, p. 824). L'extension des zones climatiques était donc très vaste, ce qui ne signifie nullement uniformité absolue du climat en tous points (cf. FAYOL, 1887, p. 332).

Abstraction faite de la localisation régionale, d'ailleurs parfois exagérée, de certaines espèces ou variétés, la flore fondamentale des gisements houillers d'âge westphalien est, en effet, très uniforme (cf. CORNET, J., 1913 *a*, n° 1110).

Divers auteurs ont cru pouvoir aller plus loin et trouver dans ce fait la preuve du climat équatorial de nos régions aux temps westphaliens. Mais cette conclusion implique la supposition, toute gratuite, que le climat des régions équatoriales n'a pas varié dans la suite des temps.

15. En outre, il n'existait pas de saisons.

La preuve en est fournie par l'étude des bois. On n'y relève pas trace de zones annuelles (cf. HOUZEAU, 1854 *b*, p. 88). Seule, la flore

de montagne peut à ce sujet fournir des arguments décisifs, car « aujourd'hui, entre les tropiques, et surtout au voisinage de l'équateur, les plantes, qui poussent le pied dans l'eau, ont les zones annuelles indécises ou absentes; celles-ci sont très nettes, au contraire, chez les arbres des lieux secs », écrit M. Cornet (1913 *a*, n° 1110), qui, par ses voyages au Congo belge, a acquis une expérience personnelle de la matière (cf. POTONIE, 1910, p. 167).

Or, certain *Mesoxylon* recueilli en Belgique, et de diamètre trop fort, malgré l'exubérance de la végétation tropicale (cf. CORNET, 1913 *a*, n° 1078), pour représenter le bois d'une première année, ne montre pas la moindre trace de zones annuelles (cf. BERTRAND, P., 1910, p. 100).

Ces *Mesoxylon*, également connus en Angleterre, sont certes allochtones, dans tous les gisements signalés. Ce fait est sans conséquence, car la région continentale, qu'ils peuplaient, était vraisemblablement septentrionale (cf. n° 77). Or, M. Gothan a montré que les saisons s'étaient esquissées en premier lieu dans ces régions.

16. De ces deux derniers faits, extension très vaste ou même absence des zones climatiques dans l'hémisphère nord et absence de saisons, les auteurs ont cru pouvoir déduire diverses conclusions :

1° Calme relatif de l'atmosphère, absence de tempêtes et d'ouragans (BRIART, 1883, p. 177; 1889, p. 846);

2° Activité moindre des courants marins, surtout des courants de fond, amenant en profondeur les eaux aérées et oxydantes descendant du pôle (DE DORLODOT, 1911 *a*);

3° Localisation moins accentuée des animaux sténothermes (RENIER, 1914 *b*).

Les deux premiers points ne nous intéresseront que très accessoirement. Je reviendrai, dans la suite, sur le troisième (cf. n° 36 et 37).

De ce que le climat était tropical, la plupart des auteurs ont conclu à la vivacité d'allure des phénomènes de putréfaction. L'état de conservation des plantes fossiles des gisements houillers leur donne, jusqu'à un certain

point, raison, car la plus grande partie des tissus internes des troncs et des tiges conservés en empreintes a totalement disparu, particularité qui a souvent conduit, mais à tort, les géologues à considérer ces tiges comme originellement succulentes ou fistuleuses (cf. LE HARDY, 1867, p. 19; BRIART, 1889, p. 820).

Il faut toutefois se garder de toute exagération et, notamment, de conclure que putréfaction rapide équivaut à consommation (BRIART, 1889, p. 825).

Des explorations récentes ont définitivement établi la formation actuelle, dans la zone équatoriale, d'accumulations spontanées de végétaux de toutes sortes par le processus général, auquel il convient d'appliquer le nom de tourbage (POTONIÉ, 1910, p. 154; 1912, p. 185; cf. STEVENSON, 1911, p. 563; DE DORLODOT, 1911, p. 68; CORNET, 1908 *d*, 1913 *a*, n° 1078), et que des arguments théoriques : absence d'insolation directe du sol des forêts denses, présence d'une atmosphère humide et stagnante, porteraient déjà à admettre (LE HARDY, 1867, p. 25).

Finalement, de vraies tourbières ont été décrites vivant à Ceylan (KEILHACK, 1915).

17. Quant aux causes de cette uniformité de climat (cf. CORNET, J., 1913 *a*, n° 1112), divers auteurs admettent qu'elle doit surtout être recherchée dans l'état de l'atmosphère.

A leur avis, une teneur exceptionnellement élevée en anhydride carbonique pourrait seule expliquer l'accumulation de matières carbonées en quantités aussi considérables que celles qui se trouvent enfouies au cours de la période westphalienne (HOUSSEAU, 1854 *b*, p. 84; 1867, p. 10; SCHMITZ, 1896 *e*, p. 467; STAINIER, 1911 *b*; GRAND'EURY, 1913, p. 116); mais la considération des phénomènes actuels porte à penser que semblables accumulations sont, avant tout, le résultat des situations géographiques (POTONIÉ, 1910, p. 187; CORNET, J., 1913 *a*, n° 1109; cf. BRIART, 1889, p. 824).

On a d'ailleurs objecté l'existence, aux temps westphaliens, d'animaux à respiration aérienne et notamment d'insectes (BRIART, 1889,

p. 819, note); l'étude plus récente des caractères éthologiques de certains insectes houillers porterait cependant à conclure que l'atmosphère de cette époque devait être particulièrement dense (cf. CORNET, 1913 *a*, p. 81, note 3).

En tout cas, comme un argument négatif n'a aucune valeur probante, de la non découverte d'animaux à respiration aérienne, tels que reptiles, oiseaux ou mammifères, on ne pourrait conclure à l'irrespirabilité de l'atmosphère (LE HARDY, 1867, p. 10).

A considérer le développement du règne animal à travers les temps géologiques, l'explication de l'absence de vertébrés hautement organisés au Westphalien semble d'ailleurs devoir être rapportée à d'autres causes, celles qui règlent l'évolution biologique.

Enfin, une influence plus accentuée de la chaleur centrale du globe terrestre a parfois été invoquée (GAIN, 1867, p. 82; LE HARDY, 1867, p. 34). C'est là une pure affirmation. La croûte terrestre était-elle moins épaisse et surtout plus conductrice ?

#### B. -- Caractères généraux des formations westphaliennes de la Belgique.

18. Les dépôts, qui ont constitué originellement les gisements houillers, sont tous d'origine sédimentaire.

Ce sont des roches.

Si divers manuels ou traités de minéralogie rangent aujourd'hui encore les diverses variétés de combustibles fossiles, et notamment la houille, parmi les minéraux, c'est uniquement par tradition.

Si les mineurs dénomment « veines » les couches de houille, c'est que ce terme était de mise à une époque où la classification des gisements minéraux était encore imparfaite (HÉRON DE VILLEFOSSE, 1819, pp. 24 et 46). L'usage a maintenu ce terme impropre.

19. Les renseignements principaux sur la nature des roches ont été donnés précédemment (chap. VI).

Les schistes dominent; puis viennent, par rang d'importance, les psammites, les grès, grès quartzites et quartzites, les houilles, les *cannels*, les poudingues, les calcaires et les *pseudo-cannels*.

La couleur des roches varie du blanc au noir, avec prédominance des gris, parfois brunâtres ou encore bleuâtres ; la considération de la poussière ou de la rayure à la pointe d'acier est, à cet égard, souvent plus frappante que celle de la couleur par réflexion.

Aucune roche n'est originellement rouge. Ce n'est que par suite de renseignements inexacts, que certaines roches de cette couleur, rencontrées dans le bassin de la Campine, ont été rapportées au Houiller. Elles sont, en réalité, triasiques (cf. CORNET, J., 1900 *c*, p. 311 ; VAN ERTBORN, 1901 ; FORIR, 1902 *b*, p. 94 ; STAINIER, 1902 *a*, p. 109 ; 1903 *b* ; HABETS, LOHEST et FORIR, 1903 ; 1906, p. 551 ; DE LAPPARENT, 1903 *a*, 1903 *b* ; SIMOENS, 1903 *b*, 1903 *d* ; FOURMARIER et RENIER, 1903, p. 1202 ; FORIR, 1906 *a*, p. 679).

Par altération, certaines roches prennent quelquefois une teinte rougeâtre (cf. PURVES, 1881, pp. 521 et 530 ; GOSSELET, 1888, p. 693 ; CORNET, 1899, p. 135), ou verdâtre (PURVES, 1881, p. 529), ou encore blanchâtre (FALY, 1887 ; CORNET, 1900 *a*, p. 199).

20. Ces roches sont stratifiées.

Le cas des couches de houille est particulièrement frappant, parce que les travaux d'exploitation fournissent une démonstration irrécusable de leur grande extension horizontale. Certaines des principales couches, sinon la plupart, sont connues sur la surface entière délimitée par les affleurements (cf. pl. III ; *contra* DE LAPPARENT, 1892, p. 40, *non* p. 43).

La composition des couches de houille (cf. chap. VI, n° 19), parfois très constante, ne varie d'ailleurs que très progressivement (exemples *in* JOASSART, 1899 ; DELTENRE, 1908 *b*, p. 215 ; 1912 *b*, p. 502).

Les variations de constitution des stampes (cf. chap. VI, n° 21) sont, elles aussi, très lentes, sans qu'il soit, d'ailleurs, établi à suffisance, faute de levers assez détaillés, qu'elles se produisent par transformation progressive.

21. La stratification est fréquemment reconnaissable dans la masse même des roches.

Elle est, il est vrai, « fausse » ou entrecroisée dans les grès, et surtout dans les psammites zonaires.

Elle est, au contraire, très nette dans certains schistes et encore, quoique moins régulière, dans la houille, où elle se trouve soulignée par les barres de charbon brillant.

22. On ne peut toutefois considérer comme primitifs la plupart des joints de stratification (cf. DE DORLODOT, H., 1911 *b*, p. 130).

Originellement, l'ensemble était moins nettement stratifié et plus lié.

La stratification s'est trouvée accentuée :

a) Par le tassement des sédiments (BRIART, 1889, p. 840 ; cf. ci-après n° 84) ;

b) Par les actions tectoniques. L'existence de ces actions ressort à l'évidence de l'examen des coupes et plans miniers. Or, une expérience élémentaire permet de constater que le ploiement de strates régulièrement empilées n'est possible, que pour autant qu'il se produise dans la masse des glissements suivant la stratification.

D'ailleurs, les études sur la résistance des matériaux fournissent la démonstration que les ruptures mécaniques, par cisaillement ou de toute autre façon, se produisent dans les sections qui présentent, entre leurs faces, une brusque variation de résistance.

C'est pourquoi l'accentuation de la stratification par glissements tectoniques a eu lieu, de préférence, suivant les passées schisteuses de la masse d'un grès ; dans un schiste suivant les lits fossilifères, et ainsi de suite (cf. LOHEST, 1890 *c*) ;

c) Par les altérations chimiques. L'eau circule de préférence à la limite de deux dépôts de natures différentes, ou suivant un niveau de fissuration.

23. Dans le bassin de Haine-Sambre-Meuse, le seul exploré de façon assez détaillée, on ne relève pas de discordance de stratification notable dans les limites actuelles d'extension des dépôts westphaliens (cf. chap. IV, n° 3 ; chap. VI, n° 21 ; chap. VIII, n° 11).

On a certes signalé, de-ci de-là, l'allure légèrement transgressive des dépôts qui recouvrent immédiatement les couches de houille (COCHETEUX, 1886 ; DELTENRE, 1908 *a*, p. 172 ; BARROIS, 1910 *a*, p. 12, *contra* BRIEN, 1908), mais

ces phénomènes sont locaux et jamais les théories de développement transgressif, émises à propos du Nord de la France, et d'ailleurs aujourd'hui entièrement ruinées (cf. chap. VIII, n° 11), n'ont trouvé d'appui auprès des géologues belges (cf. STAINIER, 1900 *a*, p. 570).

24. Enfin, il doit être bien entendu que, dans tout ce qui va suivre, le gisement est supposé dans sa position originelle, savoir, non pas qu'à la clôture des temps westphaliens, l'ensemble des dépôts était horizontal, mais qu'au moment de sa formation, chacune des strates était sensiblement horizontale.

De prime abord, les anciens auteurs (cf. BURAT, 1841, p. 48; LE HARDY, 1867, p. 29) ne pouvaient admettre qu'il en ait été autrement pour les couches schisteuses.

L'étude du mode de formation des couches de houille nous fournira, dans la suite, la preuve que cette opinion est bien fondée.

Dans ces conditions, je crois devoir, par principe, négliger les travaux qui, sans fournir d'autres justifications que des considérations de pure imagination, considèrent que les allures actuelles, et souvent si disloquées, des couches de houille des gisements belges ne sont pas uniquement dues à des phénomènes postérieurs à leur formation (cf. LEMIERE, 1905 *a*, p. 227; 1905 *b*, p. 1377, pl. IV).

### C. — Éléments des dépôts.

25. Bien que les études lithologiques aient été jusqu'ici, hormis quelques cas spéciaux, exclusivement macroscopiques (cf. chap. VI, n°s 4 et 12), il est néanmoins nécessaire de compléter l'exposé qui en a été fait du seul point de vue stratigraphique.

26. L'observation sommaire permet de distinguer dans

les roches deux catégories d'éléments: les uns de première constitution; les autres d'intervention tardive.

27. Les éléments de première constitution sont ou terrigènes ou organiques.

Ces derniers n'interviennent dans l'ensemble que pour quelques centièmes de la masse. Néanmoins, leur rôle est d'un intérêt transcendant.

28. Les éléments terrigènes sont ou des minéraux simples ou des roches remaniées à l'état de fragments ou de galets.

a) Les minéraux simples sont le quartz, des feldspaths encore indéterminés, des micas, principalement des micas blancs, et la calcite, auxquels sont fréquemment associés rutile, zircon et tourmaline (cf. BARROIS, 1912, p. 12). C'est là tout ce qu'on en connaît.

b) Les roches à l'état de fragments ou de galets (cf. chap. VI, n°s 8, 10 et 31) sont les suivantes: quartz de filon ou de pegmatite, phanites noirs, souvent à radio-laires, notamment dans le poudingue H1c, grès quartzites noirs, grès divers, poudingue, schistes sidérifères, calcaires parfois silicifiés, houille, anthracite, tuf kéraatophyrique (?).

Les galets ne sont d'ailleurs ni des concrétions ni des météorites (BRIART, 1889, p. 841).

Dans les bassins français, où ces études ont été particulièrement poussées, on a signalé, en outre, une proportion notable de roches cristallines (cf. ci-après n° 77 b).

L'étude des roches anciennes, qui interviennent à l'état de fragments microscopiques dans la constitution de certains grès, est encore à faire.

29. Les éléments d'origine organique proviennent surtout de végétaux et, pour une part très minime, d'animaux.

a) Les animaux sont principalement aquatiques, bien que certains d'entr'eux soient aériens ou subaériens.

Les restes de ces derniers (tous arthropodes) paraissent consister exclusivement en exosquelettes, les parties molles ayant disparu par putréfaction.

Les débris des crinoïdes fournissent un appoint de calcaire parfois important. Les tests de vers, brachiopodes articulés, lamellibranches, gastéropodes et céphalopodes sont, au contraire, très rarement conservés et, dans ce cas, généralement très minces. Les squelettes, plus ou moins chitineux, de brachiopodes inarticulés, arthropodes et poissons représentent une masse insignifiante.

b) Les végétaux, actuellement connus, sont exclusivement terrestres (cf. n° 10). Ils avaient subi une putréfaction plus ou moins avancée au moment de leur enfouissement.

La substance organique des débris, qu'il est possible d'identifier, se présente le plus souvent à l'état de charbon brillant craquelé, se clivant en parallépipèdes (1). L'épaisseur des lamelles varie avec la nature de l'organe. Elle est particulièrement importante pour les zones externes de certaines écorces.

A côté de ce charbon, caractéristique des « houilles », se rencontrent, sous un état qui rappelle celui du charbon de bois, des fragments lamelliformes de tissus ligneux. C'est la *houille daloidé* (HAUY, 1822, t. IV, p. 460 ; DAVREUX, 1833, p. 102) ou fusain (GRAND'EURY, 1882, p. 17).

La conversion en houille ou charbon brillant est postérieure à l'incorporation dans les sédiments, car les attitudes des fossiles témoignent qu'ils possédaient encore à ce moment une très grande élasticité. La présence de

(1) Cette division parallépipédique s'observe déjà dans les restes ligniteux de végétaux beaucoup plus récents, tels ceux des argiles d'Aix-la-Chapelle (Sénonien inférieur), de la Campine. La matière végétale, conservée entre les cuticules des feuilles de dicotylés, y est soudée en une masse craquelée suivant un réseau plus ou moins cubique.

spirorbes (cf. ci-après, n° 41) en est une autre preuve (BARROIS, 1904).

Il se pourrait qu'il en ait été autrement du fusain (cf. GRAND'EURY, 1882, p. 141 ; 1913, p. 104).

c) En outre, de ces éléments organiques figurés, dont la nature peut être plus ou moins aisément déterminée, il en est d'autres qui ont contribué à la constitution des dépôts. La trame de toutes les roches carbonées cohérentes, qui se sont prêtées à l'examen microscopique, est, en effet, constituée par une matière organique amorphe. On l'a dénommée bouillie ou purée végétale, gelée organique, phytenzyme, carbohumine, matière fondamentale. Ces derniers termes, étant neutres, paraissent préférables.

30. Les éléments tardifs sont des minéraux à l'état d'imprégnations ou de concrétions.

Ce sont principalement la silice, des carbonates divers, plus ou moins ferrifères, et des sulfures (cf. chap. VII, n° 5).

Il faut y rattacher certains produits de remplissage, des géodes, des concrétions, notamment les pétroles, la hatchettite et l'« anthracite » (cf. chap. VII, n° 6).

#### D. — Les bassins de dépôt.

31. Le caractère sédimentaire des dépôts n'implique pas nécessairement qu'ils se soient constitués sous l'eau.

Cependant, la conservation de substances putrescibles en masses importantes n'est possible que pour autant que leur accumulation se fasse à l'abri de l'air, c'est-à-dire sous l'eau.

Ainsi se trouve justifiée, au point de vue même des roches spécialement intéressantes, la conception qu'implique le titre de cette section.

32. Un bassin de dépôt peut toutefois être de types bien divers. On peut le supposer marin, lagunaire, lacustre ou palustre, car, dans chacun de ces cas, il est possible de concevoir que l'eau soit peu ou pas aérée, soit par défaut d'agitation, soit par manque de circulation.

La conclusion des études synthétisées ci-après est que les bassins de dépôt des gisements houillers de la Belgique ont été tour à tour marins, lagunaires, palustres et même lacustres, mais que la profondeur d'eau y fut toujours faible, atteignant au maximum et rarement une centaine de mètres, et que, souvent, elle fut même insignifiante.

Il est donc regrettable que divers auteurs (BURAT, 1851, p. 4; BRIART, 1889, p. 823; DE LAPPARENT, 1892, p. 42) aient qualifié de « marins » les bassins houillers de ce type (FIRKET, 1894, p. 29). La dénomination de paraliques, Naumann (cf. CORNET, 1913 a, n° 1103), plus conforme aux données d'observation, établit à suffisance l'opposition avec les gisements limniques, puisque les auteurs s'accordent à distinguer, pour le moins, deux catégories (cf. BURAT, 1851, p. 4; LE HARDY, 1867, p. 24; BRIART, 1889, p. 823; MALHERBE, 1890 a).

33. Pour résoudre la question, trois méthodes ont été proposées :

La première ne tient compte que de la morphologie stratigraphique des dépôts. De ce que ceux-ci se présentent en bancs minces, largement étalés, certains auteurs (FAYOL, 1887, p. 15; DE LAPPARENT, 1892, p. 42) ont cru pouvoir déduire qu'ils s'étaient constitués dans des bassins aux eaux constamment agitées, tels des bassins marins. Cette conclusion se fonde plus sur des études expérimentales que sur l'observation des phénomènes naturels. Elle est formellement contredite par l'étude détaillée des faits.

Une seconde méthode fait état de caractères minéra-

logiques ou lithologiques : présence d'eaux salées dans les fissures de certains grès ou, mieux, existence de chlorure sodique dans leur masse (MALHERBE, 1869; 1890 a, p. 29). Ce dernier fait a été sérieusement mis en doute. Quant aux eaux salées, leur origine est encore très discutée, comme nous le verrons dans la suite. Si même on est amené à les considérer comme fossiles, on ne peut prouver que leur salure ne soit pas tardive (cf. ci-après n° 85).

Reste, enfin, la paléontologie biogéographique (FRÉCH, 1899, p. 266; BARROIS, 1912, p. 86; RENIER, 1914 b; cf. LE HARDY DE BEAULIEU, 1856, p. 12; FIRKET, A., 1894, p. 40). Son emploi est délicat et limité, car elle ne s'applique qu'aux seules strates fossilifères.

Il est d'ailleurs établi qu'une série sédimentaire, formant un banc massif, parce qu'aucun joint de stratification n'y a été déclanché, peut, malgré son homogénéité apparente, présenter deux facies successifs bien différents (Ex. STAINIER, 1905, p. 79; RENIER, 1912 d, p. 375). Ce fait est de nature à nous rendre particulièrement circonspects (1).

Néanmoins cette méthode est la seule qui fournisse des conclusions satisfaisantes. Les progrès continuels des explorations permettent de serrer chaque jour la question d'un peu plus près (2).

34. Tout comme en stratigraphie (cf. chap. V), paléobotanique et paléozoologie doivent ici entrer également en ligne de compte.

(1) Burat (1851, p. 4), dans l'ignorance des caractères paléontologiques du Houiller, recourrait à ceux du Dinantien ou calcaire carbonifère sous-jacent pour justifier la dénomination de bassins houillers marins.

(2) Il ne peut être question d'exposer ici ce problème d'un point de vue didactique et général. Admettant la doctrine des causes actuelles, on se base sur les lois de la biogéographie des temps présents, et on en utilise la terminologie. Celle-ci se trouve condensée dans les récents manuels, tels HAUG, 1907, *Traité de géologie*, t. I, chap. III-IV; CORNET, J., 1909, *Géologie*, t. II, pp. 166-172; etc.

Nous étudierons d'abord les données fauniques, parce qu'elles sont d'une lecture moins difficile.

35. Les principaux facies zoologiques sont les suivants :

- a) Facies calcaire à crinoïdes ;
- b) Facies vaseux à céphalopodes ;
- c) Facies fangeux à *Lingula* ;
- d) Facies vaseux à *Carbonicola*, *Anthracomya* et *Naidites* ;
- e) Facies vaseux à entomostracés ;
- f) Facies divers à *Spirorbis*.

Le facies à spicules de spongiaires (FRECH 1899, p. 288) n'a pas jusqu'ici été signalé dans le Westphalien de Belgique (cf. chap. VI, n° 9).

Quant aux autres groupes d'animaux benthoniques, de même que les traces organiques : pistes vermiformes, « tubulations » ou galeries d'animaux arénicoles (cf. PURVES, 1884, p. 5 ; FOURMARIER, 1913 *b*, p. 606), leur répartition est encore trop mal connue pour qu'il puisse en être fait état.

36. Le *facies calcaire à crinoïdes* est franchement marin et néritique.

Les débris de ces animaux, presque exclusivement benthoniques, sont, en effet, autochtones, car ils sont parfois si nombreux qu'ils en sont venus à constituer une arène calcaire.

Bien que les représentants de ce groupe soient aujourd'hui cantonnés dans des zones bathymétriques profondes, — ce qui témoigne de leur sténothermie ou inaptitude à supporter des variations de température de quelque importance, — leur association constante, dans les dépôts paléozoïques, avec des brachiopodes ou encore des polypiers constructeurs de récifs a depuis longtemps déjà conduit les auteurs à les considérer comme ayant habité à ces époques des zones moins profondes (cf. FRECH, 1899, p. 267 ; DELÉPINE, 1911, p. 348).

La raison dernière de cette différence de répartition est, à mon sens, que la sténothermie n'avait pas, aux temps westphaliens, l'occasion de se manifester dans nos régions, puisque le climat y était

uniforme (cf. ci dessus n°s 14-16). Tous les êtres s'y comportaient, comme s'ils eussent été eurythermes.

37. Le *facies à céphalopodes*, avec association de brachiopodes inarticulés et articulés, de lamellibranches divers (taxodontes, paléoconques, etc.), plus rarement de gastéropodes, est, lui aussi, franchement marin et néritique.

Les formes autochtones qu'on y rencontre, sont ou actuellement encore franchement marines, ou alliées à des types aujourd'hui marins.

Tous les auteurs sont d'accord sur ce point.

Mais la plus grande divergence d'opinions règne au sujet de la profondeur d'eau, et cela en raison même de la présence de céphalopodes.

L'assimilation de ces céphalopodes à du pseudo plancton, suivant une idée émise par d'Orbigny (cf. CORNET, 1906 *d*, p. 105), est, en effet, inacceptable, car le grand nombre, la bonne conservation, l'association d'individus de tous les âges, la présence de pontes entières, tout témoigne de l'autochtonie de ces animaux, qu'il faut, au surplus, ranger dans le benthos.

Aussi, divers auteurs (DE LAPPARENT, 1892, p. 38 ; FRECH, 1899, p. 267 ; STAINIER, 1901, p. 51 ; HAUG, 1908, p. 749) sont-ils d'avis que ces boues argileuses et carbonées à céphalopodes représentent des formations bathyales, parce qu'aux temps présents, les Nautilés, seuls survivants de l'ordre des tétrabranchiens, appartiennent au benthos des zones profondes.

D'autres rejettent cette manière de voir, parfois sans s'expliquer autrement (GOSSELET, 1901, p. 40), plus souvent pour des raisons diverses.

La présence de débris de végétaux terrestres (LOHEST, 1906 *c* ; BARROIS, 1912, p. 117) ne constitue pas cependant une preuve formelle de facies néritique (cf. RENIER, 1906 *d*, p. 116), car ces débris de plantes, même chargés de *Posidoniella* (CORNET, 1906 *d*, pp. 149-151), appartiennent au pseudo-plancton et sont, par conséquent, ubiquistes (cf. DE DORLODOT, 1911 *a*, p. 148 ; CORNET, 1913 *a*, n° 1088).

Mais il n'en est pas de même de l'association de brachiopodes et surtout de nombreux lamellibranches à byssus, qui forment la dominante des faunes dites à céphalopodes du Westphalien de

Belgique (CORNET, J., 1906 *d*, p. 151). Le facies doit, en conséquence, être tenu, non seulement pour néritique, mais même pour littoral.

L'explication de cette variation d'habitat des céphalopodes tétrabranchediaux pourrait, d'après certains auteurs (BARROIS, 1912, p. 91 note), être recherchée dans une variation à travers les temps de leurs exigences biologiques.

Il semble plus simple d'admettre, tout comme pour les crinoïdes, que les Nautilus ne sont actuellement des animaux d'eau profonde qu'en raison de leur sténothermie, et que, la sténothermie n'ayant pas eu l'occasion de se manifester aux temps westphaliens, les céphalopodes tétrabranchediaux ont, à cette époque, prospéré même dans la bande littorale.

Il se rencontre des cas où la même faune de brachiopodes et de lamellibranches ne renferme pas, tout au moins localement, de céphalopodes; mais ces cas peuvent être considérés comme des variantes du type général, plutôt que comme des facies spéciaux, ainsi qu'on l'a proposé (BARROIS, 1912, p. 86).

38. Le facies à *Lingula*, est typiquement caractérisé par ce genre de brachiopode inarticulé, à l'exclusion de toute autre forme.

Il est marin, mais aussi absolument littoral.

Telles sont, en effet, actuellement les conditions d'existence de ces animaux.

Divers auteurs (DE DORLODOT, H., 1911 *b*, pp. 143 et 146; SCHMITZ, 1911; cf. FRECH, 1899, p. 267) ont certes admis que les lingules auraient pu, aux temps paléozoïques, s'acclimater aux eaux douces.

Mais, à une exception près, la totalité des observations sur le mode de gisement des lingules dans le Westphalien de la Belgique permet de conclure qu'il n'existe aucun argument en faveur de cette hypothèse. En effet, les lingules présentaient à cette époque les mêmes caractéristiques biologiques que celles qu'on leur connaît aujourd'hui (RENIER, 1912 *d*, p. 380). La poursuite des explorations détaillées fournit des preuves chaque jour plus nombreuses de la fréquence du passage latéral du facies à lingules au facies dit ici à céphalopodes (cf. STAINIER, 1914 *a*, p. 34), dans lequel elles ont été fréquemment signalées. M. Stainier (1901, p. 147) les a, une seule

fois, rencontrées associées à des *Carbonicola*. Un fait semblable a été décrit, une seule fois également, en Angleterre. Ces trouvailles mériteraient de faire l'objet d'un examen approfondi.

39. Parfois désigné sous le nom de facies à « Carbonicolides » (cf. STAINIER, 1912 *b*, p. 201), le facies à *Carbonicola*, *Anthracomya* et *Naiadites* est, au contraire, d'eau douce.

A l'état franchement autochtone, — coquille entière et close, souvent normale à la stratification, charnière dirigée vers le bas, ou, encore, coquille ouverte, valves béantes, mais en connexion (cf. DE LIMBOURG, 1774; SUSS, 1889, p. 302; 1899, p. 393). — cette faune est sans mélange avec les précédentes (cf. chap. V, n° 15). C'est là un premier argument.

Le fait que, dans un gîte belge, tout comme dans un gîte d'Angleterre, des lingules se trouvent dans le même joint de stratification que des *Carbonicola*, ne constitue pas une objection bien grave. On manque d'ailleurs de détails sur le cas belge (cf. STAINIER, 1901, p. 47).

La parenté avec les *Unio* et les *Dreissensia*, qui habitent actuellement les eaux douces, est également suggestive.

Fait plus probant, on relève fréquemment une corrosion très nette des crochets par les eaux qui imprégnaient le fond boueux sur lequel ont vécu ces coquillages. C'est la preuve formelle que les eaux étaient douces (HIND, 1894, p. 12; 1912, p. 3).

Enfin, la roche est typiquement une boue noire, argileuse, légèrement fétide, mais rarement pyriteuse, formant parfois des bancs lenticulaires assez limités (DELTENRE, 1908 *a*, pp. 171-172; 1912 *b*, p. 506), et les végétaux qui s'y rencontrent ne sont pas aussi profondément altérés que ceux qui se trouvent enfouis dans des dépôts franchement marins.

40. Le facies à *entomostracés* est parfois isolé. Sans définition plus précise, il n'est toutefois pas susceptible d'interprétation, car, à en juger par les cas où ils sont associés à des facies signalés ci-dessus, tels ostracodes sont marins (exemple in STAINIER, 1891 *d*, p. 59), tels autres ento-

mostracés, notamment des phyllopoies, par exemple *Leaia* (cf. RENIER, 1907 a, p. 59), sont d'eau douce.

Il faudrait de nouvelles recherches pour autoriser des conclusions intéressantes.

41. Le *facies à spirorbes* n'est pas connu à l'état indépendant en Belgique, ainsi qu'il l'est en Angleterre, dans les districts du Centre, où existent des calcaires à spirorbes.

En Belgique, les spirorbes se rencontrent parfois libres, plus souvent fixés sur des débris organiques de toutes espèces, c'est-à-dire associés à d'autres facies fauniques ou floristiques.

Son interprétation est encore plus ou moins douteuse. Il semble bien être côtier, mais marin.

Rapportées d'abord aux gastéropodes pulmonés sous le nom de *Palaeorbis ammonis* (VAN BENEDEN et GEMANS, 1867), ces minuscules « coquilles » tubulaires, grossièrement hélicoïdales, qui, ordinairement, ne sont connues qu'à l'état de moulages, le plus souvent internes, ont bientôt été rapprochées des tubes des spirorbes actuels. Dans certains cas, grâce à une conservation exceptionnelle du tube calcaire, cette identification a pu être démontrée à suffisance (BARROIS, 1904, p. 53; MALAQUIN, 1904).

Néanmoins, le doute semble encore subsister dans certains esprits et la question mériterait de faire l'objet d'une étude plus étendue.

Quoi qu'il en soit, présentement, les spirorbes habitent les côtes maritimes et ne prospèrent que dans des eaux relativement pures (BARROIS, 1904, p. 60; CORNET, J., 1913 a, n° 1096).

A s'en tenir là, le *facies à spirorbes* serait donc marin et côtier.

Effectivement, les spirorbes sont associés à certaines faunes à céphalopodes. Mais leur association au *facies franc* à *Carbonicola* autochtones est non moins certain (Ex. STAINIER, 1901, p. 41) et assez fréquent.

L'expérience démontre toutefois qu'actuellement, ces animaux sont euryhalins : leurs facultés d'adaptation en eau de salure très variable sont bien établies.

Aussi, certains auteurs admettent-ils, de façon générale, qu'aux temps houillers, les spirorbes vivaient dans des eaux désalées (MALA-

QUIN, 1904, p. 70), voire dans des eaux douces (DE DORLODOT, H., 1911 b, p. 144).

Cependant, à ma connaissance, les spirorbes wesphaliens n'ont été observés que sur des corps morts (cf. BARROIS, 1904, p. 57). Dans certain cas, particulièrement net, ce sont des végétaux allochtones ou subautochtones amassés dans une région voisine de celle où la même strate renferme un *facies à Lingula* ou à céphalopodes.

Le *facies à spirorbes* pouvait donc n'être qu'un *facies marin* surajouté à un *facies d'eau douce*, par exemple, à *Carbonicola*, non encore fixé par enfouissement. La submersion aurait été tranquille, suffisante pour amener une communication avec la mer (BARROIS, 1904, p. 58; MALAQUIN, 1904, p. 72; CARPENTIER, 1913, p. 285).

42. D'après certains auteurs (FAYOL, 1887, p. 163), un débris végétal quelconque, isolé au milieu d'un schiste ou d'un grès, a été évidemment charrié par les eaux.

Les données d'observation : attitude de divers organes, relations anatomiques, abondance, degré de désintégration et stade de macération conduisent à déclarer que la flore principale terrestre et d'habitat palustre du Westphalien de la Belgique (cf. nos 10 et 11) se présente au moins sous trois *facies* principaux, que je dénommerai :

- a) *Facies à flore allochtone* ;
- b) *Facies à flore subautochtone* ;
- c) *Facies à flore autochtone*.

Ces divers types comportent d'ailleurs des variantes.

Ces *facies floristiques* sont relativement indépendants de la nature lithologique des sédiments, tandis que les *facies zoologiques* y sont étroitement liés.

43. Les *facies à flore allochtone* sont sans signification paléogéographique immédiate autre que celle de l'existence d'une nappe aqueuse. Leur interprétation réclame souvent une longue étude.

Les *facies à flore allochtone* se distinguent tout d'abord et souvent par l'association d'organes subaériens de végétaux à des restes d'ani-

maux aquatiques. Ce caractère est toutefois d'appréciation délicate, car l'association dans un même joint de stratification n'implique pas nécessairement la coexistence dans le temps, ainsi qu'il vient d'être suggéré à propos des spirorbes. Il se peut que les végétaux se soient implantés postérieurement dans les sédiments au sein desquels se trouvaient enfouis les restes d'animaux, ou encore, que l'enlèvement d'un végétal implanté ait eu lieu tardivement dans un bassin où prolifait une population animale (cf. ci-après n° 45 a et b).

Le caractère le plus frappant du faciès à flore allochtone est le classement des restes de végétaux par équivalence, c'est-à-dire ici par éléments de même grandeur sans égard à leurs rapports anatomiques. Ce classement se traduit, en outre, par une relation avec le grain des sédiments terrigènes : grosses tiges décortiquées dans les dépôts sableux ; éléments minuscules, hachés menu comme paille dans les dépôts plus argileux (cf. JACQUES, 1867, p. 178 ; RENIER, 1906 a, p. 273).

La propriété, que possèdent certains organes, notamment les graines de flotter aisément, constitue toutefois une cause d'irrégularités.

En outre, les débris végétaux sont généralement dilacérés. Cette fragmentation peut toutefois avoir ses origines dans les phénomènes de macération ou de putréfaction préalables.

Enfin, la putréfaction est variable et semble seule permettre une distinction des faciès marins et des faciès d'eau douce. Elle est beaucoup plus avancée dans le premier cas. Le charbon a un aspect moins régulier ; son épaisseur est proportionnellement très réduite ; seules les parties ligneuses sont conservées.

Il est toutefois sans grande utilité d'insister ici plus longuement sur les diverses variantes de ce type.

44. Les faciès à flore subautochtone, c'est-à-dire à flore enfouie presque sur place, est subcontinental, s'entend marque souvent la clôture d'une phase continentale ou le voisinage de la terre ferme, si tant est qu'on puisse ainsi qualifier une région à sol marécageux.

Le faciès à flore subautochtone contraste nettement avec le précédent. Aussi, maint auteur (HOZZEAU, 1854 b, p. 91 ; LE HARDY DE BEAULIEU, 1867, p. 29 ; BRIART, 1889, p. 827) a-t-il protesté contre

l'opinion (DE LIMBOURG, 1774, p. 211 ; STAINIER, 1906, p. 113 ; SCHMITZ, 1906, p. 485, note), que tous les végétaux des gisements houillers de la Belgique auraient été transportés.

Dans les gîtes de ce type, non seulement les débris sont abondants sur une certaine épaisseur de roche, mais les divers organes aériens d'une même espèce se retrouvent les uns à côté des autres. Parfois, qui plus est, les connexions anatomiques existent encore ou, si la macération a été suffisante, les organes sont entiers, quoique disjoints.

La putréfaction a été médiocre : les croûtes charbonneuses ont une épaisseur remarquable. Souvent l'étalement en stratification n'est parfait que dans le cas d'organes lamelliformes, ou mieux de sédiments susceptibles d'un fort tassement. On ne trouve localement qu'une ou deux espèces dominantes accompagnées de restes moins nombreux d'autres formes. On en arrive ainsi à distinguer en surface, dans une même strate, des massifs de végétation (cf. DELTENRE, 1908 b, fig.).

Ces plantes ont donc, dans cette dernière variante, été enfouies sensiblement à l'endroit de leur croissance.

45. Le faciès à flore autochtone est celui dans lequel les végétaux sont fossilifiés *in situ*, *in loco natali*, c'est-à-dire sur place, à l'endroit même où ils ont vécu.

Etant donnée la nature de la flore (cf. n° 11), ce faciès est évidemment continental.

La profondeur d'eau était minime, encore que l'existence de pneumatophores (POTONIE, 1910, p. 181) permit à certaines espèces de végéter sous une nappe d'eau épaisse de quelques mètres.

Pratiquement, ce type affecte deux variantes, suivant qu'il se présente sous forme : a) de sols de végétation, ou b) de troncs debout.

A) Sols de végétation (« murs »).

La première impression que donne l'aspect de ces dépôts est que les végétaux y sont brisés (DUMONT, 1832, p. 202 ; DAVREUX, 1833, p. 97, note 3 ; DE BEAUMONT, 1841, p. 759 ; JACQUES, 1867, p. 180 ; DORMOY, 1867, p. 144). Un examen plus attentif, aidé de la dissec-

tion de la roche, conduit, quant à certains organes, à une conclusion diamétralement opposée.

De l'avis unanime des observateurs (cf. SCHMITZ, 1897 *c*, p. 17), la forme la plus fréquente dans les sols de végétation des gisements belges est celle connue sous le nom de *Stigmaria*, Brongniart.

La nature des *Stigmaria* fut longtemps considérée comme énigmatique (cf. BRIART, 1887, pp. 833 et 844; FIRKET, 1894, pp. 48 et 26). Il est cependant hors conteste que, dans un nombre de cas particulièrement favorables et d'ailleurs assez fréquents, on a observé ces *Stigmaria* convergeant et se réunissant à la base de troncs de section circulaire et normaux à la stratification (EX. RENIER, 1906 *a*, p. 283). Ces troncs appartiennent à des lycopodiniées. Néanmoins, aujourd'hui encore, M. Grand'Eury (1913, p. 59) persiste d'opiner que, dans certains cas, ces *Stigmaria* sont des organismes autonomes. Il fait cependant observer que l'extrémité supérieure des *Stigmaria* de ce type n'est pas connue, et que, par conséquent, il n'est pas impossible que, malgré tout, ils aient abouti à un tronc. Aussi, semble-t-il plus rationnel de considérer les *Stigmaria* comme les organes inférieurs de lycopodiniées arborescentes.

Peu importe d'ailleurs pour la question qui nous occupe, que ces organes fussent des racines ou des rhizômes ayant fonctionné tardivement comme racines, le fait capital est qu'ils étaient non seulement inférieurs, mais souterrains, et ont été fossilifiés sur place. Leur attitude dans la roche est, à cet égard, absolument démonstrative.

De ces axes subcylindriques de section subelliptique, légèrement obliques à la stratification, se détachent en tous sens, tant latéralement que vers le bas et même vers le haut, de très nombreux appendices longs de quelques décimètres (cf. SCHMITZ, 1897 *c*, p. 482), parfois bifurqués à leurs extrémités (cf. GRAND'EURY, 1913, p. 63, fig. 27 B).

Il s'agit bien là d'organes qui se sont insinués dans la masse des sédiments déjà déposés (cf. SCHMITZ, 1914 *a*, *b*; 1897 *c*), car les appendices, feuilles ou racines, « faiblement adhérents au corps du *Stigmaria*, faciles à désarticuler, incapables de se soutenir par eux-mêmes, à cause de la fragilité de leurs tissus, avaient besoin de trouver, dans le milieu où ils se développaient, une sorte de soutien sans lequel ils se seraient affaissés sous leur propre poids » (RENAULT, 1882, pp. 2 et 40). Si l'anatomiste Renault a conclu que les *Stigmaria* croissaient dans la vase ou, mieux, flottaient dans l'eau, c'est sans doute qu'il n'était pas assez familiarisé avec les conditions de

gisement, car l'attitude de ces fossiles serait hautement invraisemblable dans l'hypothèse d'un embourbement progressif d'organes flottants.

D'ailleurs, si la nature des sédiments du « mur » est quelconque, tantôt sableuse, plus souvent argileuse (SCHMITZ, 1897 *c*, p. 89; BERTIAUX, 1899, p. 173; RENIER, 1906 *a*, p. 264; *contra*? CORNET, 1913 *a*, n° 1098), leur structure est tout particulière. Leur stratification intime est manifestement bouleversée, et les concrétions, au lieu d'affecter des formes régulières, sont de formes tourmentées.

Dépôt de nature quelconque, quoique ordinairement argileux, le « mur » peut d'ailleurs renfermer comme éléments primitifs des débris d'animaux, par exemple des Goniatites (STAINIER, 1911 *e*, p. 85), ou des coquilles brisées de *Carbonicola* (1), ou, encore, des restes d'organes aériens de végétaux (cf. SCHMITZ, 1894 *b*, 1895 *d*, 1897 *e*; non BRIART, 1889, p. 832). Il arrive fréquemment que ces organes aériens étalés se trouvent transpercés ou taraudés en tous sens par les appendices des *Stigmaria* (RENIER, 1906 *a*, p. 279, pl. XI, fig. 6-8; CORNET, 1909 *a*, n° 124). Ce dernier détail prouve irréfutablement que l'implantation des *Stigmaria* a été tardive, par rapport à la sédimentation. Ce sont des fossiles surimposés. A côté des *Stigmaria* se rencontrent d'ailleurs assez fréquemment des rhizômes traçants ou des tiges debout de calamariées (SCHMITZ, 1897 *a*, p. 65; GRAND'EURY, 1913, p. 57; JONGMANS, 1915, p. 7).

Quoique la réalité des faits ait été mise en doute (STAINIER, 1911 *b*, p. 73), les roches à *Stigmaria* autochtones sont pauvres en fer, comparativement à celles qui ne renferment pas semblables *Stigmaria*. La preuve en a été faite à nouveau récemment (KARAPÉTIAN, 1912 *a*).

L'opinion que cette végétation avait appauvri le sol dans lequel elle s'était implantée trouve un appui considérable dans ces constatations (CORNET, F.-L., 1873, p. 208; MOURLON, 1880, p. 121; GOSSELET, 1880 *b*, p. 247; CORNET, J., 1913 *a*, n° 1097).

Enfin, c'est la masse entière de la roche qui se trouve ainsi lardée de *Stigmaria* sur une épaisseur qui atteint parfois plusieurs mètres et, fait plus important, sur des surfaces qui, sans interruption, sont de plusieurs centaines, voire plusieurs milliers de kilomètres carrés.

Ainsi se trouve justifiée la dénomination de « sols de végétation »

(1) C'est le cas, par endroits, du « mur » de la couche *Deuxième Miermont*, de la concession de QUATRE-JEAN (Herve).

appliquée par les paléontologues à la roche, que les mineurs distinguent, depuis toujours, sous le nom de « mur ».

b) *Troncs debout.*

Un tronc d'arbre fossile, généralement conservé sous forme d'une mince écorce charbonneuse entourant un cylindre pierreux, est dit « debout » lorsque son axe est dirigé de façon sensiblement perpendiculaire à la stratification (cf. GRAND'EURY, 1912, p. 1).

En supposant que celle-ci fut sensiblement horizontale lors du dépôt, on en vient tout naturellement à rapprocher cette attitude des troncs fossiles de celle des arbres actuels, dont la majorité a tendance à pousser suivant la verticale.

Si semblables troncs debout sont nombreux dans une même strate, on est donc porté à penser qu'on se trouve, ici encore, en présence de forêts carbonifériennes, qui ont été conservées à l'endroit même de leur croissance.

La constatation que semblables troncs se rencontrent dans les « murs », encore en connexion anatomique avec les *Stigmaria*, est bien faite pour renforcer cette supposition. Le cas de ces troncs des murs ne nous intéressera toutefois pas, parce que la démonstration de l'autochtonie des « murs » peut être considérée comme établie à suffisance ; il a d'ailleurs pu être démontré, dans divers cas, que ces troncs debout font partie intégrante du « mur ».

Mais il se rencontre également des « troncs debout » dans la roche qui surmonte les couches de houille, ou « toit », ou encore dans les sédiments stériles qui séparent deux couches de houille ou « stampe » (BRIART, 1883, p. 170 ; 1889, p. 838 ; SCHMITZ, 1896 *d*, p. 116).

Quoiqu'on en ait dit parfois, semblables exemples ne sont pas rares (cf. BRIART, 1867, p. 3 ; RENIER, 1906 *a*, p. 283) ; mais un petit nombre d'entre eux ont seuls fait l'objet de publications.

Aucune d'entre elles ne se rapporte à des troncs limités en pleine stampe, tout au moins lorsque la description est complète, ce qui n'est pas toujours le cas (SCHMITZ, 1890 *a* ; FOURMARIER, 1903 *b* ; LOHEST, 1904 *c* ; RENIER, 1906 *a*, p. 269 ; MATHIEU, 1909). Nous n'envisagerons donc que le cas des troncs immédiatement superposés à une couche de houille.

On n'a pas jusqu'ici signalé dans des gisements belges, mais uniquement dans les bassins français (GOSSELET, 1895 ; BARROIS, 1904 *a*, p. 51 ; 1911 *a*), de tronc dont les racines, encore en

connexion avec la souche, s'étaient à la surface de la couche de houille.

Néanmoins, dans les cas décrits en Belgique (SCHMITZ, 1896 *c* ; STAINIER, 1902 *d*, 1903 *c* ; BERTIAUX, 1904 ; SMEYSTERS, 1905 *b* ; RENIER, 1906 *a*), c'est bien à des souches que l'on a toujours eu affaire.

D'une part, leur forme conique, s'évasant rapidement dans le bas, et qui leur a valu le nom de « cloches » (BRIART, 1896, p. 87), d'autre part, l'allure de leur face inférieure en forme de coupole qui, vue d'en dessous, simule une empreinte en creux ou en cupule (BRIART, 1889, p. 838), sont des détails caractéristiques (*contra* DE LAPPARENT, 1892, p. 41).

Si le système radiculaire manque, serait-ce qu'il a disparu (BRIART, 1896) ? Non pas, c'est qu'il est indiscernable dans la couche de houille sous-jacente.

A vrai dire, il y a généralement séparation nette du tronc et de la couche de houille par un joint de stratification passant à la limite de la couche et de son toit. C'est ce joint qui se relève en forme de dôme sous le tronc et souligne ainsi l'« empreinte en creux ». Mais cette séparation doit être considérée comme posthume, ainsi qu'il a été dit ci-dessus (n° 22 *b*). La preuve en est que dans une région peu affectée par les actions tectoniques, semblable tronc a été retrouvé encore adhérent à la couche de houille (RENIER, 1906 *a*, p. 285, fig. 12 et 13, pl. XI, fig. 11).

La même remarque (cf. DEWALQUE, 1896 ; RENIER, 1906 *a*, p. 306) peut d'ailleurs être appliquée au cas décrit (SCHMITZ, 1896 *c*) de souches reposant sur des troncs étalés à plat à faible distance d'une couche de houille. Cet exemple, devenu assez classique (cf. ARBER, 1911, p. 104), a d'ailleurs été considéré comme fallacieux par certains observateurs (GOSSELET, 1900, p. 113), et, finalement, par son descripteur (SCHMITZ, 1906 *a*, p. 488).

Enfin, le mode de répartition des troncs debout dans les gisements particulièrement bien peuplés (cf. BRIART, 1889, p. 838 ; SCHMITZ, 1896 *c*, p. 263) rappelle celui des arbres d'une forêt, et non le désordre d'un gisement allochtone.

Les conclusions des études faites par le principal partisan de l'origine allochtone des troncs dits debout des gisements houillers (FAYOL, 1888, p. 190) concordent certes avec divers faits d'observation relevés par tous en Belgique : dans le facies allochtone, les plantes charriées ou flottées ont une attitude d'autant moins concor-

dante avec la stratification générale des dépôts, que le grain de la roche est plus grossier (cf. n° 43). C'est que, quand ils ont coulé à pic pour atteindre le fond du dépôt, les troncs ont eu d'autant plus de chances d'être saisis et fixés dans une attitude voisine de celle qui avait facilité leur descente, en raison de sa moindre résistance au frottement, c'est-à-dire voisine de la verticale, que la sédimentation était plus rapide, ce qui revient à dire que le sédiment était plus grossier.

Mais précisément, dans la plupart des cas de troncs debout observés en Belgique, le sédiment encaissant est plutôt de nature argileuse. La probabilité est donc que ces troncs sont bien autochtones.

Ce sédiment est certes de facies variable. Il arrive qu'il renferme des lamellibranches d'eau douce (RENIER, 1906 *a*, non BARROIS, 1911 *a*; cf. CORNET, 1913 *a*, n° 1100) : toute la série des organes aériens gisent à l'entour des souches. Accidentellement, il se rencontre même des *Stigmaria* autochtones, sans que toutefois, la roche en soit littéralement lardée comme dans le cas d'un « mur ». Peut-être, sont-ce là les racines mêmes des troncs.

En conclusion, le facies à troncs debout est ordinairement celui d'une flore autochtone, mais avec cette nuance que la conclusion ne s'applique rigoureusement qu'à la strate, dans laquelle les souches sont implantées, et non aux formations qui enrobent les troncs.

46. Ainsi donc, si les bassins de dépôt ont, au cours de l'époque westphalienne, été de facies continuellement changeants en Belgique et dans les régions voisines, ils ont, au total, été peu profonds, appartenant tout au plus par instants à la bande profonde de la zone néritique du domaine maritime, plus souvent à la bande littorale ou à la bordure du domaine continental.

#### E. — Relations des éléments et des bassins de dépôt.

47. L'idée que la notion de stratification implique celle de transport a été admise par certains auteurs comme un truisme (cf. GRAND'EURY, 1887, p. 61; DE LAPPARENT, 1892, p. 3). Elle est aujourd'hui abandonnée (cf. BERTIAUX,

1907, p. 7; CORNET, 1913 *a*, n° 1092, X; GRAND'EURY, 1913, p. 57).

De ce qui précède, il résulte en effet que tout au moins une partie des éléments principaux des dépôts westphaliens s'est constituée dans les bassins de dépôt, sensiblement à l'endroit même où ils se retrouvent aujourd'hui. Certains de ces éléments autochtones sont essentiellement « minéraux »; c'est surtout le cas des restes d'animaux. D'autres sont, au contraire, typiquement carbonés; c'est surtout le cas des restes de végétaux.

A côté des êtres benthoniques, dont nous nous sommes exclusivement occupé jusqu'ici, il faudrait d'ailleurs, selon toute vraisemblance, ranger diverses formes nectoniques et planctoniques.

Cependant, des éléments organiques peuvent, non seulement avoir subi un certain déplacement, mais même provenir des régions continentales lointaines, tout comme, d'ailleurs, la totalité des sédiments terrigènes.

Quoi qu'il en soit, les apports allochtones peuvent résulter d'activités diverses. L'eau et l'air, agissant soit par entraînement mécanique, soit comme véhicules, sont les seuls agents dont l'activité soit manifeste. Le transport dû à l'intervention d'êtres vivants est également possible.

48. L'entraînement mécanique par l'eau courante a certes été la principale cause d'apports allochtones.

Considérable est la masse des roches qui témoignent d'un classement mécanique par équivalence, et dont les éléments sont relativement pondéreux.

Cependant, vu la rareté des poudingues et le rôle relativement effacé des grès, il faut admettre que la vitesse du courant était ordinairement faible et, encore, que l'eau était fréquemment peu agitée. L'abondance des schistes de grain fin en témoigne.

Il en est d'ailleurs d'autres preuves d'ordre paléontologique :

a) Faible épaisseur du test des brachiopodes, parfois garnis d'épines longues et délicates (BARROIS, 1912, p. 34);

b) Présence de spirorbes, qui ne peuvent vivre que dans des eaux pures, et dont certains spécimens sont âgés de plusieurs mois, à en juger d'après des observations sur le vivant faites actuellement sous un climat sans doute moins élément que celui des temps westphaliens (cf. BARROIS, 1904 a, p. 58; MALAQUIN, 1904, p. 74);

c) Attitude des troncs des plantes arborescentes, tant couchés que debout : la putréfaction n'y avait respecté que quelques assises particulièrement résistantes, qui se retrouvent néanmoins disposées de façon assez régulière et séparées par des sédiments terrigènes entremêlés de menus organes (cf. RENIER, 1906 a, pp. 268, 271).

49. L'action du vent se traduit également par un classement mécanique. Ses effets se superposent et se combinent à ceux de l'eau courante. Aussi, cette action n'est-elle évidente que dans le cas de dépôts en nappes stagnantes.

Tel est celui relativement rare des sporites, accumulations épaisses de quelques millimètres et constituées exclusivement de spores. Un phénomène de même ordre est connu dans la nature actuelle, sous le nom de « pluies de soufre ».

Un examen approfondi permet d'ailleurs de constater que des faits analogues, quoique d'une intensité moindre, étaient relativement fréquents (cf. RACHENEUR, 1914 b).

Il y a donc lieu, par voie de corollaire, de mitiger quelque peu l'opinion émise par divers auteurs au sujet du calme de l'atmosphère aux temps westphaliens (cf. BRIART, 1883, p. 177 ; 1889, p. 846, non pp. 843, 848 [dunes]).

50. Certains éléments, tant organiques que terrigènes, ne peuvent toutefois avoir été amenés aux bassins de dépôt par entraînement mécanique, car leur degré d'équivalence

est manifestement hors proportion avec celui des éléments dominants : ce sont donc là des éléments aberrants.

Le transport par flottage est évident pour les débris végétaux de grande taille qu'on retrouve isolés au sein des boues très fines.

L'état si parfait de certains cônes de fructification (*Lepidostrobus*, *Bothrostrobus*) et surtout de graines entières, encore pourvues de leur péricarpe (cf. RENIER, 1908 a, fig. 13), est, dans ce cas, des plus frappants. Mais il n'y a là rien qui étonne, si l'on se souvient que, suivant une remarque me faite par C. Eg. Bertrand, ces graines étaient dotées d'appareils de flottaison très développés.

Les galets erratiques de roches diverses, découverts surtout au sein de la houille, ou encore de dépôts argileux de grain très fin, voire légèrement gréseux (STAINIER, 1896, pp. 4, 5), rentrent également dans cette catégorie. Leur transport ne peut avoir eu lieu par entraînement mécanique, à supposer même que leur densité eut été moindre, parce qu'ils auraient été à l'état mou (FRAIPONT, CH., 1910), hypothèse d'ailleurs inadmissible de prime abord pour ceux d'entre eux qui présentent la composition d'une roche cristalline de profondeur. Rares ou nombreux (cf. SCHMITZ, 1894, p. 73 ; STAINIER, 1896), ces galets ont dû leur transport à des causes exceptionnelles (BRIART, 1889, p. 841 ; LOHEST, 1894 a, p. 68), qu'ils aient été abandonnés au sein même de l'amas de végétaux, qui ont formé la houille, opinion que porte à admettre l'étude de leur gisement (cf. BARROIS, 1907), ou que, déposés dans la boue argileuse qui a formé le toit, ils soient descendus par leur poids dans la couche de houille (DELTENRE, 1908 a), hypothèse peu vraisemblable, vu le taux élevé de la résistance opposée par le feutrage des végétaux.

Bien que, dans certains cas, ces galets soient groupés et répartis en trainées (cf. BARROIS, 1907, p. 312), il ne peut toutefois être question de graviers remplissant des chenaux

torrentiels, ainsi qu'il en est dans d'autres cas (cf. n° 51, note), car l'érosion de la houille est ici nulle (cf. LOHEST, 1894; BARROIS, 1907, pp. 262, 293).

L'opinion la plus en honneur est que ces galets erratiques ont été véhiculés par flottage, grâce à un enrobage par des plantes (STAINIER, 1896, p. 12; *contra* SCHMITZ, 1897 *c*; p. 477). Dans certains cas, l'empreinte des racines serait encore apparente sur la croûte charbonneuse qui recouvre le galet (BARROIS, 1907, p. 300; CARPENTIER, 1913, p. 307, fig. 74; cf. LOHEST, 1894 *a*, p. 58). Mais on ne sait si les végétaux, qui ont servi de flotteurs, étaient des algues aquatiques ou des plantes terrestres, tels de grands arbres arrachés avec le paquet de terre qu'enserraient leurs racines (cf. SCHMITZ, 1906, p. 489; CARPENTIER, 1913, p. 309). L'un et l'autre cas se constatent dans la nature actuelle (cf. POTONIÉ, 1910, p. 143; CORNET, 1913 *a*, n° 1101; STEVENSON, 1913, p. 431).

D'autres théories ont certes été proposées au sujet de l'existence de ces galets; mais elles sont peu probables (cf. BARROIS, 1907, pp. 255 et 318).

#### F. — Constitution élémentaire des dépôts.

51. De façon générale, les dépôts se sont donc constitués dans un ou des bassins peu profonds, mais de facies changeant, et cela, par l'accumulation d'éléments les uns autochtones, les autres allochtones, ces derniers étant surtout ou entraînés soit par l'eau courante, soit par le vent, ou véhiculés par l'eau courante.

Le spectacle des phénomènes actuels nous convainc et à suffisance que ces divers facteurs sont simultanément actifs. On ne peut donc poser en principe que les constituants d'un dépôt forment un tout inséparable au point de vue de l'origine (*contra* STAINIER, 1911 *b*, p. 89). Mais il est non

moins évident qu'à chaque épisode ou à chaque facies de dépôt correspond la prédominance d'un facteur déterminé.

Il serait oiseux d'insister au sujet des roches stériles.

Poudingues, grès, schistes, calcaires, sont des formations banales, tout au moins en l'absence d'études microscopiques, ce qui est notre cas.

Sauf dans les calcaires à crinoïdes, les éléments allochtones jouent un rôle largement prédominant; la plupart ont manifestement été transportés par l'eau courante.

Quant aux brèches, leur association aux grès permet de les considérer comme résultant d'affouillements provoqués par des courants locaux (cf. DE LA VALLÉE POUSSIN *in* FALY, 1876, p. 103; FOURMARIER, 1909 *a*, p. 94) (1).

Les seules roches qui retiendront notre attention seront donc les combustibles: *cannel coal* et schistes bitumineux, d'une part, houilles et schistes charbonneux. Quant au *pseudo cannel coal*, Mück 1881, les données sont encore insuffisantes.

Les roches gazeuses (grisou, etc.) seront provisoirement négligées. Elles feront, dans la suite, l'objet d'une étude spéciale.

52. Le mode de formation des *cannel coals* et schistes bitumineux, roches compactes et ternes de couleur noir-brunâtre et de rayure grasse, peut se déduire des études microscopiques (cf. BERTRAND, C.-Eg., 1905, 1906). Les conclusions de ces recherches se trouvent d'ailleurs confirmées par les observations faites, dans la nature actuelle, ainsi que Potonié l'a établi en 1904 (cf. POTONIÉ, 1910, pp. 19 et 51; SCHMITZ, 1906, p. 468; DE DORLODOT, 1911 *b*, pp. 61 et 76; CORNET, 1913 *a*, n° 1064).

(1) M. E. Humblot a observé un exemple typique, quoiqu'un peu spécial, de poudingue de sidérose à ciment gréseux, remplissant un chenal d'affouillement en lieu et place d'une veinette de houille.

a) Les *cannel coals* (*gayet* ou *jayet*) sont constitués d'une pâte de nature organique, enrobant divers éléments figurés, les uns constants : macrospores et microspores ou grains de pollen, les autres plus rares : corps alguiformes, lames fusinifiées ou parcelles végétales humifiées.

La pâte est un premier dépôt, de consistance gélatineuse, dans lequel sont fixés des apports allochtones, éoliens pour la plus grande partie.

L'étude générale des formations de ce type (cf. BERTRAND, 1905) permet donc de conclure qu'il s'agit de dépôts formés en eau très calme et trop profonde pour qu'une végétation aérienne puisse prendre pied, en y développant son réseau racinaire. Plantes et animaux, qui peuplaient ces eaux, se sont accumulés sur le fond et ont produit le dépôt mère des *cannel coals*.

Potonié a, d'ailleurs, établi que telles étaient bien les conditions de formation, dans la nature actuelle, des dépôts analogues au *cannel coal* et, en outre, que la gelée organique, constituant la trame de ces sapropèles, dérive du plancton animal et végétal du bassin de dépôt. La trame du dépôt n'est donc ni une purée, ni une bouillie provenant de la trituration des végétaux, ni une simple condensation par précipitation de la matière ulmique des eaux brunes (cf. SCHMITZ, 1906, p. 470).

Du même coup, se trouvent réduites à néant les théories, d'ailleurs purement imaginatives, qui expliquent la constitution des charbons compacts par des pluies ou des coulées de bitume, déversées par des cheminées ou des fissures hypothétiques (cf. FIRKET, 1894, p. 3 ; SCHMITZ, 1895 ; BERTIAUX, 1907, p. 11).

b) Les schistes bitumineux [*gallet* (STAINIER, 1901, p. 26) = *croxha*] présentent une constitution analogue à celle des *cannel coals*. Mais les éléments figurés comprennent du quartz et du mica, en partie apports éoliens

(cf. BERTRAND, G.-Eg., 1906, p. 517, note 3), et encore, suivant les cas, des débris végétaux très macérés : pinnules de fougères, cônes de fructification, écailles de poissons, carapaces d'ostracodes, coquilles de lamellibranches d'eau douce, ou même une faune marine, soit à lingules, soit à céphalopodes.

Ces schistes résultent d'une combinaison d'apports autochtones et allochtones, avec tendance à la prédominance des seconds. Le rôle de l'eau courante est toutefois très effacé, car l'apport d'oxygène eut entraîné la disparition de la substance carbonée.

L'existence de sapropélites marines, d'abord niée par Potonié, pour des raisons de principe, est aujourd'hui bien établie, quoique les explications varient (DE DORLODOT, H., 1911 a ; CORNET, J., 1913 a, n° 1070).

53. Le mode de formation des houilles ne peut se déduire, comme celui des *cannel coals*, d'études microscopiques. Jusqu'ici, ces roches sont, en effet, restées réfractaires à la taille en lames assez minces pour être translucides.

De récentes trouvailles de la masse mère des couches de houille fossilifiée sous un aspect spécial, permettent certes de recourir à l'analyse microscopique, la seule qui puisse préciser les relations intimes des divers éléments des dépôts. Mais il convient d'esquisser d'abord la démonstration du mode de constitution des houilles en général sur la base des caractères macroscopiques ou chimiques, les seuls qui soient utilisables pour les houilles proprement dites et les schistes charbonneux, qui s'y rattachent.

L'élément dominant des houilles et des schistes dits charbonneux, béziers ou houille schistoïde, est le charbon noir brillant se présentant sous forme de lamelles et se craquelant presque indéfiniment en parallépipèdes.

Dans les houilles des gisements belges, ces lames de charbon brillant sont séparées par des bandes de charbon terne, souvent très minces, parfois assez épaisses et formant même des lits distincts ; dans certains cas, la substance terne est nettement du *cannel coal* (cf. chap. VI, n° 17).

Dans les schistes charbonneux, les lames ternes sont terreuses et consistent souvent en schiste bitumineux.

Houille et schistes charbonneux paraissent donc être étroitement apparentés.

La couche de houille se relie fréquemment à son toit et à son mur par une zone de schiste charbonneux.

Il arrive aussi qu'elle se transforme latéralement en béziers. Au pays de Herve, la couche Grande Veine de Nooz, base de l'assise de Charleroi, présente de remarquables variations de ce genre.

Peut-on déduire de ces remarques que la houille n'est qu'un type de schiste se rattachant aux schistes ordinaires par l'intermédiaire de schistes charbonneux ; qu'elle n'est qu'un incident dans la formation d'un schiste et, en définitive, un dépôt sédimentaire « au même titre que le schiste » (GRAND'EURY, 1882, p. 61 ; DE LAPPARENT, 1892, p. 3) ?

L'examen des faits conduit à conclure que, tout au contraire, la caractéristique des dépôts, qui ont finalement constitué la houille, est la prédominance des débris d'une flore marécageuse et arborescente enfouie sur place. Les éléments terrigènes n'y jouent typiquement qu'un rôle accessoire ou même nul.

Tout d'abord, l'analogie du charbon de la houille et de celui des végétaux conservés « en empreinte » est évidente. Mais la nature exacte des végétaux n'est plus discernable dans les houilles, ni à l'œil nu, ni au microscope, les houilles des gisements belges étant restées jusqu'ici réfractaires à la taille en lames minces.

La présence d'une mince barre terreuse peut toutefois

avoir suffi pour empêcher la soudure des éléments et permettre de reconnaître leurs caractères extérieurs. On constate ainsi qu'il s'agit bien des mêmes espèces que celles qui se rencontrent en empreintes (cf. FIRKET, 1894, p. 6). C'est la flore principale définie ci-dessus (n° 41).

La nature végétale des organismes, qui ont constitué la houille, est, en conséquence, tenue pour évidente. Mais la question qui divise les auteurs est celle-ci : Ces végétaux se sont-ils accumulés sur place, ou ont-ils été véhiculés dans le bassin de dépôt par l'eau courante ?

Leur apparence stratifiée ne fournit pas de preuve pertinente (cf. n° 47).

Certes, la vue des éléments fusinifiés, des lamelles de houille daloïde, relativement bien calibrées et bien étalées en stratification, où elles encombrant de minces lits, semble plaider pour leur allochtonie. Si les galets erratiques, qui se rencontrent parfois au sein de la houille, ont réclamé une cause de transport exceptionnelle (cf. n° 50), ils n'en constituent pas moins la preuve de l'intervention de végétaux extérieurs au bassin de dépôt.

Mais fusain et galets erratiques ne sont pas là les éléments dominants, ceux qui, par leur prépondérance, définissent le caractère essentiel des couches de houille.

C'est un fait bien connu que la teneur en cendres de la plupart des houilles est des plus faibles.

Pour en apprécier la valeur, il convient certes de la comparer à la teneur en cendres des végétaux actuels (cf. STAINIER, 1911 *b*, p. 89 ; CORNET, J., 1913 *a*, n° 1092, V).

Cette comparaison ne laisse toutefois pas d'être délicate.

Il faut en effet observer que tout comme pour la teneur en matières volatiles (cf. chap. VI, n° 13), on ne dispose ici que de résultats d'essais, souvent même effectués d'après des méthodes industrielles, et non pas d'analyses proprement dites.

Même pratiqué sur une houille exempte de concrétions et de barres schisteuses, le dosage de la teneur en cendres ne fournit qu'un résultat approximatif. Consistant essentiellement en un grillage qui détruit la matière organique, il n'en aboutit pas moins à une altération du poids des substances minérales par suite de la transformation de certains composés. Ses résultats devraient donc être redressés; mais les éléments critiques font généralement défaut.

Ce qui est plus grave, c'est que l'étude commerciale exige que l'analyse se fasse en bloc sur toute la partie de la couche de houille qui est utilisée industriellement: d'où intervention, dans une part plus ou moins large, des concrétions et des intercalations schisteuses, suivant que les produits d'abatage sont vendus tout venants, criblés ou lavés.

Quant aux végétaux actuels, il est à noter que les représentants des principales familles végétales du Westphalien sont aujourd'hui bien différents de ce qu'ils étaient autrefois, et encore, que la teneur en cendres des diverses parties d'un végétal arborescent présente des variations considérables.

Or, l'examen superficiel des houilles proprement dites ne fournit aucun renseignement sur la nature des organes qui les ont constituées, celui des houilles schistoïdes établit parfois l'abondance des écorces (STAINIER, 1911 *b*, p. 88). Mais il s'y rencontre aussi d'autres débris, à la vérité, moins frappants.

La suite nous fournira l'occasion de dire comment on a pu démontrer dans un certain nombre de cas que la houille est formée effectivement d'organes de toutes sortes.

A l'état de pureté, un certain nombre de houilles des gisements belges ne renferment pas plus de 2 à 5 % de cendres, parfois même moins, c'est-à-dire la teneur minimum des végétaux, si l'on tient compte de la condensation résultant des phénomènes de la carbonisation (cf. n° 83).

Aussi, nombre d'auteurs voient-ils dans ce fait une preuve de la non intervention des sédiments terrigènes ou d'une sédimentation active par l'eau courante (cf. PONSON, 1852, p. 60; BRIART, 1867, p. 3; 1889, p. 829; FIRKET, A., 1895, p. 7).

Ce fait est surtout frappant, par sa constance, dans une

même couche et sur de grandes surfaces. La constance stratigraphique de la puissance et des caractères chimiques des couches de houille dans les régions tectoniquement régulières est d'ailleurs un fait général dans les gisements belges.

Or, semblable constance se conçoit difficilement dans l'hypothèse d'une transformation par transport (BRIART, 1867, p. 3; 1889, p. 827; FIRKET, 1894, p. 8; CORNET, 1913 *a*, n° 1092, II).

Spring (cf. n° 81) a ajouté une objection peut-être plus décisive contre la théorie du transport en montrant que la putréfaction des végétaux était plus avancée dans la houille schistoïde, et surtout dans le schiste, que dans la houille. Or, semblable différence ne s'explique pas, s'il s'agit, dans tous les cas, d'apports du même type (cf. STAINIER, 1906).

Si l'étude des gisements ne fournit ainsi que des arguments, dont l'interprétation peut être considérée comme sujette à caution, celle des phénomènes actuels peut venir en aide.

D'une part, l'examen des conséquences des inondations dans les régions boisées, fait, non plus par des voyageurs tout enivrés des harmonies de la nature (cf. BRIART, 1883, p. 161), mais par des observateurs entraînés, a établi que l'action des pluies diluviennes sur la végétation y est à peu près nulle (cf. STEVENSON, 1911, pp. 520-563).

D'autre part, on connaît aujourd'hui des phénomènes de tourbage dans les marécages boisés des régions équatoriales (cf. ci-dessus n° 16). La végétation y est, non pas flottante, mais enracinée sur le fond « tourbeux » à travers une nappe d'eau limpide. Le fait qu'il existe des îles flottantes ne peut d'ailleurs être considéré que comme exceptionnel (cf. BRETON, 1885; FIRKET, 1894, p. 16).

Si, malgré ces présomptions en faveur de la théorie de

l'accumulation sur place des végétaux, qui ont constitué la houille, il subsistait quelques doutes, il suffirait de recourir à des gisements, non pas anormaux, mais exceptionnels.

Semblables cas sont connus depuis longtemps en Angleterre ; on en a découvert en Wesphalie (couches *Catharina* et *Finefrau Nebenbank*) ; à Ostrau, en Moravie, puis, plus récemment, au Donetz, et encore à Aix-la-Chapelle (Mine Maria, cf. RENIER, 1909 c), enfin, hier même, dans les bassins belges du Centre : couche Petit Buisson, à Bray (cf. RENIER in JONGMANS, 1918, p. 310), de Charleroi : couche Sainte-Barbe de Floriffoux, à Ransart (1), et enfin de Liège-Herve : couche Bouxharmont, à Romsée (Wé-rister).

En effet, dans certaines couches de houille, de type normal, mais que recouvre un toit présentant le facies à céphalopodes, existent fréquemment des concrétions dolo-mitiques, qu'il y a lieu de considérer comme le résultat d'une imprégnation hâtive par des sels minéraux de l'amas de végétaux qui, ordinairement, ont, par carbonisation, donné naissance à la houille.

Des concrétions se rencontrent également dans le toit à céphalopodes ; mais, comme forme, comme composition et comme structure, elles sont tout différentes de celles des couches de houille. Elles renferment des Goniatites, absentes dans les concrétions de la houille ; les végétaux y sont rares et profondément macérés, tandis que, dans les concrétions de la houille, les végétaux forment toute la masse et sont particulièrement bien conservés. Seule, l'ignorance des conditions de gisement a pu conduire divers auteurs (SCHMITZ, 1906, p. 489, pl. IX ; HAUG, 1907, p. 140) à confondre, à la suite de M. Douvillé, les

(1) Cette dernière découverte est due à M. Bellière, élève ingénieur à la Faculté technique de l'Université de Liège.

concrétions des deux types et à considérer les nodules à Goniatites comme provenant de la couche de houille (cf. RENIER, 1907 b). D'où la conclusion erronée que la houille résulte parfois d'un dépôt marin à grande profondeur.

Ces concrétions ne sont d'ailleurs pas des balles de végétaux, façons de galets jetés dans la couche de houille, ainsi que Potonié (1910, p. 148) a cru pouvoir l'affirmer, en partant du principe que tout concrétionnement souligne l'hétérogénéité d'un gisement. Cette hétérogénéité peut d'ailleurs n'être que secondaire, par exemple d'influence bactérienne. On savait déjà depuis longtemps que les concrétions du toit (*roof balls*) ne représentaient pas autre chose que des régions du dépôt qui avaient condensé les minéralisateurs (cf. RENIER, 1908 a, fig. 56, et 1909 b). M<sup>me</sup> Stopes et M. Watson (1908) ont définitivement établi que ces concrétions de veine (*coal balls*: cf. RENIER, 1908 a, fig. 9 et 10) avaient pris naissance au sein de la masse, qui est aujourd'hui la couche de houille.

Or, l'examen microscopique de ces concrétions, d'ailleurs facile en lame mince, en raison du moindre tassement, permet de constater que, de règle, la flore est celle que j'ai désignée ci-dessus sous le nom de principale ; que les débris d'organes aériens de toutes sortes sont groupés par espèces suivant la stratification, tout comme dans les schistes plus ou moins charbonneux à facies subautochtone (cf. n° 44) ; et, enfin, que ces débris sont lardés, couturés en tous sens par des racines, notamment par des *Stigmaria*, tout comme dans un « mur » (cf. n° 45 a).

Telle serait la constitution d'une tourbe, non pas dans la conception étroite que donne du phénomène l'étude des tourbières bombées qui existent actuellement dans l'hémisphère nord (cf. DE LAPPARENT, 1892, p. 5 ; FIRKET, 1894, p. 16 ; SCHMITZ, 1897 c, p. 472), et même sous le climat

équatorial (KEILHACK, 1915), mais suivant l'acception la plus large admise par la géographie botanique (POTONIE, 1910, p. 22; SCHMITZ, 1906, p. 468; STEVENSON, 1911, pp. 565-575; cf. HOUZEAU, 1855 b; BRIART, 1889, pp. 825-831).

On pourrait objecter que toutes les couches de houille ne renferment pas semblables concrétions, et qu'il serait donc dangereux de généraliser. Mais il est à remarquer que ces concrétions, pour être liées à des conditions spéciales de facies du toit, ne se rencontrent pas moins à des niveaux divers de la série westphalienne, et qu'en définitive, comme viennent de le prouver une fois de plus les récentes découvertes faites en Belgique, le facies à céphalopodes étant caractérisé au toit d'une couche de houille, il suffit d'observer patiemment pour découvrir dans quelque « étreinte », un mode spécial de fossilisation des végétaux qui, sur la plus grande surface de la couche, ont formé la houille sous-jacente.

La houille résulte donc, avant tout, de l'accumulation sur place des restes d'une flore marécageuse et sub-aérienne.

Il s'y rencontre néanmoins des apports allochtones et de plantes (cf. STOPES et WATSON, 1908, p. 176), et d'éléments terrigènes. Mais le rôle de ces derniers, en tant qu'alluvions, est typiquement nul, ou, tout au plus, accessoire.

Les houilles résultent donc essentiellement de l'accumulation sur place, en eau relativement peu profonde, des restes de forêts fossiles.

Les schistes charbonneux représentent des types apparentés, dans lesquels l'apport des sédiments terrigènes est plus important.

#### G. — Constitution d'ensemble des dépôts.

54. Ces principes posés, il est aisé de se faire une idée assez simple du mode général de formation des dépôts.

Faisant abstraction des notions d'époques et de lieux, on peut, en effet, ramener l'étude de la totalité de l'échelle stratigraphique du Westphalien de la Belgique et des régions voisines à celle d'un rudiment qui, par répétitions, constitue cet ensemble d'apparence si complexe.

55. L'inspection de la planche III conduirait à considérer ce rudiment comme ainsi constitué :

(Stampe)

—

Couche de houille

Stampe

—

sous réserve de la convention que, par « couche de houille », on comprend non seulement toute couche exploitable, mais encore les layettes, veinettes, veiniats, fauniaux (cf. ch. VI, n° 19), et même les simples passées de veine (cf. chap. VI, n° 17).

Cette formule est toutefois peu suggestive. Aussi, F.-L. Cornet (1873, p. 207; cf. STAINIER, 1906) a-t-il proposé le schème suivant :

(Schiste)

—

Couche de houille

Schiste

Grès

Schiste

—

Mais il existe des stamper entièrement schisteuses ; il en est d'autres où la couche de houille repose ou, encore, est recouverte directement par un grès (DAVREUX, 1833, pp. 100-111 ; CORNET, 1873, p. 207 ; cf. CAUCHY, 1825, p. 31). Ce schème n'est donc pas général.

Le vocabulaire du mineur fournit cependant une formule satisfaisante, quoiqu'elle ne soit réellement intelligible qu'à la lumière des données paléontologiques (RENIER, 1906 a). Elle peut être ainsi libellée :

(Stampe)  
—  
« Toit »  
Couche de houille  
« Mur »  
Stampe  
—

La formule est absolue pour autant qu'il soit admis que le « toit » est un terme parfois peu distinct de la stampe et, encore, que la formation d'un « mur » implique la préexistence d'un dépôt de stampe (SCHMITZ, 1906 a, p. 465, note 1).

Nous examinerons successivement, dans leur ordre de dépôt, c'est-à-dire de bas en haut, les divers termes de ce schème.

56. La stampe est constituée par des roches quelconques autres que celles à flore autochtone.

Hormis les cas de calcaires à crinoïdes, de schistes bitumineux et, surtout, de *cannel coal*, les éléments terrigènes sont généralement dominants.

57. En examinant les stamper du bas vers le haut, on constate, à un certain niveau, plus ou moins distant de

la couche de houille, et d'ailleurs variable latéralement, l'apparition de radicules autochtones, lardant la roche, sans égard à la stratification.

Plus haut, sauf le cas de grès, ces radicules se font généralement de plus en plus nombreuses. Si la roche est constituée d'une argile grasse, elle a alors typiquement l'aspect du « mur ».

Le mineur ne considère pas comme représentant un « mur », une roche avec radicules rares. Son aspect est, en effet, plutôt celui d'un dépôt de stampe ou, si la stampe est faible, celui d'un toit ; la distinction est donc assez délicate (*contra* CORNET, 1913b, n° 1098). Semblable roche doit néanmoins être considérée comme appartenant au « mur », car ce qui caractérise essentiellement les « sols de végétation », c'est la présence constante de radicules autochtones.

Lorsque la puissance du mur est considérable, on y remarque fréquemment des troncs debout en relation avec les racines et rhizomes, et encore des troncs étalés en stratification.

58. Vient ensuite la couche de houille.

Parfois la délimitation est brusque, parfois il existe une zone de transition de schiste charbonneux et écaillé (béziers, escaille, scaillage ou faux mur).

Souvent, il y a séparation nette de la couche de houille et du mur.

Certains auteurs en ont conclu que le mur n'avait aucune relation essentielle avec la couche de houille (GRAND'EURY, 1887, p. 47 ; SCHMITZ, 1897 a, p. 90). Cependant, c'est un fait constant qu'en dessous de chaque couche de houille des bassins belges existe une zone de « mur » (GAIN, 1867, p. 81 ; BRIART, 1889, p. 834 ; STAINIER, 1894 a, p. 11 ; SCHMITZ, 1897 c, p. 482 ; 1906, p. 464 ; GOSSELET, 1900,

p. 128 ; RENIER, 1908 *e*, p. 122, *non* PURVES, 1881, p. 534 ; DELTENRE, 1912 *b*, p. 506 ; GRAND'EURY, 1913, p. 57, *contra* ? ARBER, 1911, p. 97).

La séparation du mur et de la houille par un joint de stratification n'est d'ailleurs, du point de vue où nous devons nous placer, qu'une illusion d'optique (cf. BURAT, 1851, p. 246 ; LOHEST, 1890 *c* ; *contra* FIRKET, A., 1894, p. 41). C'est un phénomène posthume (cf. n° 22 *b*), car, en allure tranquille, mur et houille font bloc, si bien que le mineur, contrarié dans son travail d'abatage ou de dépeçage de la houille, dit que la couche « rogne » au mur (MALHERBE, 1865, p. 72 ; RENIER, 1909 *a*, p. 75). Le joint de stratification, lorsqu'il existe, est d'ailleurs souligné par un miroir de glissement.

L'origine du « faux mur » (cf. DAVREUX, 1833, p. 97) est analogue. C'est un schiste charbonneux qui a constitué une zone de glissement. Sa structure est irrégulière en raison de la présence des radicules autochtones qui ont brouillé la stratification.

La couche de houille est, dans bien des cas, semblablement séparée de son toit par un joint de stratification ou par une bande de schiste charbonneux glissé, régulièrement feuilleté et dénommé « faux toit ». Mais il arrive aussi que la houille « rogne » au toit. L'hypothèse d'une séparation par la poussée de grisou (SCHMITZ, 1896 *e*, p. 481) est évidemment invraisemblable.

59. Toit et stampe ne sont pas différents (RENIER, 1906 *a*, p. 266).

Le sédiment terrigène qui recouvre une couche de houille peut être de facies quelconque. Typiquement, un « toit » diffère cependant d'un dépôt de stampe, en ce qu'il renferme une flore subautochtone (DELTENRE, 1912 *b*, p. 505 ; CORNET, 1913 *a*, n° 1095 et 1099). Le « toit » correspond

à la zone qui présente ce faciès. Au-dessus, vient le haut toit ou stampe proprement dite.

Le toit peut à la limite être un « mur », c'est-à-dire un dépôt de stampe auquel s'est surimposé le système radulaire d'une végétation aérienne (cf. n° 45 *a*). Le cas est celui d'une stampe très réduite, tels les bancs schisteux qui séparent les différentes laies d'une couche de houille. (Cf. RENIER, 1906 *a*, p. 278, fig. 9 ; KARAPETIAN, 1912 *a*, p. 319).

60. Reposant toujours sur une roche de facies continental, souvent recouvertes par une roche de facies subcontinental, ou même dont la base est de facies continental, s'il s'y rencontre des troncs debout, les couches de houille nous apparaissent ainsi flanquées de façon bien suggestive (GOSSELET, 1872, p. 99 ; BRIART, 1889, p. 834 ; cf. FIRKET, 1894, p. 4).

Les forêts fossiles s'en échappent, si l'on peut ainsi dire, au-dessous par leurs racines, au-dessus par les troncs debout ou encore par la dépouille de leurs frondaisons. Ce sont là des façons d'apophyses qui se concilient bien avec la structure que révèlent les régions des couches de houille transformées en concrétions dolomitiques (cf. n° 53).

Un point néanmoins reste obscur pour beaucoup (cf. FIRKET, 1894, pp. 21 et 40 ; SCHMITZ, 1896 *d*). C'est la raison primordiale de l'arasement du toit et du mur. C'est la cause de cette interruption brusque aux plans limites de la couche de houille, des sommets décapités des troncs debout du mur (cf. SCHMITZ, 1896 *b*), et des bases arasées, sans racines apparentes des souches du toit (DE LAPPARENT, 1892, p. 12).

L'explication de ces particularités peut être fournie par la considération des différences de milieu qui entraînent des variations du mode de fossilisation (BRIART, 1889,

p. 859 ; Grand'Eury, 1913, pp. 57 et 103). Dans le tourbage parfait, c'est-à-dire accompagné d'un arrêt total de la sédimentation terrigène, l'étalement et l'affaissement des végétaux sont plus complets.

Il semble néanmoins étrange de ne jamais constater dans la houille de tronc ou tout au moins de souche carbonisée (cf. CORNET, 1913 *a*, n° 1100). Certains faits d'observation portent à admettre que la distinction est très difficile (cf. RENIER, 1906 *a*, p. 288, fig. 13). On peut d'ailleurs, en ce qui concerne les gisements de la Belgique, faire état de la difficulté des observations sur place, les seules qui soient absolument démonstratives.

61. L'interprétation du rudiment stratigraphique est évidente (BRIART, 1867, p. 4).

La stampe représente une sédimentation dans un bassin d'une certaine profondeur, et généralement par l'eau courante.

Le mur indique l'instauration d'une forêt marécageuse. C'est le début de la phase d'atterrissement proprement dite.

La couche de houille correspond au plein épanouissement de la végétation de forêts marécageuses, concomitant avec un arrêt de la sédimentation, parce que les cours d'eau ne peuvent cheminer qu'avec lenteur à travers semblable dédale.

Le toit marque le début d'une nouvelle phase d'envasement en eau « relativement » profonde.

Ce rudiment, aux allures cycliques, correspond en fait, non pas à un cycle fermé, mais simplement, abstraction faite du toit, qui n'est que la transition à la stampe, à une période de comblement progressif d'un bassin de sédimentation.

L'hypothèse de mouvements alternatifs d'affaissement et de surélévation (LE HARDY, 1856, p. 12 ; BRIART, 1867, p. 4),

est inutile. Les contradicteurs ont fait, avec raison, remarquer qu'elle répugnait au bon sens.

Nous sommes ainsi amenés à rejeter comme explication générale du mode de formation des couches de houille, et la théorie purement mécanique (STAINIER, 1906), et celle de la constitution des couches de houille par enfouissement d'îles flottantes de végétation (BRETON, 1885).

#### H. — Succession des dépôts.

62. La constitution stratigraphique des gisements houillers de la Belgique est remarquablement uniforme dans l'ensemble (cf. chap. IV, n° 3) ; la succession chronologique des dépôts peut donc, d'un point de vue général, être récapitulée en peu de mots (cf. CORNET, 1913 *a*, n° 1105-1107).

63. A l'aurore conventionnelle de l'époque westphalienne, la mer recouvre partout les bassins de dépôt. Partout se retrouve le même facies de boues organiques, généralement à céphalopodes. La recoupe de l'assise de Chokier, puissante d'environ 200 mètres, par le sondage de Woensdrecht, — effectuée depuis la publication des premiers chapitres de cette étude (cf. chap. III, n° 7, et surtout VAN WATERSCHOOT et TESCH, 1914 ; JONGMANS, 1918, p. 165) — a utilement complété nos connaissances sur ce sujet.

Puis, après un dépôt plus gréseux, se forme la première couche de houille qui, comme toutes les suivantes (cf. RENIER, 1908 *e*, p. 122 ; *non* PURVES, 1881, p. 553 ; cf. DE DORLODOT, H., 1889, p. 485) repose sur un sol de végétation.

64. Il est certain que toutes les couches de houille, au sens où nous en acceptons ici ce mot (cf. ci-dessous n° 54), ne s'étendent pas sur la surface entière des bassins de dépôt. Tel semble être notamment le cas de la première couche de houille.

Certes, dans le gisement de Haine-Sambre-Meuse, la première

couche de chaque coupe est surmontée à faible distance par un horizon constant à *Pecopteris aspera* (cf. STAINIER, 1894 b, p. 66). Il semble donc qu'elle soit continue.

Toutefois, les renseignements que je possède au sujet du massif de Theux me portent à considérer la première couche de houille comme y étant intercalée dans l'assise de Chokier. Pour ce qui est du synclinal de Dinant proprement dit, nous savons seulement qu'un premier sol de végétation à *Stigmaria* se rencontre déjà vers le sommet du Dinantien (CARPENTIER, 1906).

Les données sont insuffisantes quant à la Campine.

Quoiqu'il en soit du cas spécial du premier sol de végétation de la série westphalienne, considérée comme limite supérieure de l'assise de Chokier, dans la région de Haine-Sambre-Meuse, la méthode, qui consiste à regarder les couches de houille comme des horizons et à les utiliser, en conséquence, comme limite d'assises (cf. RENIER, 1912 g, p. 147), est néanmoins des plus exactes, car la plupart des couches et même des veinettes sont remarquablement continues. Or, c'est parmi les premières que le géologue choisit ses limites d'assises.

65. A ce premier épisode qui, dans la région de Haine-Sambre-Meuse, constitue à lui seul l'assise de Chokier, vont succéder, jusqu'à la clôture de l'époque westphalienne, plusieurs centaines d'épisodes analogues, les uns très brefs, comme dans le cas des laies successives d'une même « couche de houille », les autres particulièrement longs, comme dans le cas des grandes stampes stériles (cf. ch. III, n° 20 ; JONGMANS, 1915, p. 150).

Il ne peut être question d'en tenter la description détaillée.

Bornons-nous à remarquer que les facies à faune marine franche sont particulièrement nombreux dans les débuts, et encore que, dans nombre de cas, ils sont localisés à la base d'une stampe particulièrement importante, où se rencontre, vers le milieu, une zone gréseuse.

Néanmoins, la présence fréquente de *Spirorbis* témoigne sans cesse, et jusqu'à la fin, de communications conti-

nuelles, quoique lointaines, avec le domaine maritime (CORNET, 1913 a, n° 1107 ; STAINIER, 1904, pp. 436-437).

Les échantillons, rapportés au genre *Spirorbis* par comparaison avec les types actuels, proviennent d'ailleurs de l'assise du Flénu du Pas-de-Calais (cf. MALAQUIN, 1904).

Se refuserait-on à admettre que, tout comme ceux de même âge, récoltés en Campine, ces fossiles du Pas-de-Calais aient été des animaux marins, l'existence du facies à céphalopodes au toit de la couche Petit-Buisson (cf. pl. III) suffirait pour justifier le raisonnement qui va suivre.

66. Entre les couches de houille inférieure et supérieure de la série stratigraphique (cf. pl. III), la puissance des sédiments accumulés est d'environ 2,925 mètres.

Entre la phase à laquelle le pays fut, pour la première fois, recouvert de forêts marécageuses, et celle où, à notre connaissance, il le fut pour la dernière fois, le niveau du sol primitif s'était donc affaissé, par rapport à celui de la mer, de près de 3,000 mètres (GOSSELET, 1888, p. 701).

En effet, dans l'un et l'autre cas, le sol se trouvait sensiblement au niveau de la mer, ainsi qu'en témoignent les continuelles intrusions des eaux marines.

Néanmoins, les bassins de dépôt ne cessèrent pas d'avoir une faible profondeur, comme l'attestent les divers facies de la série, et, notamment, celui de l'assise de Chokier, dans ce même Couchant de Mons, où se retrouvent les couches les plus élevées de l'assise du Flénu (cf. CORNET, J., 1906 d).

Le mouvement est donc, au total, d'allure positive et d'ampleur considérable.

#### I. — Extension des dépôts. Mouvements intrawestphaliens.

67. Quelle a donc été la nature de ce déplacement relatif du niveau des eaux ?

S'agit-il d'un mouvement eustatique, c'est-à-dire d'une simple montée des eaux, d'allure transgressive, sur un compartiment stable de l'écorce terrestre (Suess, 1888, p. 319; 1899, p. 418; Frech, 1899, p. 274); ou bien de l'affaissement en masse de voussoirs ou de séries de voussoirs (Firket, 1894, pp. 29 et 42); ou, enfin, suivant une théorie déjà ancienne (cf. Harg, 1900, p. 618; Grand'Eury, 1887, p. 138), de mouvements épirogéniques, précurseurs des phénomènes orogéniques de la phase hercynienne (cf. Stainier, 1904 *c, d*) ?

L'hypothèse de mouvements eustatiques paraît souvent acceptée par les auteurs, car ils ne parlent que d'un mouvement général d'affaissement du sol. Semblable mouvement aurait certes pour effet un rajeunissement momentané du réseau hydrographique des terres émergées, et, par voie de conséquence, une sédimentation, dont la phase la plus active pourrait correspondre aux dépôts arénacés, terme moyen du schème lithologique (cf. ci-dessus n° 54).

Mais il est évident que ce petit jeu n'a pu se répéter indéfiniment jusqu'à atteindre 3,000 mètres d'amplitude (de Lapparent, 1892, p. 35).

Aussi, l'origine autochtone des couches de houille étant démontrée, l'hypothèse de mouvements purement eustatiques apparaît-elle comme invraisemblable.

La question ne peut toutefois être complètement élucidée, si l'on n'examine pas simultanément celle de l'extension originelle des dépôts, qui y est intimement mêlée.

Ainsi s'impose l'étude de la paléogéographie de la Belgique, au cours de l'époque westphalienne.

68. Durant longtemps, la méthode suivie par nombre d'auteurs pour la délimitation des bassins de dépôt a été calquée sur celle déjà ancienne (cf. Dumont, 1832, p. 24), qu'Hébert a utilisée à propos des formations mollement ondulées de la région parisienne (cf. Gosselet, 1860, p. 147, de Margerie, 1890, p. 684).

Elle consiste à utiliser telles quelles, ou à peu près, les cartes géologiques, dont les allures définissent ainsi des bassins, des golfes, des anses, des caps, des seuils, des îles, des continents, bref, tous les traits géographiques jusques aux plus minimes.

Certes, les auteurs (cf. Gosselet, 1880 *b*, introd., note) déclarent qu'il ne s'agit là que de conventions, mais on n'en est pas moins venu à se payer de mots, (cf. par ex. Deffline, 1913, p. 652) ne tenant plus compte des déformations tectoniques, ni des phénomènes de dénudation postérieurs. Pour ces derniers, on avait toujours le recours de nier leur importance, malgré la démonstration qu'en firent jadis Cornet et Briart (1876); quant à la tectonique, si l'on en abordait l'étude, celle-ci ressemblait fort à une théorie des déformations de masses rigides (cf. Houzeau, 1854 *a*).

Bien qu'elle ne s'étende pas aux dépôts houillers, la réfutation circonstanciée qu'entre autres M. de Margerie (1890) a faite de cette méthode, au sujet même des terrains paléozoïques de la Belgique, peut être considérée comme générale et définitive.

Cette réfutation se trouvait en puissance dans l'œuvre d'André Dumont (1832), ainsi que l'a indiqué G. Dewalque (1868, p. 109; 1880 *a*, p. 124).

Cependant, la loi, établie de façon non moins générale, de la permanence dans le temps des axes de plissement de l'écorce terrestre, encore qu'elle soit soumise à certaines restrictions, permet d'entrevoir qu'il puisse y avoir une part de vérité dans cette méthode paléogéographique de début.

69. Sans empiéter outre mesure sur l'exposé des traits tectoniques, je rappellerai donc, dès à présent, que l'étude d'ensemble du socle paléozoïque de la Belgique (cf. pl. I et II) a permis d'y distinguer une série de plis majeurs dont la nomenclature est donnée au tableau F (1).

Il y a lieu d'ajouter que l'on distingue sous le nom de *massif (bassin) de la Vesdre* (Dewalque, 1868, pp. 53 et 111, non p. 4; 1880 *a*, pp. 60 et 126, non p. 5) = *bassin prussien* (Dumont, 1832,

(1) Cette nomenclature n'est malheureusement pas adoptée par tous les auteurs (cf. Dollfus, G., *Annales de Géographie*, 1900, t. IX, pl. X). J'aurai l'occasion de montrer dans la suite l'utilité que présenterait la publication d'un lexique tectonique en vue de l'uniformisation de la terminologie. Mais l'élaboration de semblable catalogue réclame des recherches si étendues, que je ne puis espérer en venir à bout avant quelque temps.

TABLEAU F.

Nomenclature des plis longitudinaux de premier ordre du socle paléozoïque de la Belgique.

(DIRECTION GÉNÉRALE GROSSIÈREMENT EST-OUEST)

---

(NORD)

Synclinal (?) de la Campine (LOHEST, 1904 *b*, p. 220).

---

Massif (anticlinal) du Brabant (DUMONT, 1847, p. 5; *emend.* LOHEST, 1904 *b*, p. 220).

---

Synclinal (ou bassin) de Namur (DEWALQUE, 1868, p. 56)  
= bassin (anthraxifère) septentrional (DUMONT, 1832, pp. 73, 75 et 275)  
= synclinal du Hainaut (CORNET et BRIART, 1876, p. 14; 1877, p. 93).

---

Massif (ou bande anticlinale) du Condroz (DUMONT, 1847, p. 5; cf. 1832, p. 25)  
= crête silurienne du Condroz (GOSSELET, 1874, p. 13).

---

Synclinal (ou bassin) de Dinant (GOSSELET, 1871, p. 37, pl.)  
[*Pro parte* cf. bassin (anthraxifère) méridional (DUMONT, 1832, pp. 72, 75 et 275)]  
= bassin du Condroz (DEWALQUE, 1868, p. 56).

---

Massif (anticlinal) de l'Ardenne (DUMONT, 1847, pp. 5 et 6;  
*emend.* H. DE DORLODOT, 1901, p. 188).

---

Synclinal (ou bassin) de l'Eifel (DUMONT, 1836, p. 336)

---

Massif (anticlinal) de Givonne (GOSSELET, 1880 *b*, p. 28).

(SUD)

p. 141), = *bassin anthracifère d'Aix-la-Chapelle* (GOSSELET, 1860, p. 3; *emend.* 1878 *a*, p. 23), la bordure dévono-carboniférienne qui longe, au Sud, le gisement houiller des plateaux de Herve. Le massif de la Vesdre est séparé du synclinal de Dinant par une zone anticlinale transversale, souvent dénommée *anticlinal (seuil) de Fraipont* (GOSSELET, 1878 *b*, p. 46; 1880 *b*, pl. I A; 1888, fig. 174-179; cf. 1860, pp. 21-22). En fait, le massif de la Vesdre n'est que le prolongement oriental de la nappe synclinale de Dinant (FOURMARIER, 1907 *a*, p. 47; 1913 *a*, p. 19, note; *b*, p. 676; *c*, p. 199, note; cf. FORIR, 1899, p. 120; non DUMONT, 1832, pp. 76, 111 et 276; nec GOSSELET, 1878 *a*, p. 23; nec DE DORLODOT, H., 1901, p. 121, note 2).

Entre le massif de la Vesdre et la bordure orientale du synclinal de Dinant, tel que l'a défini A. Dumont, apparaît, dans le prolongement méridional de l'anticlinal de Fraipont, le *massif de Theux* (DUMONT, 1832, p. 178; *emend.* FOURMARIER, 1906).

Anticipant encore, non seulement sur la description tectonique, mais aussi sur l'étude du mécanisme tectonique, — la subdivision du sujet, qu'exige un exposé méthodique, est nécessairement factice, — il faut indiquer ici deux faits de première importance.

D'une part, le massif de Theux occupait originellement une position septentrionale, par rapport au massif de la Vesdre (FOURMARIER, surtout 1905, p. 494; 1913 *b*); il s'y rattachait de façon étroite (DEWALQUE, 1865, p. 788; 1886, pp. 48-53; STAINIER, 1904 *d*, p. 415; FOURMARIER, 1906 *c*).

D'autre part, la bande méridionale du Houiller des plateaux de Herve, le *massif de Saint-Hadelin*, situé au Sud de la *faille de Saint-Hadelin* (DE MACAR, 1875), semble, lui aussi, se rattacher au massif de la Vesdre (FOURMARIER, 1913 *b*, p. 676). Peut-être n'est-il que l'émergence du massif de Theux, au Nord du massif de la Vesdre.

L'ensemble, aujourd'hui fractionné, du synclinal de Dinant, y compris le massif de la Vesdre, du massif de Theux et du massif de Saint-Hadelin mériterait d'être désigné spécialement.

Quant aux plis orthogonaux, bornons-nous à citer, en outre de l'anticlinal de Fraipont, celui qui divise le gisement de Haine-Sambre-Meuse (synclinal de Namur) en un bassin occidental, dit encore de la Sambre ou du Hainaut, et un bassin oriental, parfois dénommé de la Meuse ou de Liège; ce pli transversal est l'*anticlinal du Samson* (cf. MALHERBE in DEWALQUE, 1875 *b*, p. 913; STAINIER, 1904 *d*; LOHEST, 1904 *b*, p. 223).

70. L'ensemble des données accumulées jusqu'à ce jour (cf. STAINIER, 1904 *c, d*; CORNET, J., 1913 *a*, n° 1108) conduit à formuler les conclusions suivantes :

A l'aurore des temps westphaliens, la plus grande partie du territoire belge était complètement, mais faiblement immergée.

Acquise peu après au domaine continental, elle n'y fut maintenue que par instants, car elle s'enfonçait de façon continue et générale.

L'affaissement n'y était cependant pas en tous points d'égale importance; il était moindre dans les régions anticlinales de premier ordre du socle paléozoïque : anticlinal transversal du Samson, anticlinaux longitudinaux du Brabant, de l'Ardenne surtout, et peut-être du Condroz. Il ne s'agit donc pas de mouvements purement eustatiques.

L'allure marginale des dépôts était régressive.

Il n'existe cependant aucune preuve positive que les régions géantoclinales du Brabant et du Condroz aient été émergées de façon progressive. Peut-être partiellement continentales au début, elles semblent s'être accentuées moins rapidement que l'ensemble du géosynclinal.

La région continentale qui a fourni les éléments terrigènes des dépôts semble avoir été surtout un pays de roches cristallines qui formait vraisemblablement la bordure nord du géosynclinal principal, et qu'il faut rattacher au continent nord atlantique (Scandinavie-Ecosse, ou, plus correctement, *Archaia*).

Son exondation allait s'accroissant : les mouvements épirogéniques créent les continents, tandis que les mouvements tectoniques engendrent les chaînes de montagnes.

Les mouvements épirogéniques étaient saccadés, relativement rapides, mais généralement progressifs.

71. A l'aurore des temps westphaliens, la plus grande

*partie, sinon la totalité, du territoire belge était complètement immergée.*

La démonstration de la continuité primitive des dépôts houillers, et, notamment, de ceux de l'assise de Chokier, seule actuellement représentée dans certains bassins du synclinal de Dinant (cf. chap. IV, tabl. B), résulte de considérations diverses.

Les arguments produits, bien que de valeur inégale, peuvent être groupés comme suit :

*a)* Concordance de l'assise de Chokier et des dernières zones du Dinantien.

Le relevé des allures, et surtout celui du détail de la série stratigraphique, témoigne de la presque absolue constance de cette relation (cf. DUMONT, 1832, p. 275; BURAT, 1851, p. 98; GOSSELET, 1860, p. 119; 1863, p. 774; DEWALQUE, 1875 *b*, p. 908; CORNET et BRIART, 1877, p. 99; PURVES, 1883; RUTOT, 1889 *c*, p. 479; BRIEN, 1911, p. 296; DELÉPINE, 1911, pp. 79-80, 115, 118, 119, 124, 180 et 320, pl. XII).

Or, le travail synthétique, qui ait été le plus récemment consacré au Dinantien (DELÉPINE, 1911, p. 345, fig. 76), conclut à la continuité originelle des formations des synclinaux de Namur et de Dinant.

En conséquence, il y a lieu d'admettre qu'il en était de même au début du Westphalien, contrairement à ce qu'ont admis certains auteurs (DEWALQUE, 1868, p. 108; 1880 *b*, p. 123), pour lesquels « nos massifs houillers sont comme les restes d'une formation marine, opérée dans deux bassins à peu près comblés par les sédiments antérieurs » (cf. D'OMALIUS, 1828, p. 171, *non* p. 175).

M. Delépine admet certes l'émersion du massif du Brabant.

L'extrémité orientale de ce massif a, en effet, connu des

vicissitudes diverses au cours du Dinantien, ainsi qu'en témoigne la constitution si spéciale du massif dévonocarboniférien dit de Visé (cf. DELÉPINE, 1911, p. 241), l'absence du Viséen supérieur à Chertal-lez-Visé (LOHEST, 1911 *a*), et la transgression du Viséen dans la vallée de la Méhaigne (STAINIER, 1902 *a*, p. 105; DELÉPINE, 1911, p. 142; *contra* BRIART, 1875, p. 725). Mais, exception faite de cette région, M. Delépine n'apporte aucun fait en faveur de l'émersion du massif du Brabant, et néglige d'ailleurs les résultats du sondage de Kessel (n° 38, pl. I; cf. STAINIER, 1904 *d*, p. 420), que ceux du sondage de Woensdrecht ont récemment confirmés et complétés (VAN WATERSCHOOT et TESCH, 1914).

Les conclusions relatives aux synclinaux de Namur et de Dinant n'en restent pas moins intéressantes.

Il faut cependant remarquer, au sujet du synclinal de Dinant, que si les synclinaux longitudinaux de second ordre, qui enserrant, dans leurs parties profondes, les petits bassins houillers, se trouvent actuellement encore reliés entre eux, cette liaison ne constitue pas, à elle seule, une preuve absolue de la continuité originelle des dépôts houillers, car l'existence de mouvements intradinantiens, soulignés par la présence de la « grande brèche », est probable (cf. DE DORLODOT, H., 1908, p. 35; LOHEST, 1901, 1911 *b*, *c*). Or, les liaisons entre les synclinaux de second ordre ne s'établissent souvent qu'à des niveaux stratigraphiquement inférieurs à celui de la dite brèche. Toutefois, l'absence dans la région considérée, de lacunes, avec discordance, dans la série dinantienne, et surtout la constance de constitution de la série comprise entre la « grande brèche » et l'assise de Chokier (cf. STAINIER, 1904 *d*, p. 415), portent à admettre qu'elle était, dès ce moment et jusqu'aux temps westphaliens, géosynclinale. Les mouvements intradinantiens de la phase de la « grande brèche » y sont donc sans intérêt pour le sujet qui nous occupe (cf. DE DORLODOT, H., 1908, p. 36).

*b)* Caractères lithologiques de l'assise de Chokier.

Partout, le facies marin, sous forme de boues fines et

riches en matières organiques, succède aux derniers dépôts calcaireux du Dinantien.

Nulle part, même à Chertal, où l'assise est transgressive, tout comme à Visé (HABETS, LOHEST et FORIR, 1906, p. 487 ; FORIR, 1906 *a*, p. 607), on ne relève l'existence de formations littorales (1).

Un cordon littoral serait, toutefois, la seule preuve irréfutable (cf. DE MARGERIE, 1890, p. 692). Or, quelle pouvait être l'importance des appareils côtiers à cette époque où les rivages étaient certainement marécageux, puisque la presque totalité de la flore de l'assise de Chokier, quoique de facies allochtone, appartient à la flore principale du Westphalien belge, telle qu'elle a été définie ci-dessus (cf. n° 11). Ces marécages côtiers étaient certes l'objet d'affouillements, puisque des organes souterrains des lycopodées arborescentes se retrouvent charriés à la mer. Mais la rareté des *Stigmaria* témoigne du peu d'importance de ces affouillements (RENIER, 1906 *d*, p. 161).

c) L'hypothèse que les petits bassins houillers de la grande nappe ont été originellement isolés, est inconciliable avec leur constitution (cf. DEWALQUE 1875 *b*, pp. 908 et 928).

Leurs caractères lithologiques, identiques à ceux des bassins de Haine-Sambre-Meuse et de la Campine, ne rappellent en rien ceux de dépôts limniques (STAINIER, 1904 *d*, p. 418 ; cf. DE MARGERIE, 1890, p. 692). Les éléments de leurs roches ne dérivent point, pour la plus grande part, des formations dinantiennes, qui les auraient enserrés de tous côtés (LOHEST, 1899 *a* ; 1904 *b*, p. 331).

d) La configuration actuelle des gisements houillers de la Belgique (cf. pl. I) n'est d'ailleurs que la conséquence

(1) Le cas de Merville (Nord) est beaucoup moins clair (cf. PRUVOST, 1919). Il se pourrait d'ailleurs que ce sondage ait pénétré dans une orgue géologique, base d'un puits naturel.

combinée des phénomènes tectoniques postérieurs au dépôt, et des phénomènes d'érosion postérieurs aux mouvements tectoniques (DE MARGERIE, 1890, p. 685).

L'horizontalité primitive des dépôts de l'assise de Chokier est évidente, puisqu'ils ont été originellement boueux et de grain très fin, et encore, parce que, partout, leurs allures sont concordantes avec celles des couches de houille de l'assise d'Andenne, lorsque celle-ci est encore représentée.

Leurs plissements, leur redressement jusqu'à la verticale, leur renversement même attestent l'influence d'actions tectoniques (CACHY, D'OMALIUS et SAUVEUR, 1832, p. 4).

D'autre part, les plis des bassins houillers des synclinaux de Dinant et de Namur étant, sauf le cas de fractures, régulièrement relayés par les plissements des formations dinantiennes et dévoniennes, il semble tout naturel d'attribuer à des érosions leur discontinuité actuelle (DE MARGERIE, 1890 ; LOHEST, 1904 *b*, p. 231 ; STAINIER, 1904 *d*, p. 416).

La surface actuelle du socle paléozoïque se montre complètement indépendante de l'allure tourmentée des couches et présente essentiellement, abstraction faite des entailles correspondant aux vallées, la disposition d'un plateau presque horizontal. Or, il y a impossibilité pour une région plissée, comme l'est l'Ardenne, de rester plane malgré le plissement, si l'on ne fait pas appel à l'hypothèse de son arasement ultérieur (DE MARGERIE, 1890, pp. 684 et 694).

Les études de géologie expérimentale nous conduiront d'ailleurs à conclure que les allures des régions actuellement superficielles des dépôts westphaliens n'ont pu se produire que sous une charge importante, c'est-à-dire en profondeur (cf. DE MARGERIE, 1890, p. 690 ; LOHEST, 1912 *b*, p. 545).

Le démantèlement ultérieur de la chaîne montagnaise par les agents d'érosion ressortira comme corollaire de cette conclusion.

Enfin, l'existence de roches houillères à l'état remanié dans les formations plus récentes qui recouvrent le socle paléozoïque fournit la preuve irréfutable, mais dans une proportion minime, de ces phénomènes d'érosion.

e) La liaison originelle des bassins de Haine-Sambre-Meuse et de la Campine est vraisemblable (cf. STAINIER, 1904 *d*, p. 420).

Une coupe tracée à l'échelle (cf. pl. II) permet de le constater (LOHEST, 1908 *b*).

La puissance de l'assise de Chokier n'est d'ailleurs pas inférieure à 100 mètres à Baudour (Hainaut); elle paraît être aussi importante à Woensdrecht (Campine).

En résumé, nous avons donc toutes raisons d'admettre qu'au début des temps westphaliens, l'immersion du pays était continue, depuis la frontière septentrionale, tout au moins jusqu'à une ligne jalonnée par Florennes, Dinant (LOHEST, 1896 *b*; DE DORLODOT, 1898, p. 7, note 4), Ocquier et Baelen (1).

Peut-être l'extrémité orientale du massif du Brabant constituait-elle une île. Le seul indice relevé jusqu'ici est la découverte, dans le Couchant de Mons, d'un galet erratique de tuf (CORNET, 1908 *a*), qui pourrait être rapporté aux formations siluriennes ou cambriennes de ce type que renferme le massif du Brabant, mais pourrait, tout aussi bien, être d'origine lointaine.

Il est, d'autre part, délicat de faire état du poudingue découvert à Horion-Hozémont (FOURMARIER, 1912 *f*, cf. chap. VI, n° 8), ou, encore, de la structure bréchoïde des phthanites à Sirault (CORNET, J., 1909 *a*, n° 137; 1913 *a*, n° 1108, note).

(1) Si l'on tenait compte de la contraction, c'est-à-dire du déplacement vers le Nord produit par les mouvements tectoniques à la phase hercynienne, ces localités occuperaient évidemment, sur une esquisse cartographique de la Belgique à l'époque westphalienne, une situation plus méridionale par rapport au Brabant.

72. *Au début, la profondeur d'eau est faible. Il en sera ainsi durant toute l'époque westphalienne* (cf. n° 46; *contra* STAINIER, 1904 *d*, p. 434).

A supposer qu'aucun mouvement du sol ne se soit produit durant la phase de Chokier, on peut, en effet, considérer la puissance de cette assise comme représentant l'épaisseur originelle de la nappe d'eau, puisque, à la clôture de la phase de Chokier, au moment de la constitution du premier « mur » ou de la première couche de houille (cf. n° 63), le pays formait une plaine marécageuse, c'est-à-dire était sensément exondé.

Dans ces conditions, l'examen de la planche III fournit la preuve que la profondeur était faible et variable.

La démonstration des affaissements ultérieurs ressort des développements précédents (n° 66).

Toujours sous bénéfice de la même hypothèse, la même planche III fournit la confirmation du fait que l'examen des divers facies des bassins du dépôt nous a déjà permis d'établir, savoir que, la profondeur des bassins de dépôt *a*, dans la suite, été rarement supérieure à 100 mètres.

Si l'affaissement a été concomitant du dépôt, les chiffres fournis par la puissance des stampes représenteraient même un grand maximum.

Mais il est également nécessaire pour que cette déduction soit logique, qu'il soit établi que le sol n'a pas été soumis, par instants, à des mouvements d'émergence, notamment à l'époque de la formation des couches de houille (cf. LE HARDY, 1856, p. 12; SUSS, 1888, p. 299; 1899, p. 389).

Cette objection ne semble pas fondée; il me paraît plus naturel d'admettre que le comblement progressif du bassin de dépôt par les sédiments a seul provoqué le relèvement graduel du sol, car, d'une part, tous les facies sont d'eau peu profonde et, d'autre part, les facies, franchement

marins, sont cantonnés à la base des stampes stériles particulièrement puissantes.

Il n'a d'ailleurs été signalé, dans les aires actuelles d'extension des dépôts, aucune preuve d'émersion se traduisant par une oxydation des roches. Brèches (cf. chap. VI, n° 8, et CARPENTIER, 1913, pp. 288-294) et affouillements (*wash-out*) sont des phénomènes localisés.

L'explication de l'origine des brèches polygènes (Landelies, Dourlers [Nord français]), dans lesquelles ont été signalés récemment des fragments de roches fossilifères d'âge westphalien (CARPENTIER, 1913, p. 298), constitue d'ailleurs un problème encore obscur.

Dans ces conditions, l'idée d'un affaissement continu, étant la plus simple, apparaît comme la plus vraisemblable.

73. *L'affaissement se fit sentir sur la plus grande partie, sinon la totalité, du territoire belge.*

Pour ce qui est de la région de Haine-Sambre-Meuse, la comparaison des échelles stratigraphiques (pl. III) établit clairement que, dans les limites où l'érosion a respecté les dépôts, les séries sont, d'une frontière à l'autre, remarquablement parallèles (cf. F.-L. CORNET, 1867). Retouchés à l'aide des données fournies par les plus récentes études, ces diagrammes seraient encore plus uniformes (1).

Si l'on compare aux bassins houillers de la région de Haine-Sambre-Meuse ceux du synclinal de Dinant (cf. STAINIER, 1904 *d*, p. 416; RENIER, 1908 *e*), et surtout celui, beaucoup plus complet d'Eschweiler (cf. WESTERMANN, 1905; RENIER, 1906 *h*; HOLZAPFEL, 1910, p. 50), qui se rattache au massif de la Vesdre, le parallélisme de la série stratigraphique est également frappant (cf. chap. VIII).

Quant au bassin de la Campine, le parallélisme de sa

(1) Ce serait notamment le cas du bassin de Herve, où par suite de complications tectoniques, la couche *Judée* n'est que la répétition de *Première Miermont* = *Bouxharmont* (pl. III).

légende stratigraphique et de celle des bassins de Haine-Sambre-Meuse a été démontré dès le début des recherches (FOURMARIER et RENIER, 1903, 1906); mais le rapprochement détaillé ne pourra être tenté que lorsque les travaux d'exploitation permettront de réunir des éléments plus nombreux et plus complets.

L'importance de l'affaissement, et surtout sa constance, conduisent, d'autre part, à le considérer comme ayant affecté une région bien plus vaste que celle où existent actuellement des gisements houillers.

74. *Cependant, le mouvement d'affaissement ne fut pas uniforme sur l'ensemble du territoire belge.*

Des faits d'ordres divers permettent d'établir cette thèse, tout au moins pour ce qui concerne les bassins de Haine-Sambre-Meuse et d'Eschweiler, les seuls dont l'étude ait été quelque peu poussée.

Certains traits semblent n'être qu'accidentels et sans signification nette.

Telles seraient certaines accentuations ou diminutions de la puissance des stampes (JOASSART, 1889), la présence de sols de végétation sporadiques (STAINIER, 1902 *d*, p. 75), — mais que je n'ai, pour ma part, jamais observés dans des levés détaillés, — l'existence d'érosions sous forme de chenaux remplis de cailloux (cf. BRIART, 1889, p. 825), de brèches (cf. chap. VI, n° 8), ou encore de légères transgressions.

D'autres caractères sont, au contraire, généraux, et semblent susceptibles d'une interprétation systématique.

a) On peut, tout d'abord, utiliser un principe formulé et appliqué notamment par M. Bertrand (1892, p. 151, fig. 8; 1900, p. 534, fig. 8), et rechercher les lois de variations de la stampe entre deux couches de houille, types par excellence des formations de très faible pro-

fondeur d'eau ou encore, par application d'un principe en apparence réciproque, les variations de puissance des couches de houille.

M. Stainier (1904 *c, d*, pp. 438, 441, 447) a tenté de réunir des matériaux dans ce but.

Pour ce qui est des stampes, cet auteur conclut à une variation longitudinale se traduisant, tant vers l'Est que vers l'Ouest, par une augmentation de puissance du Westphalien inférieur, à partir de l'anticlinal transversal du Samson, et par une augmentation à partir du même axe, mais vers l'Est seulement, de la puissance de l'assise de Châtelet qui, dans la Basse-Sambre et le bassin de Charleroi, — massif d'Ormont excepté, — ne présente, au contraire, que de faibles variations. Dans la direction transversale, M. Stainier note une augmentation progressive, quoique médiocre, de l'épaisseur des stampes, dans le sens Nord-Sud à travers le bassin hennuyer.

Des levers détaillés, avec raccords justifiés couche par couche, exécutés dans le bassin de Liège au cours de ces dernières années, me portent à admettre qu'il y a accentuation de la puissance des stampes dans les régions nodales des maxima de la teneur en matières volatiles des couches de houille.

Quant aux couches de houille, leur puissance paraît diminuer en sens contraire de celle des stampes et, de façon générale, vers les nœuds que souligne la répartition de la teneur en matières volatiles (cf. chap. VI, n° 20). Des recherches récentes m'ont montré que cette relation est inexistante, ou, mieux, qu'elle est plus complexe.

*b)* La localisation de certains facies lithologiques est également suggestive.

Les poudingues à éléments bien roulés, mais de calibre assez fort et de natures variées, sont cantonnés dans la

région orientale : bassin d'Eschweiler, prolongement du massif de la Vesdre (cf. BARROIS, 1907, p. 253 ; HOLZAPFEL, 1910, p. 50), et massif de Saint-Hadelin (cf. FOURMARIER, 1913 *b*, p. 676).

M. Stainier (1904 *c, d*, pp. 439 et 446) a insisté sur les variations de puissance de divers niveaux de l'assise d'Andenne (grès de Salzennes ou de Neufmoulin ; grès grossier ou poudingue houiller H1c), et de l'assise de Charleroi (grès de Ham ou de Flémalle). La puissance de chacun de ces trois niveaux diminuerait longitudinalement, tant vers l'Est que vers l'Ouest, à partir de la région anticlinale du Samson ; le poudingue H1c varierait de même transversalement, tant vers le Nord que vers le Sud, à partir de l'axe du synclinal, tout au moins aux environs d'Andenne.

En outre, l'étude des variations du toit de la couche directrice, base de l'assise de Charleroi, aboutirait à la conclusion que ce niveau, vaseux aux environs du Samson, devient progressivement plus sableux, lorsqu'on s'éloigne, soit vers Charleroi, soit vers Liège, et dans ce dernier sens, devient à nouveau vaseux vers la frontière orientale (STAINIER, 1904 *c, d*).

Quant à la variation de la teneur des houilles en matières volatiles (cf. chap. VI, tabl. E), elle est à noter, sous réserve d'une interprétation, que nous esquisserons dans un instant.

*c)* Dans le domaine paléontologique, le fait le plus frappant est la localisation des calcaires à crinoïdes de l'assise d'Andenne dans le bassin du Hainaut (cf. pl. III ; RENIER, 1908 *a*, p. 163 ; *contra* ? PURVES, 1881, p. 532). Bien que leur développement paraisse avoir été sporadique, leur nombre semble aller croissant du Samson à la frontière française.

L'assise de Chokier présentait déjà des variations fauniques (cf. PURVES, 1881, p. 555). Le faciès à céphalopodes est encore inconnu en Campine (Woensdrecht). Il est plus typique dans la région liégeoise qu'à Eschweiler, dans le Condroz et surtout à Beaudour (Mons), où dominent les lamellibranches. Des *Lingula* n'ont jusqu'ici été signalées qu'à Bioulx (Anhée). Il est vrai qu'elles y sont associées à la faune à lamellibranches de Baudour.

L'étude de la répartition à un même niveau des faciès distingués ci-dessus (nos 34-45) fournit des résultats plus significatifs encore, surtout si la diversité est grande.

L'horizon à *Gastrioceras carbonarium* (RENIER, 1912 *d*, carte), n'est développé sous le faciès à céphalopodes que dans la région méridionale des bassins de Liège et de Seraing, ainsi que dans le bassin des plateaux de Herve. Plus au Nord, on rencontre une bande à végétaux allochtones très dilacérés, puis une bande à végétation subautochtone, mais avec surimposition du faciès à spirorbes; enfin, sur le versant septentrional du bassin de Liège, on signale, dans l'Est, un faciès à flore nettement subautochtone. Les conditions seraient similaires dans la région de Charleroi (STAINIER, 1904 *d*, p. 444).

De même, le toit de la couche Estenaye (1) et celui de la couche Grand-Bac (= NAVIRON, pl. III; cf. STAINIER, 1905, p. 79; RENIER, 1912 *c*, p. 375) ne présentent le faciès à *Lingula* que la région nodale du bassin de Liège (cf. chap. VI, n° 27).

Dans leur ensemble, ces faits sont suggestifs. Pour les interpréter logiquement, on ne doit pas perdre de vue que massifs de Theux et de Saint Hadelin, et surtout synclinal

(1) Ce niveau n'a pas été mentionné à la planche III, parce que des doutes s'élevaient à son sujet (cf. RENIER, 1912 *d*, p. 387); mais son existence a été confirmée récemment par M. E. Humblet.

de Dinant et massif de la Vesdre ont, par suite de charriages, été déplacés de plusieurs kilomètres vers le Nord, et encore que, sauf dans la région du Samson, et notamment à l'extrémité occidentale du bassin d'Andenne, ces nappes masquent, par leurs recouvrements, la partie méridionale du gisement de Haine-Sambre-Meuse. Ainsi, ce que descriptivement nous dénommons région méridionale du bassin de Seraing n'est, tout au plus, que la partie centrale du synclinal de Namur dans la région liégeoise (STAINIER, 1904 *c, d*, p. 447; cf. DORMOY, 1862; 1867, p. 133; non GOSSELET, 1863, p. 8).

Sous bénéfice de cette remarque, il résulte de ce qui précède que l'aire de dépôt était compliquée d'un géosynclinal complexe (1), coïncidant sensiblement avec le synclinal de Namur.

La région de l'anticlinal transversal du Samson y jouait le rôle d'une barrière zoologique (Ex. : faciès à crinoïdes), d'un haut fond où l'action plus vive des courants ne permettait, à certains moments, que le dépôt de sédiments plus grossiers. (Voir ci-dessus *b*.) Bref, c'était une façon de géanticlinal (STAINIER, 1904 *d*, p. 438).

Dans ces conditions, les variations de la teneur en matières volatiles d'une même couche de houille apparaissent comme caractéristiques des aires géosynclinales ou géanticlinales. La teneur est minimum vers le Samson, donc dans les aires géanticlinales.

Cette conclusion, déduite de la considération d'une coupe longitudinale du gisement de Haine-Sambre-Meuse, peut être utilisée pour l'interprétation des variations dans les coupes transversales.

La région septentrionale des bassins de Haine-Sambre-Meuse, cédait moins rapidement que leur ligne axiale :

(2) Ce terme est pris dans le sens le plus large.

ainsi, se manifestait en bordure le géantoclinal du Brabant.

Le géantoclinal de l'Ardenne s'accroît au point de s'émerger. C'est la signification des poudingues de la région orientale, notamment du bassin d'Eschweiler (cf. FOURMARIER, 1913 *b*, p. 670).

Quant au géantoclinal du Condroz (cf. HAUG, 1900, p. 627), sa recherche est délicate. Son existence est probable, s'il est exact que, dans le massif d'Ormont, on relève et réduction de la puissance de l'assise de Chatelet (STAINIER, 1904 *d*, p. 441) et diminution de la teneur en matières volatiles (cf. chap. VI, n° 28). L'opinion a cependant été formulée (de DORLÉDOT, H., 1898, p. 7) que jusqu'à la fin de l'époque westphalienne, synclinaux de Namur et de Dinant ne cessaient de communiquer. Elle est pour le moins, probable.

Quoiqu'il en soit, ces considérations tranchent la question posée au début. Il ne s'agit pas en l'occurrence de mouvements purement eustatiques, d'un simple relèvement du niveau des eaux par rapport à la terre ferme.

75. De ces faits, découle déjà comme conclusion vraisemblable, la conception que l'allure d'ensemble des dépôts a dû être régressive (cf. DE LAPPARENT, 1892, p. 36).

On ne connaît, à vrai dire, dans les bassins actuels, c'est-à-dire dans les aires géosynclinales, aucune régression, mais bien plutôt des transgressions locales concomitantes des affaissements, qui ont provoqué la disparition des forêts marécageuses.

Toutefois, les éléments terrigènes des dépôts nous fournissent la preuve de l'importance de l'émersion des régions bordières. Les études lithologiques sont certes peu avancées. Néanmoins, les galets, soit erratiques, soit conglomérés, fournissent des renseignements assez nombreux,

encore que leur étude microscopique n'ait été entreprise que dans un petit nombre de cas.

Les récoltes s'étendent, depuis le sommet de l'assise d'Andenne (poudingue H1c) jusqu'à un niveau assez élevé, quoiqu'encore imprécis, de l'assise du Flénu (poudingue du toit de la couche Edouard du bassin du Pas-de-Calais). Elles ont été particulièrement abondantes à divers niveaux (Veine du Nord à Aniche).

Les auteurs sont des plus affirmatifs (STAINIER, 1904 *d*, p. 421; BARROIS, 1907, 1910 *a b*; cf. 1901; DE DORLÉDOT, H., 1908): la majorité de ces éléments sont d'âge westphalien, les uns plus anciens, les autres relativement récents par rapport au niveau où ils se rencontrent.

Ils ont été façonnés à l'état de galets dans des régions continentales, car leurs formes sont celles de cailloux de torrents ou de cordons littoraux (BARROIS, 1907, pp. 281 et 296, fig. 11-19); ils ont ensuite été repris pour être incorporés aux dépôts nouveaux des régions géosynclinales.

76. Néanmoins, il n'existe aucune preuve positive que les régions du Brabant et du Condroz, aient été exondées de façon progressive.

L'occasion s'est déjà offerte ci-dessus (n°s 64 et 71) de signaler des indices, il est vrai douteux, d'émersion à la phase de Chokier, du Siluro-cambrien du Brabant, et surtout aux phases de Chokier et de Chatelet de la bordure septentrionale de l'anticlinal de l'Ardenne.

Pour ce qui est de ce dernier, la présence de galets de calcaires silicifiés d'âge douteux d'après Holzapfel (1910, p. 47), frasniens d'après Semper (1909, p. 226), à divers niveaux poudingiformes de la série d'Eschweiler, et tout au moins à un niveau dans la bande sud du pays de Herve, prouve qu'une région méridionale que l'on peut provisoirement assimiler à l'Ardenne, était continentale durant les

phases d'Andenne et de Chatelet. C'est, en outre, une nouvelle preuve de régression.

Pendant nulle part ailleurs, en Belgique, principalement dans le gisement de Haine-Sambre-Meuse et en Campine, on ne connaît semblables conglomérats, si ce n'est à un seul niveau de l'assise du Flénu dans le Pas-de-Calais (couche Edouard, à Lens) et peut-être dans le Couchant de Mons.

Mais l'absence de roches dévoniennes, siluriennes et cambriennes parmi les galets houillers est tenue pour un fait constant (STAINIER, 1904 *d*, non 1896, p. 14; BARROIS, 1910 *a b*, p. 312, non 1901, pp. 32-33 et 1907, p. 276; cf. CARPENTIER, 1913, p. 311). La démonstration mériterait toutefois d'être reprise et approfondie sur la base d'études lithologiques, et surtout de nouvelles récoltes d'échantillons.

A en juger, d'après nos connaissances actuelles, les géanticlinaux du Brabant, du Condroz et même de l'Ardenne ne se seraient donc pas accentués au point d'être profondément dénudés, ainsi qu'on se le représentait jadis (cf. RUTOT et VAN DEN BROECK, 1883, figure), et le synclinal de Dinant n'était pas terre ferme (*contra* Go. SELET, 1888, p. 713).

L'examen d'une coupe tracée à l'échelle, depuis le bassin de Haine-Sambre-Meuse jusqu'en Campine (cf. pl. II), porte d'ailleurs à admettre que le massif du Brabant a été recouvert, non seulement par le Westphalien inférieur, ainsi qu'il a déjà été dit ci-dessus (n° 71 *e*), mais encore par les dépôts du Westphalien supérieur (LOHEST, 1908 *b*). Il est certes délicat de faire, sur semblable coupe, le départ entre l'influence des mouvements épirogéniques et celle des plissements hercyniens. Mais il est avéré que les variations de puissance des stampes sont très lentes et que les séries stratigraphiques sont, de part et d'autre, très épaisses. D'ailleurs, si divers auteurs (LEDOUBLE, 1906, p. 556; CAMBIER, 1913 *b*, p. 307; CARPENTIER, 1913, p. 340) ont émis l'hypothèse de mouvements tectoniques intrawestphaliens, ils n'ont produit, à l'appui de cette idée, aucune observation probante.

Il semble donc plus conforme aux faits d'admettre que l'accentuation du géosynclinal d'ensemble a été plus rapide que celle des géanticlinaux dits de premier ordre. Si les bassins houillers tendaient à se différencier, leur séparation sur le territoire belge n'aurait pas encore été effective (cf. FIRKET, 1894, p. 53; STAINIER, 1904 *d*, p. 435; BARROIS, 1910 *b*, p. 321). La suite immédiate de l'exposé fournira d'ailleurs des arguments indirects en faveur de cette opinion.

77. *Les régions continentales qui ont fourni les principaux éléments terrigènes des dépôts westphaliens possédaient un substratum de roches cristallines.*

Deux preuves ont été données : la nature de grès houillers et celle de certains galets erratiques ou conglomérés.

*a)* Les grès des gisements houillers de la Belgique sont fréquemment feldspathiques, et ce à des niveaux divers de la série stratigraphique. Aussi, est-il admis qu'ils dérivent manifestement d'un granite (LOHEST, 1899 *a*, p. 84; 1904, p. 21; 1908 *b*; STAINIER, 1904 *d*, p. 424; cf. BURAT, 1841, p. 34; JACQUES, 1867, p. 163; DE MACAR *in* DEWALQUE, 1875 *b*, pp. 925).

Toutefois, les études microscopiques ne confirment que dans une mesure modérée, la présence de feldspaths dans les grès houillers du Westphalien de Belgique.

*b)* Deux des niveaux les mieux étudiés des bassins français, l'un à galets erratiques, celui de la Veine du Nord à Aniche, l'autre poudingiforme, celui du toit d'Edouard à Lens, ont fourni une proportion notable de roches cristallines : granite, microgranulite, gneiss granulitique, cornalite, pegmatite, micaschistes (BARROIS, 1901, 1907, 1910 *a, b*), auxquelles il faut rattacher la plupart des quartz laiteux et gras ou hyalins, dont certains sont notoirement

de nature pegmatitique (STAINIER, 1904 *d*, p. 430; BARROIS, 1907, p. 277; 1910 *b*, p. 312; cf. 1901, p. 32).

Cette région cristalline, qu'il y a lieu de considérer comme bordière du géosynclinal, ne faisait point partie du territoire belge. On ne connaît, en effet, dans le socle paléozoïque de la Belgique, que quelques pointements insignifiants de granite, cantonnés dans le Cambrien de la région orientale de l'anticlinal de l'Ardenne. Leur intervention dans la fourniture d'éléments minéraux est d'ailleurs improbable, attendu que celle des formations cambriennes et dévoniennes est nulle ou insignifiante (cf. n° 76). Holzapfel est d'ailleurs porté à considérer les granites de l'Ardenne comme étant d'âge carboniférien.

Les géosynclinaux étant allongés suivant la direction Est-Ouest, la région cristalline était donc située soit au Sud (STAINIER, 1904 *d*, p. 427; DE DORLODOT, H., 1908, p. 37; CORNET, 1913 *a*, n° 1108; CARPENTIER, 1913, p. 310; JONGMANS, 1915, p. 2), soit au Nord de la Belgique (LOHEST, 1899 *a*, p. 48; 1908*b*). Cette dernière hypothèse est la plus vraisemblable.

Le massif cristallin le plus proche, qui soit au Sud, est celui qui s'étend des Cornouailles, ou mieux de la Bretagne aux Vosges. L'extension du massif paléozoïque de la Belgique est certes inconnue au delà d'une ligne allant de Guise à Longwy (cf. VAN WERVEKE, 1908 *a*, *b*).

A l'Est, l'intervalle entre l'Ardenne et les Vosges est occupé par la région anticlinale du Hunsrück, puis le bassin houiller lorrain. Ce dernier, dont l'extension vers l'Ouest est encore imprécise, présente certes de remarquables affinités avec les bassins belges. Les cailloux de roches remaniées y seraient, également, surtout des quartz ou des quartzites noirâtres. Qui plus est, sa flore est celle des bassins belges, si même quelques formes végétales (Ex. *Palaeowechselia*) paraissent lui appartenir en propre. Ce qui semble exclure l'idée d'une communication directe

des gisements de Sarrebrück avec les bassins belges aux temps westphaliens, c'est surtout l'absence de faunes marines en Lorraine. Ce dernier fait est considéré comme acquis, car les indications contradictoires sont rares et vagues (cf. JOLY, 1908, p. 72). Il est toutefois à noter que les assises de Chatelet, d'Andenne et de Chokier, les plus riches en niveaux à faune marine du Westphalien de la Belgique, du Nord de la France et de la Westphalie, n'ont pas encore été touchées à Sarrebrück, par suite de l'allure grossièrement anticlinale de ce « bassin ». Enfin, l'argument le plus sérieux d'une séparation des gisements belges d'avec celui de Sarrebrück, et à plus forte raison, d'avec les Vosges, est la surrection progressive aux temps westphaliens de l'anticlinal de l'Ardenne (cf. ci-dessus n° 74).

A l'Ouest, entre la Belgique et la Bretagne, s'intercale le Calvados, où le petit bassin houiller de Litry, d'âge stéphanien comme les assises supérieures de Sarrebrück, paraît constituer, lui aussi, un obstacle à une communication directe. Quoiqu'il en soit, l'étude des cordons littoraux des mers carbonifériennes en Bretagne y a fait reconnaître, à M. Barrois (1907, p. 308), que les galets de roches cristallines des gisements franco-belges ne proviennent pas de ces régions.

Mais le massif a pu être situé au Nord de la Belgique. Etant donnée l'extension continue du Westphalien jusque dans le Peel (région septentrionale du Limbourg hollandais) et la plaine du bas Rhin, ce massif se rattacherait à celui de la Scandinavie. Un argument très net, en faveur de cette idée, serait la proportion plus grande de feldspath dans certains grès du bassin de la Campine (cf. FOURMARIER et RENIER, 1903, p. 1185; 1906, p. 501 *b*), si ce fait n'était pas contesté (STAINIER, 1904 *d*, p. 427). D'autre part, l'étude comparative des galets de roches cristallines n'a pas encore été faite comparativement avec celle des types

norwégiens, si tant est qu'elle soit possible, étant donné le degré d'altération des galets (BARROIS, 1907, p. 280). Mais il n'en est pas moins vrai que les recherches poursuivies par les géologues anglais au sujet des galets de roches cristallines du Carboniférien de ce pays, ont abouti à la conclusion qu'ils dérivait d'un continent, l'*Archæia*, s'étendant de l'Ecosse à la Scandinavie (cf. BARROIS, 1907, p. 306; JUKES BROWNE, 1911, p. 162).

Enfin, l'intervention d'une région cristalline et granitique dans la constitution des dépôts paléozoïques de la Belgique est continue, tout au moins depuis l'aurore de la période dévonienne.

Les formations de base de cette série transgressive sont ici des arkoses riches en kaolin, là des poudingues contenant des roches tourmalinifères ou de la tourmaline. Les grès du Dévonien inférieur et du Dévonien moyen sont fréquemment feldspathiques (STAINIER, 1904 *d*, p. 425; cf. LOHEST, 1908 *b*). Tout récemment, M. Kaisin signalait la découverte, aux environs d'Andenne, d'un galet erratique de granite dans la couche d'oligiste oolithique du Famennien inférieur.

Or, la série dévono-carboniférienne de Belgique est transgressive vers le Nord. Durant le Dévonien inférieur et moyen, l'axe majeur du géosynclinal était notoirement dans la région méridionale du pays, puisque la puissance des dépôts va décroissant dans le sens Sud-Nord. L'origine septentrionale des éléments granitiques est donc évidente. Si l'idée a été émise de la possibilité d'existence d'un massif granitique sous le synclinal de Dinant (GOSSELET, 1888, p. 269), elle n'est valable, et encore, que pour les couches de base de la série dévonienne.

Néanmoins, il se pourrait que, malgré les apparences, les galets remaniés des dépôts westphaliens provinssent, les uns du Nord, les autres du Sud (Vosges). Une connais-

sance approfondie et comparative des dépôts belges et lorrains serait à cette fin nécessaire (BARROIS, 1910 *b*, p. 323). Elle seule permettrait, en outre, de décider si l'accentuation du géantoclinal de l'Ardenne a maintenu et accentué son exondation, aux phases de Charleroi et du Flénu.

Le ou les massifs cristallins de bordure semblent s'être exhaussés continuellement au cours de la période westphalienne. C'est la preuve complète de la nature épirogénique des mouvements intrawestphaliens en Belgique.

En effet, la proportion de roches cristallines est plus forte dans le conglomérat de l'assise du Flénu, à Lens, que parmi les galets erratiques de l'assise de Chatelet (Veine du Nord). Il passe de 5 à 27 %. Cette comparaison peut évidemment être considérée comme peu rigoureuse, puisqu'il s'agit de formations de types différents. Néanmoins, il est logique d'y voir la manifestation de l'érosion remontante dans le massif granitique de bordure (BARROIS, 1910 *b*, p. 322).

Remarquons enfin et incidemment qu'il n'est pas irrationnel de considérer que les galets remaniés de nombreuses roches westphaliennes proviendraient, eux aussi, des régions géantoclinales de bordure, et non des géantoclinaux du Brabant et du Condroz, dont l'émergence n'est pas certaine.

Les phtanites ne sont pas exclusivement caractéristiques du bord nord du synclinal de Namur (cf. BARROIS, 1907, p. 295). Des phtanites à radiolaires, tels ceux rencontrés à Aniche (BARROIS, 1907, pl. IV, fig. 2) et à Lens (BARROIS, 1901, p. 32), et partout si fréquents dans le poudingue H1c, n'ont pas encore été signalés en place dans la série stratigraphique des gisements belges (1).

Si les quartzites lustrés, abondamment représentés parmi les galets remaniés, sont identiques d'aspect à des roches westphaliennes connues exclusivement sur le bord nord du bassin de Namur

(1) On en connaît, par exemple, dans la *Pendleside Series* (H1a) au Devonshire (cf. JUKES BROWNE, 1911, p. 165).

STAINIER, 1904 *d*, p. 423), cette constatation n'exclut pas la possibilité d'existence de roches identiques dans d'autres régions. Si certains de ces quartzites sont à ciment de sidérose (STAINIER, 1896, p. 3) et rappellent des types houillers (cf. DEWALQUE, 1868, p. 64), il en est d'ailleurs d'autres qui sont tourmalinifères (LOHEST, 1894), et peuvent être rapprochés de types dévonien ou prédévonien, suivant une opinion ancienne, encore acceptée au sujet du bassin de la Sarre.

De nouvelles recherches pétrographiques sont nécessaires si l'on veut vider cette question.

78. *Le mouvement d'affaissement était saccadé.*

La formation des couches de houille a correspondu à des périodes, parfois longues, de grand calme.

La reprise des mouvements épirogéniques, provoquant une descente des aires géosynclinales, ramenait le sol des plaines marécageuses à une profondeur trop grande sous le niveau des eaux pour que la végétation put s'y maintenir (LE HARDY, 1867, p. 28). L'affaissement provoquait ainsi, dans la plupart des cas, la disparition des forêts, et entravait d'autant mieux la formation de la houille que la sédimentation terrigène se trouvait facilitée par l'accentuation de l'émergence des régions géantoclinales de bordure.

Le mouvement d'affaissement ayant pris fin, le bassin se comblait jusqu'à exondation, ainsi qu'il a été dit ci-dessus (n° 72).

79. *Les mouvements d'affaissement étaient relativement rapides.*

Non pas que l'époque westphalienne ait été en Belgique celle de mouvements intenses (cf. SCHMITZ, 1906, p. 486 ; POTONIÉ, 1910, p. 187), ou encore que les mouvements se soient traduits par des tremblements de terre (LE HARDY, 1856, p. 11), car les effets actuels de semblables trem-

blements sont minuscules par rapport à ceux des mouvements auxquels nous avons affaire.

Mais la localisation des facies nettement marins dans la région inférieure des stamper stériles est un indice que la plus grande profondeur d'eau a été rapidement atteinte.

De même, les grès et les poudingues témoignent d'une sédimentation particulièrement active et surtout de l'accentuation du relief des géantoclinaux de bordure (CORNET, 1913 *a*, n° 1108). Il faut cependant admettre que la régularité de certains poudingues sur de vastes espaces réclame, en outre, une configuration spéciale du bassin de dépôt (BARROIS, 1901, pp. 28-30). Ce sont probablement là des formations d'estuaires peu profonds.

80. *Les mouvements étaient progressifs.*

La descente du sol dans les aires géosynclinales était douce. C'est ainsi, par exemple (cf. LE HARDY, 1867, p. 28), que les troncs debout ont pu être maintenus tels quels jusqu'à enlèvement. Une autre preuve est souvent fournie par l'existence d'un banc à faune d'eau douce entre certaines couches de houille et leur toit à faune marine.

K. — **Consolidation des dépôts.**

81. Question préalable : Quel était l'état des éléments des dépôts au moment de leur consolidation ?

Les éléments principaux des roches (cf. nos 27-29) ne sont évidemment point parvenus à l'état de fraîcheur sur le fond du bassin de dépôt.

Avant que d'être enfouis définitivement, ils eurent, en outre, à subir, sur le fond même du bassin de dépôt, des altérations variables.

Il n'est guère possible de faire la distinction entre les deux catégories de phénomènes. Les faits acquis sont d'ailleurs assez maigres.

Les éléments terrigènes ont eu le moins à souffrir.

L'altération profonde de certains galets de roches cristallines emballés dans la houille semble cependant devoir être attribuée à l'action des matières humiques (BARROIS, 1907, p. 280).

Quant aux végétaux, les données exclusivement morphologiques sont encore insuffisantes pour trancher les différences qui peuvent exister entre les divers états de conservation. La macération est toutefois particulièrement avancée dans les dépôts marins.

W. Spring (1887 p. 141) est le seul chimiste qui, à ma connaissance (cf. STEVENSON, 1911, p. 78), ait eu la curiosité de rechercher méthodiquement les variations de constitution du charbon suivant son gisement : mur, couche de houille, toit. Bien que ces recherches méritent d'être reprises en vue d'apporter plus de précision dans les relations avec les facies du mur et du toit, les tâtonnements de leur auteur ont néanmoins abouti à l'établissement d'une méthode intéressante. Les résultats sont, en outre, frappants par leur concordance. Dans le charbon, préalablement concentré par dissolution des éléments terrigènes, le rapport du carbone à l'hydrogène est identique dans le mur et la couche de houille : ce qui signifie que leur mode de formation est analogue. Dans le toit, ce rapport va régulièrement croissant, au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la couche de houille : ce qui prouve que les conditions de formation ont été différentes, et que l'oxydation a été ici beaucoup plus forte. Spring y a vu une preuve en faveur de la théorie de la formation des couches de houille par tourbage. Mais, pour que la démonstration fut inattaquable, elle eut dû être complétée par une description du gisement, qui eut vraisemblablement conclu à l'absence d'organes aériens dans le mur, et, surtout, à la présence d'une flore subautochtone dans le toit. Je dis vraisemblablement en raison de la position stratigraphique de la couche examinée.

M. Barrois (1910, p. 315) a d'ailleurs confirmé que la teneur en matières volatiles des végétaux du toit est inférieure à celle de la couche de la houille.

82. L'un des phénomènes le plus hâtifs de la consolidation des dépôts est celui du concrétionnement.

Les sels minéraux, en tout premier lieu les carbonates, se sont ainsi rassemblés dans les dépôts de consistance colloïdale, principalement dans les argiles, et ont constitué, soit des barres ou des lits, soit des concrétions proprement dites, de formes plus ou moins régulières (cf. RENIER, 1908 *a*, fig. 56), et d'ailleurs en relation, dans bien des cas, avec celle du débris d'organisme, animal ou plante, qui servi de centre d'attraction.

Dans ce premier cas, il s'agirait plutôt de formations sédimentaires, car dans les « murs », ces lits ou barres n'existent plus, et les concrétions, de formes très irrégulières, méritent bien d'être dénommées « rognons ».

Les sulfures de fer, généralement sous forme de pyrite, représentent, souvent, une venue postérieure. Ils ont imprégné, par cémentation, aussi bien les concrétions proprement dites (cf. RENIER, 1909 *b*, p. 154), que les galets erratiques (BARROIS, 1907, p. 265).

83. La présence des eaux marines a généralement favorisé les phénomènes de concrétionnement.

Les nodules calcaires ne se rencontrent que dans les dépôts en relation avec les formations marines. Il est de règle qu'une couche de houille ne soit transformée massivement en dolomie que là où son toit renferme une faune à céphalopodes (cf. n° 53).

La pyrite est, elle aussi, particulièrement abondante dans le cas de formations marines (cf. chap. VII, n° 5), non seulement dans les roches d'origine marine, mais aussi dans les strates sous-jacentes, où elle a été fixée par les matières organiques. Cette infiltration s'étend parfois à travers une couche de houille de 1<sup>m</sup>80 de puissance jusqu'aux *Stigmaria* du mur.

Il se pourrait que l'eau salée, qui constitue parfois le « sang de la veine » (WATTEYNE, 1887 *b*, p. 404), ait une origine analogue et résulte d'infiltrations par voie descendante. Sa présence dans la houille ne prouve donc nullement que celle-ci soit d'origine marine.

84. Le tassement, sous le poids des sédiments accumulés, est postérieur à la formation des concrétions, car la plupart des coquillages inclus dans ces dernières ne manifestent souvent aucune déformation, alors que dans le schiste mère, ils sont absolument aplatis.

Le tassement a été variable. Il a été maximum dans le cas de dépôts sapropéliens, minimum dans les formations arénacées. L'examen des objets rigides, telles les graines à coque scléreuse, en témoigne nettement.

Le taux du tassement n'a été déterminé que dans quelques cas particulièrement favorables, où l'affaissement, par suite de l'étalement, peut être tenu pour négligeable. Dans un schiste psammitique, la contraction semble avoir été de 50 % (RENIER, 1912 *b*, p. 8).

Le tassement rapide des boues sapropéliennes a souvent pour conséquence un plissement intime accompagné de glissements et produisant la structure bréchoïde. Tel pourrait être le cas de certains phthanites (cf. CORNET, J., 1909 *a*, n° 137).

85. L'étude expérimentale des lois physico-chimiques, qui régissent la lapidification de la masse des sédiments originellement meubles, a fait l'objet, de la part de W. Spring (1878, 1880, 1888, 1895) d'une série de recherches qui, par étapes, en sont venues à constituer un corps de doctrines (SPRING, 1899 ; cf. LOHEST, 1912 *b*).

Bien que ne traitant pas spécialement des dépôts houillers, cette contribution originale à l'étude des solutions solides mérite d'être mentionnée ici.

Parti de l'idée déjà ancienne (cf. LE HARDY, 1867, p. 33) que la pression aurait joué un rôle transcendant dans la consolidation des dépôts originellement incohérents, Spring a, pour ses recherches, été amené à admettre que l'intervention d'un liant avait généralement été d'importance capitale (cf. SPRING, 1899, p. 814). L'influence de ce ciment a pu dériver de la simple imbibition par l'eau. Néanmoins, l'efficacité de son intervention est, le plus souvent, liée à l'action concomitante d'une certaine charge. Le temps joue également un rôle manifeste, parce que les vitesses de diffusion sont très réduites, les constituants en présence étant des composés fortement polymérisés (SPRING, 1899, p. 800). Une élévation de température peut accélérer la marche des événements (SPRING, 1880, p. 345), mais la chaleur développée par la compression est négligeable (SPRING, 1889, p. 795 ; cf. LE HARDY, 1867, p. 34).

En thèse générale, on pourrait conclure en disant que l'agglomération de masses incohérentes, allant à la limite jusqu'à la soudure, est fonction des affinités des constituants et surtout des conditions de leur contact. Elévation de température, augmentation de pression ou intervention d'un liant favorisent le contact. Tous ces facteurs concourent à une augmentation de la plasticité, condition primordiale de l'agglutination (SPRING, 1899, p. 792).

Les expériences de Spring ont eu pour but primordial d'élucider les phénomènes de la lapidification. Mais elles ont également porté sur toute une série de corps simples, notamment divers métaux et produits chimiques, dont l'étude n'offre aucun intérêt pour le sujet qui nous occupe, quoiqu'elle jette des lumières parfois très vives sur la théorie.

Pour bon nombre d'entre ces composés définis chez lesquels une augmentation de pression aboutit, à l'état sec et à la température ordinaire, aux mêmes résultats qu'une fusion ignée (SPRING, 1878, 1880), l'eau d'imbibition empêche la soudure, soit en raison de leur insolubilité, soit parce que solubles, ils se dissolvent avec

augmentation de volume (SPRING, 1888, p. 157). Les éléments des roches, rébarbatifs à une agglutination par simple augmentation de pression appliquée dans les mêmes conditions, s'agglomèrent, au contraire, à l'état humide, tout comme les composés définis qui sont plus solubles sous pression. Or, il est de toute évidence que la présence de l'eau est une condition essentielle des dépôts sédimentaires les plus fréquents, les seuls auxquels nous ayons affaire ici. Leur imbibition est des plus intimes, puisqu'elle est réalisée à l'état naissant, si je puis ainsi dire, au cours même de la constitution des dépôts par tranches élémentaires d'épaisseur très faible. C'est une façon de pétrissage bien supérieure à celle que provoque, suivant l'expression de Spring (1899, p. 792), l'application d'une charge.

D'après Spring (1888, p. 161; 1899), l'eau n'agirait d'ailleurs pas directement, mais comme véhicule d'un liant qui trouverait en elle son principe, puisqu'il résulterait d'une dissolution colloïdale des éléments de la roche, d'ailleurs favorisée par la pression. Semblable situation apparaît comme très naturelle, car l'imbibition à l'état naissant semble parfaite.

D'autre part, les pressions supportées par les dépôts sédimentaires peuvent être d'origine statique ou dynamique. Les seules charges que nous ayons actuellement à considérer, sont essentiellement statiques, puisqu'elles résultent exclusivement de l'accumulation des sédiments. Spring (1880, p. 378) a certes envisagé la cristallisation de nouveaux éléments comme pouvant se trouver sous la dépendance de la pression; Spring a également indiqué l'exaltation des résultats dans les cas de flux, tels qu'il s'en rencontre dans les déformations tectoniques; mais il s'est surtout attaché à élucider les phénomènes d'agglutination des dépôts originellement incohérents. Si, de son propre aveu (SPRING, 1899, p. 794), les pressions réalisées, atteignant 10,000 kilogrammes par centimètre carré, sont excessives dans le cas de charge résultant de sédiments accumulés, il est à remarquer que les résultats, relatifs aux roches et présentant une certitude suffisante, ont été acquis sous des pressions relativement faibles.

Le rôle principal se trouve être joué par le liant; mais il n'est efficace que pour autant qu'une légère pression intervienne.

Enfin, Spring n'a guère poussé ses recherches sur l'influence d'une élévation modérée de température.

Le cas des *schistes* fut le premier élucidé (SPRING, 1888, p. 161; cf. 1901, p. 121). Comprimée, à l'état sec, l'argile, résultant du délitement de schistes, n'a fourni qu'une masse peu cohérente; préalablement imbibée d'eau, elle prend, au contraire, rapidement et sous faible pression, une consistance analogue à celle des schistes ordinaires. Spring a soupçonné l'influence d'un ciment. Ultérieurement (1901, p. 123), il a étudié les effets d'une pression très modérée sur une pâte argileuse contenant jusqu'à 70 % d'eau et montré que l'élimination d'eau, très rapide, était progressive avec la charge et, en outre, qu'elle s'accompagnait d'un durcissement.

Le cas des *grès*, et par extension celui des poudingues quartzeux, a fait, de la part de Spring, l'objet d'une série de recherches. Le sable, comprimé à l'état sec, reste presque incohérent même sous des charges formidables (SPRING, 1880, p. 356). Cependant, il se rencontre transformé localement en grès dans certaines formations qui, de tout temps, ont manifestement été superficielles (SPRING, 1899, p. 812). Si ces grès paraissent manquer de ciment, bien que leurs grains de quartz soient soudés au point de se briser plutôt que de se séparer sous un effort de rupture (quartzites), cette agglutination n'est nullement le résultat d'une fusion préalable, ainsi qu'en témoigne fréquemment la présence de fossiles (SPRING, 1899, p. 791). Mais l'attaque par un liquide alcalin est décisive. Son influence est si lente sur le quartz qu'on peut la tenir pour nulle, tandis qu'elle est, au contraire, assez rapide sur les variétés instables d'acide silicique. Aussi, met-elle en évidence l'existence dans les grès et poudingues d'un enduit siliceux enrobant les grains de sable, car, à la température de 100°, cette attaque désagrège les grès. L'expérience inverse prouve néanmoins qu'un mélange intime de sable et d'acide silicique colloïdal ne fournit pas, par simple

dessiccation, une masse cohérente. C'est que la dessiccation simple entraîne une réduction de volume de l'acide silicique. Mais il suffit d'appliquer une légère pression pour éviter cet insuccès, et obtenir une masse analogue à celle des grès récents (SPRING, 1899, pp. 811-813). Peut-être la pression favorise-t-elle la formation d'acide silicique par dissolution superficielle des grains de sable dans l'eau d'imbibition (SPRING, 1899, p. 809) ; peut-être cet acide silicique est-il, au contraire, naturel. Quoiqu'il en soit, le liant semble prendre, à la longue, un état plus stable (SPRING, 1899, p. 811). Ainsi s'expliquerait la plus grande résistance des grès paléozoïques de la Belgique et, notamment, ceux des gisements houillers (1).

Le cas des *calcaires* est analogue à celui des grès (SPRING, 1889, p. 813). La solubilité plus grande du carbonate calcique favorise évidemment la rapidité d'allure des phénomènes.

D'ailleurs, si la craie s'agglomère beaucoup mieux à l'état humide qu'à sec (SPRING, 1878, p. 753), l'influence du temps sur son agglutination est manifeste (SPRING, 1895).

Enfin, le cas des *houilles* a également préoccupé Spring. Après avoir aggloméré, à sec et sous forte pression, de la sciure de bois de peuplier, au point d'obtenir une masse schistoïde de réelle dureté et d'un poids spécifique de 1,328 (SPRING, 1878, p. 751), l'auteur a essayé de comprimer des tourbes de tourbières bombées sous une pression de 6,000 atmosphères. Il a ainsi obtenu un bloc noir brillant, dur, ayant tout l'aspect *physique* de la houille (SPRING, 1880, p. 367). Il y a vu l'indication d'un procédé de transformation de la tourbe en houille. Il est toutefois regrettable qu'il n'ait fourni aucun renseignement sur l'état de la tourbe

(1) Les recherches poursuivies à l'étranger, notamment celles si développées de Spezzia (cf. *Bollet. Soc. geolog. Italiana*, 1913, t. XXXI, pp. CX et suiv.), corroborent d'ailleurs cette conclusion.

expérimentée et n'ait pas précisé, si elle était sèche ou encore pulvérisée. Pour être particulièrement convaincante, l'expérience eut dû porter sur de la tourbe fraîche et sur un morceau de tourbe stratifiée normalement à la direction de la pression.

La présence d'un liant nécessaire pour l'agglutination des dépôts terrigènes semble, en effet, devoir jouer également, dans le cas des houilles, un rôle important (1). Il n'a manifestement pas fait défaut dans les dépôts mères des houilles.

86. L'étude directe des phénomènes de la lapidification en masse des gisements houillers de la Belgique n'a pas encore été faite de façon systématique.

L'examen microscopique des roches stériles ayant été jusqu'ici pratiquement nul, nous ignorons tout au sujet des modifications minéralogiques qu'auraient pu subir les éléments terrigènes.

L'étude des transformations chimiques que les végétaux carbonifériens ont subies pour en arriver à constituer la houille, n'est guère plus avancée.

En comprimant des tourbes, Spring (1880, p. 367 ; cf. LOHEST, 1912 b, p. 540) n'a, en effet, eu en vue que la modification de leur état physique et nullement la transmutation de leur substance en houille. Expérimentant en vase clos et surtout de façon rapide, il ne pouvait s'attendre à des modifications chimiques d'une matière de nature sensiblement uniforme ou à une influence des parois métalliques du compresseur, bien que celle-ci se soit, dans d'autres cas, manifestée à la longue (SPRING, 1895, p. 323). Aussi, les expériences entreprises contradictoirement par M. Zeiller (1885), ont-elles abouti à la confirmation de cette prévision.

La présence du grisou constitue cependant, à elle seule,

(1) Les charbons papyracés, tels les lignites carbonifériens de Tovarkovo (Russie centrale), semblent être totalement dépourvus de ciment, et se laissent effeuiller commodément

la preuve péremptoire que les transformations chimiques des substances végétales se sont poursuivies après leur enfouissement. Les manifestations du grisou, se rattachant au groupe des phénomènes actuels, ne seront toutefois examinées que dans l'un des derniers chapitres de ce travail. Il en est de même de la géothermique, qui, elle, semblerait fournir la preuve que la transformation des combustibles va se poursuivant.

La plupart des auteurs belges (BOUHY, 1855, p. 86 ; LOHEST, 1894 *a*, p. 70) sont d'avis que le processus de la transformation en houille est, non pas direct et spécial, mais comporte les stades tourbe et lignite. Effectivement, les parois cellulaires des échantillons de plantes, provenant des gisements belges, que j'ai eu l'occasion d'étudier en lame mince, sont de couleur brune. Il en est de même de la poussière que libère l'attaque à l'acide chlorhydrique des nodules de veine (*coal-balls*). La composition chimique de ces plantes fixées hâtivement par le concrétionnement est toutefois encore imprécise.

Les éléments à l'état de houille daloïde ou fusain semblent bien être parvenus tout formés au bassin de dépôt, car le ciment de la roche ne les pénètre pas (BERTRAND, C.-Eg., 1906, p. 506, note). D'après nos connaissances générales, ils résulteraient plutôt d'une putréfaction spéciale, ainsi que l'a admis M. Grand'Eury, puisque les grands incendies de forêts n'aboutissent pas à la production de fusain (STEVENSON, 1911, p. 439).

Pour ce qui est des charbons d'eau relativement profonde, *cannel coals* et schistes bitumineux, l'attention a surtout été attirée en Belgique sur les phénomènes de ségrégation, dont les géodes des concrétions sont le théâtre. Qu'il s'agisse de composés bien définis, telle la Hatchettite (cf. CHANDELON, 1838) ou de complexes, tantôt liquides et rapprochés des pétroles, en raison de leur

odeur ou de leur volatilité (cf. chap. VII, n° 6), tantôt solides et plutôt analogues aux bitumes, malgré leur dénomination d'« anthracites » (DEWALQUE, 1885 *b* ; RENIER, 1909 *b* ; surtout COSYNS, 1909), leur signification n'est pas douteuse : ce sont, sous un état de pureté, divers constituants des charbons, qui se sont accumulés dans certaines cavités des roches (LOHEST, 1909 *a*, p. 163 ; 1912 *a* ; cf. GOSSELET, 1888, p. 612) par migration dans une solution solide (RENIER, 1909 *b* ; COSYNS, 1909, fig. 1), plutôt que par distillation (LOHEST, 1903). Leur origine est peut-être animale (STAINIER, 1900, p. 360 ; LOHEST, 1909, 1912). Leur condensation a peut-être été favorisée par la pression (LOHEST, 1912 *a*, p. 301), bien que cette condition n'apparaisse pas comme indispensable. Quoiqu'il en soit, ce ne sont nullement des formations locales, car vaste est leur répartition géographique et stratigraphique (LOHEST, 1912 *a* ; RENIER, 1912 *c* ; STAINIER, 1919, non 1912 *d*, p. 296).

L'intervention de semblables composés dans la constitution de la houille et des schistes charbonneux (cf. RENIER, 1912 *b*, p. 162) est possible, puisque de minces lits de *cannel* ou de schiste bitumeux prennent souvent part à leur constitution. Mais la question réclame de nouvelles recherches (cf. STAINIER, 1900 *a*, p. 564).

87. La seule étude approfondie, relative à la constitution brute des charbons, qui ait été faite en Belgique, se rapporte aux variations de leur qualité caractérisée par leur teneur en matières volatiles (cf. surtout STAINIER, 1900 *a*, p. 529 ; CORNET, 1913 *a*, nos 1113-1126).

La conclusion de cet examen est que la teneur en matières volatiles varie pour des raisons diverses, les unes accidentelles, les autres systématiques. Ces dernières, se superposant, en arrivent à interférer.

On peut considérer comme résultant de causes acciden-

telles, les différences de teneur des différents lits ou laies d'une même couche de houille (cf. Chap. VI, n° 25). La raison peut en être cherchée, soit dans des conditions locales, soit, plutôt, dans les différences spécifiques des végétaux, éléments principaux de la houille (STAINIER, 1900 *a*, pp. 551, 559, 565, surtout 576).

C'est surtout en raison de la différence de nature de ses constituants, que le *cannel* diffère des houilles.

Parmi les variations systématiques, on note principalement celles qui sont en relation avec la configuration du bassin de dépôt, et; d'autre part, celles qui sont en rapport avec l'altitude ou profondeur relative.

L'observation établit (cf. chap. VI, n° 27-28, et tableau E) que, dans une même strate et à même profondeur, la teneur en matières volatiles augmente vers les régions nodales des géosynclinaux, tels qu'ils ont été définis ci-dessus (n° 74) sur la base d'éléments d'autres ordres. Cette loi, qui pourrait être dite *loi de Stevenson* (cf. STAINIER, 1900 *a*, p. 562), est exactement inverse de celle que M. Bertrand (1900, pp. 535, 589, fig. 22; surtout p. 601, 603, 606; cf. CORNET, 1913 *a*, n° 1119) avait cru pouvoir déduire de l'étude du bassin du Gard.

Son explication doit vraisemblablement être recherchée dans la tendance à un affaissement plus rapide que manifestaient ces régions axiales des géosynclinaux, affaissement qui a eu pour conséquence, soit une intervention légèrement accentuée des charbons d'eau relativement profonde, soit plutôt une différence d'allure des phénomènes de putréfaction (cf. STAINIER, 1900 *a*, pp. 558, 562, et surtout 563 et 572; CORNET, J., 1913 *a*, n° 1122).

D'autre part, la *loi de Hilt*: sur une même verticale, la teneur en matières volatiles des houilles décroît progressivement du sommet à la base de la série stratigraphique (cf. chap. VI, n° 26), — de même que les observations rela-

tives à la diminution de la teneur en matières volatiles en profondeur, que M. Bertrand (1900, p. 605) considère comme l'expression générale de la loi de Hilt, — ne peuvent trouver leur explication que dans l'influence d'un facteur en relation directe avec la profondeur, c'est-à-dire une augmentation, soit de la température, soit de la pression, soit l'action combinée de la pression et de la température (cf. LE HARDY, 1867, pp. 28 et 34; DE MACAR *in* DEWALQUE, 1875 *b*, p. 934; STAINIER, 1900 *a*, pp. 578-579, *non* p. 575; CORNET, J., 1913 *a*, nos 1120-1123).

L'augmentation de densité des houilles, qui accompagne la diminution de la teneur en matières volatiles, ne semble pouvoir être attribuée qu'à la pression. Mais la diminution de teneur en hydrogène et oxygène, parallèle à celle de la teneur en matières volatiles, n'a pas été démontrée possible par la compression expérimentale, encore que celle-ci ait toujours été réalisée de façon rapide et en vase clos à parois métalliques (SPRING *in* LOHEST 1912 *b*, p. 540). C'est pourquoi certains auteurs opinent en faveur d'une intervention de l'augmentation de température résultant de l'ascension des isogéothermes. Le fait que la diminution en profondeur de la teneur en matières volatiles est irrégulière dans les allures redressées porterait cependant à conclure au rôle prépondérant de la pression (STAINIER, 1900 *a*, pp. 578-579), à moins que les irrégularités d'analyses ne proviennent des irrégularités de répartition du grisou dans la couche de houille.

Il ne peut d'ailleurs être posé en principe que la diminution de la teneur en matières volatiles s'accompagne toujours d'une augmentation de la teneur en grisou, si même le dégagement de grisou entraîne une diminution de la teneur en matières volatiles (Ex. STASSART et LEMAIRE, 1910, p. 233). Le processus de transformation n'est donc pas celui d'une transmutation des matières volatiles en grisou (cf. *contra* STAINIER, 1900 *a*, p. 578).

Quoi qu'il en soit, la loi de Hilt dériverait exclusivement de l'influence de ces actions au cours même de la période houillère, durant le Westphalien et les temps qui ont suivi jusqu'à la phase hercynienne.

L'amaigrissement d'une même couche en profondeur, que j'appellerais, de façon peut-être légèrement incorrecte, la *loi de Marcel Bertrand*, serait la conséquence de l'influence séculaire totale, surtout après la phase hercynienne, puisque c'est aux actions tectoniques que les bassins belges doivent principalement leur configuration actuelle.

Cette transformation irait encore se poursuivant. Le faible degré géothermique que présentent les gisements houillers, en serait la preuve. Mais il faudrait admettre que la transformation est plus active en profondeur; les données font encore défaut à ce sujet.

La loi de Bertrand est tellement prépondérante que, dans son interférence avec celle de Stevenson, elle en vient à rendre cette dernière peu apparente.

Quant aux actions directes de la poussée hercynienne sur la répartition de la teneur en matières volatiles, nous verrons, dans la suite, qu'elles sont faibles. L'influence des failles (chap. VI, n° 28) est plus passive qu'active (STAINIER, 1900 a, p. 579).

Les phénomènes posthercyniens et actuels : dénudation, recouvrement par des sédiments, sont d'ailleurs sans influence directe (STAINIER, 1904 a, p. 538).

Enfin, si, comme le pensent divers auteurs étrangers (cf. CORNET, 1913 a, n° 1126), il est exact que les anthracites aient été primitivement distincts des houilles, on aurait la raison de la faible teneur en matières volatiles des charbons aberrants connus, dans les bassins belges, sous le nom de *pseudo-cannel* (cf. chap. VI, n° 17). Ces variétés de charbon reposent d'ailleurs, comme les houilles, sur des murs à *Stigmaria* (RENIER, 1906 a, p. 308).

88. L'allure des phénomènes de lapidification en masse a été relativement rapide.

La preuve en est que des roches houillères ont été rencontrées à l'état de galets erratiques à des niveaux légèrement supérieurs à celui de leurs caractères stratigraphiques portent à leur assigner (STAINIER, 1900 a, p. 549; 1904 d, p. 421; BARROIS, 1907, 1910 b).

Il semble certes possible que, tout comme dans le cas des galets des roches remaniées qui se rencontrent actuellement sur les plages du littoral belge (cf. FRAIPONT, C., 1910, 1913), ces galets erratiques du houiller aient été roulés, à l'état de roches tendres, quoique déjà consistantes, mais non pas molles, ainsi qu'il a été dit, car ce qualificatif ne peut s'appliquer ni aux blocs de tourbe, ni aux morceaux de bois lignitifé, seuls termes de comparaison spécialement étudiés, le cas des briquillons et scories étant évidemment hors cause. Il n'est cependant pas prouvé qu'il soit permis d'étendre aux grès, quartzites et schistes, les conclusions tirées de l'observation des tourbes (FOURMARIER, 1910 h, p. 346).

Il est néanmoins admissible que la lapidification des roches se soit poursuivie dans la suite des temps, de façon parallèle, et dans les gites primitifs, et dans les parties remaniées à l'état de galets. Semblable situation paraît bien avoir été celle des éléments de certaines brèches, empruntés par remaniement à une strate immédiatement sous-jacente, et qui se présentent actuellement sous un état lithologique apparemment identique.

Mais, les formes des cailloux roulés signalés dans le Houiller (cf. BARROIS, 1907, pp. 281 et 296, fig. 11-19; CORNET, 1910 b, p. 345) témoignent manifestement de l'influence des diaclases. Semblables diaclases se rencontrent certes dans les roches tendres, telles les craies sénoniennes de Belgique. Cependant l'observation (cf. FRAIPONT, 1913, non 1910, p. 341) démontre que les roches tendres et cohérentes prennent des formes arrondies dans leur remaniement à l'état de *galets*.

Les formes anguleuses des galets du Houiller prouvent donc qu'au moment de leur remaniement, ces roches étaient, non seulement cohérentes, mais tenaces. Leur lapidification était déjà très avancée.

Les mouvements épirogéniques qui ont affecté les bassins houillers de la Belgique, au cours de la période westphalienne, ayant été de faible amplitude (cf. n° 73), on peut déduire comme corollaire de cette démonstration, que la lapidification n'est nullement en rapport nécessaire de cause à effet avec les actions tectoniques. La lapidification n'est pas un phénomène d'ordre dynamométamorphique (CORNET, 1910 *b*, p. 345; *contra* C. FRAIPONT, 1910, p. 338).

#### L. — La durée de l'époque westphalienne.

89. La formation de la houille a jadis servi d'exemple classique de la longue durée des temps géologiques. Un maître d'une réputation universelle, Elie de Beaumont, s'était, en effet, livré à un essai de calcul que les auteurs ne se lassèrent pas de citer ou de discuter.

Aujourd'hui, ce sujet de controverses ne passionne plus guère les esprits.

Il faut, en effet, reconnaître que les éléments d'appréciation sont encore des plus insuffisants.

Aucune opinion bien ferme n'a d'ailleurs été produite, soit par un auteur belge, soit à propos des gisements houillers de la Belgique.

Néanmoins, afin de ne laisser dans l'ombre aucune question qui ait quelque rapport avec l'objet de cette esquisse monographique, un bref rappel sera fait ici des principaux faits.

90. Pour apprécier la durée d'une époque géologique, on peut supputer le temps nécessaire au dépôt d'un mètre d'épaisseur de chacun des types des roches sédimentaires qui se sont accumulées durant l'époque considérée; multiplier le nombre d'années ou de siècles ainsi obtenu par la puissance totale des bancs de la roche considérée, et additionner enfin les produits de ces multiplications partielles. Telle est la méthode en apparence la plus simple, la seule qu'ait envisagée certain auteur belge.

Cette évaluation ne conduit évidemment qu'à un minimum, car elle suppose la sédimentation continue, ce qui n'est pas vrai en tout

point. Cependant en l'appliquant aux régions centrales des géosynclinaux, où les séries stratigraphiques présentent l'épaisseur maximum, on court le minimum de risques.

91. Le cas des couches de houille a surtout retenu l'attention. Briart (1867, p. 52) s'est borné à indiquer l'opinion suivant laquelle un mètre de houille résulterait d'une accumulation de 52 mètres de végétaux (1).

Après avoir rapporté la conclusion d'Elie de Beaumont qui considère qu'en 10,000 ans, il se disposait de quoi former 1<sup>m</sup>60 de houille (PONSON, 1852, p. 58, note), Le Hardy de Beaulieu (1867, p. 26) critique les bases de cette évaluation faite sur des forêts de la zone tempérée. Le pouvoir d'accumulation d'une flore équatoriale et marécageuse est supérieur.

92. Quant aux « stériles », Le Hardy (1867, p. 32) constate que ces strates ont dû, dans certains cas, se déposer très lentement: certaines d'entre elles renferment des centaines de générations d'animaux sur quelques décimètres d'épaisseur.

Les observations relatives à l'âge de certains spirorbes, qui, est de plusieurs mois (MALAQUIN, 1904, p. 74), donnent une idée plus exacte de la lenteur des dépôts.

93. Le Hardy (1867, p. 31) a enfin noté que Lyell estimait à 3600 siècles la formation d'un dépôt houiller puissant de 4,450 m., et que Bisschop évaluait la durée de l'époque houillère à  $\pm$  5000 siècles.

Briart (1867) remarquait que « nous sommes habitués à mesurer tout à notre courte existence, sans réfléchir que les temps géologiques ne se mesurent guère et qu'il est impossible d'en fixer la durée même approximativement. »

Telle est bien aujourd'hui l'opinion courante.

#### M. — Vues d'ensemble.

94. Qu'il s'agisse de l'origine des combustibles ou du

(1) La comparaison des puissances d'une masse végétale houillifiée, d'une part, hâtivement transformée en dolomie, et partant faiblement tassée, sur toute son épaisseur, d'autre part, conduit à admettre que la contraction n'a été que de 75 à 80 %, le rapport des puissances étant d'environ 1 à 4 (STOPES et WATSON, 190, p. 174, note).

mode de formation des gisements houillers de la Belgique, l'examen méthodique et critique des faits connus n'aboutit en somme qu'à la confirmation de théories déjà anciennes.

J'ai cependant été amené à développer largement une revue malgré tout sommaire. C'est que les objections de toutes espèces méritaient d'être signalées. En dissipant les doutes, leur réfutation fait apparaître plus nettement la solidité d'une théorie, d'après certains, assez complexe.

Je résumerai à présent les conclusions principales.

95. Sous leur forme typique, c'est-à-dire à l'état de grande pureté, les roches combustibles des gisements houillers de la Belgique doivent être considérées comme résultant essentiellement de l'accumulation sur place d'éléments organiques, principalement de restes de plantes.

Cette accumulation s'est faite sous l'eau en nappe tranquille, car l'agitation, en provoquant l'aération, eut inévitablement entraîné la perte par oxydation des matières carbonées. La tranquillité du bassin de dépôt est donc une condition essentielle.

Mais la profondeur de la nappe d'eau est un facteur de premier ordre. C'est d'elle que dépend, en dernière analyse, la distinction des deux types de combustibles : houilles et *cannel coal*.

Le bassin de dépôt a parfois été recouvert d'une nappe d'eau assez profonde pour que la végétation aérienne et principalement la végétation arborescente ne puisse y prendre pied : c'étaient des mares, des étangs ou des lacs. Dans ce cas, les éléments organiques qui s'accumulaient étaient presque exclusivement ceux de la population nageante et flottante, le necton et le plancton. Ainsi ont pris naissance les *cannel coal*.

La végétation arborescente parvenait-elle à s'installer ? La région était transformée en marécage boisé d'après un

processus dont le détail nous est encore inconnu (cf. WEISS, F. E., 1911, p. 12 ; JONGMANS, 1915, p. 7). Les restes de grands arbres et d'autres végétaux terrestres constituaient les éléments principaux du dépôt combustible. Ainsi se sont formées les houilles.

Il s'est évidemment rencontré des situations intermédiaires qui ont permis la constitution de termes de passage. Certaines houilles, sinon toutes, ont pour ciment une proportion variable de *cannel coal*, tout comme certains schistes charbonneux ont pour trame du schiste bitumineux. Diverses couches de houille renferment même localement des lentilles bien individualisées de *cannel coal*.

D'autre part, l'apport de substances terrigènes, soit par des cours d'eau très lents, soit par le vent, a été variable. Typiquement il a été sensiblement nul dans le cas des houilles et *cannels*. Semblable situation se concilie aisément avec celle de vastes marécages boisés. Aussi, les houilles sont-elles moins cendreuses que les *cannels*.

La qualité des combustibles dépend en premier lieu de la nature des constituants. Par distillation, les *cannels* et schistes bitumineux donnent surtout des composés acycliques, paraffines et pétroles ; les houilles des dérivés de la série aromatique (POTONIE).

Les conditions géographiques, et notamment la profondeur d'eau, sont également des facteurs importants du processus de transformation. L'augmentation de pression et de température, surtout dans les aires géosynclinales, ont eu, dans la suite des temps, une influence marquée.

96. Ces conclusions sont identiques à celles qui, de façon générale, se dégagent des études les plus récentes consacrées à la genèse des combustibles fossiles (cf. POTONIE, 1910 ; ARBER, 1911 ; STEVENSON, 1911-1913 ; DE DORLODOT, 1911 b ; CORNET, 1913 a).

Si M. Grand'Eury (1882) avait jadis cru trouver dans la stratification de la houille la preuve du transport de ses éléments par l'eau courante, il a aujourd'hui abandonné cette manière de voir (cf. GRAND'EURY, 1912-1913).

Si, d'autre part, les faits mis en lumière par M. Fayol (1887) ont été repris et utilisés par M. de Lapparent (cf. 1892) pour servir de base à une théorie généralisée sous une forme particulièrement captivante, il n'en est pas moins vrai qu'ils peuvent être interprétés d'une tout autre façon : les roches combustibles ne se trouvent à l'extrémité de la série sédimentaire des deltas lacustres, que parce que la sédimentation terrigène est nulle au large des lacs. Tandis qu'à partir des rives progresse la sédimentation terrigène des deltas, plancton et necton se chargent partout de la sédimentation organique. L'effet combiné de ces deux causes distinctes est analogue, ou mieux identique, à celui imaginé par M. Fayol sur la base de la seule activité de l'eau courante.

M. Breton avait, dès le début, adressé à la théorie de MM. Fayol et de Lapparent le reproche d'être trop exclusive, en ne tenant pas compte du concours du vent dans la sédimentation. Mais la principale critique doit se fonder sur le fait que cette théorie est, si l'on peut ainsi dire, édifiée en « eaux mortes », seule situation examinée au cours des expériences de sédimentation exécutées par M. Fayol. Déjà, lors de la visite que fit, en 1900, à Commentry, le Congrès géologique international, ces idées nouvelles commençaient de se faire jour. Au cours des conférences que G. Eg. Bertrand développa aux excursionnistes durant le voyage en chemin de fer de Decazeville à Saint-Etienne, la nature originelle des charbons compacts, tel le « charbon carré » de Commentry, fut remise en question. Il appartenait à l'un des excursionnistes, H. Potonié (cf. BERTRAND, C.-Eg., 1905 a), de montrer peu après que les constituants des roches de ce

type dérivent avant tout du plancton. On sait enfin aujourd'hui ce qu'est cette soi-disant bouillie ou purée végétale (DE SAPORTA ; cf. DE LAPPARENT, 1892, pp. 17-18). On ne comprenait pas comment, à Commentry même, cette bouillie, formée prétendument par la désagrégation intime de plantes terrestres, pouvait renfermer des troncs, dont la structure totale était discernable à l'œil nu, particularité qui avait valu à ces charbons le nom de « houille organisée ». Le caractère non seulement gélatineux, gélosique (BERTRAND), mais encore aseptique des boues sapropéliennes (POTONIÉ), mères des *cannel coals*, rend au contraire parfaitement compte de semblable conservation.

Certains éléments ont certes flottés. C'est là une preuve de plus que pour l'explication de certains types, il faut envisager la complexité des situations naturelles et admettre la possibilité du concours d'éléments bien différents, mais nullement contradictoires. Le fait principal n'en reste pas moins l'accumulation sur place du plancton : le sapropèle forme à Commentry la base du charbon.

97. Les gisements houillers de la Belgique se sont constitués dans un vaste géosynclinal ou bassin peu profond de plissement épirogénique (HAUG, 1908, p. 829), bassin allongé de l'Est à l'Ouest, et dont les limites dépassaient de beaucoup, tout au moins vers le Nord, celles du territoire national.

Ce géosynclinal d'ensemble était compliqué de rides longitudinales provoquées par l'accentuation de géanticlinaux, dont les masses, profondément arasées dans la suite, séparent aujourd'hui les principaux bassins houillers.

Le début du Westphalien ou terrain houiller est marqué par un réveil assez net des mouvements épirogéniques.

Le relèvement des géanticlinaux de bordure entraîne une sédimentation terrigène bientôt accentuée, qui met fin à la

sédimentation essentiellement zoogène de la période dinantienne dans ces régions.

Les plissements vont s'accroissant par saccades, sans toutefois jamais entraîner le sol à des profondeurs considérables, et sans même parvenir, semble-t-il, à faire émerger, en Belgique, les géanticlinaux intermédiaires.

La sédimentation terrigène est d'ailleurs suffisamment active, par rapport aux mouvements épirogéniques, pour amener, de façon relativement rapide, le comblement du géosynclinal. Sur le sol ainsi exondé, s'installent chaque fois des forêts marécageuses.

C'est le paysage d'une plaine maritime, d'une région pol-dérienne (BRIART, 1867, p. 4 ; 1889, p. 848 ; CORNET, J., 1906 *d*, p. 152 ; LOHEST, 1908 *b*, p. 232 ; JUCKES BROWNE, 1911, p. 168 ; cf. DE MACAR *in* BRIART, 1875, p. 960 ; PURVES, 1881, p. 560 ; *contra* DE LAPPARENT, 1892, p. 38 ; SCHMITZ, 1896 *e*, p. 476), qui s'enfoncé lentement, mais que les apports des cours d'eau relèvent continuellement, et sur laquelle chaque période d'émergence se marque par l'installation d'une forêt, et, souvent, par l'accumulation d'un lit de tourbe ligniteuse (cf. CORNET, J., 1909 *a*, p. 38).

98. L'étude monographique de toute une série d'autres bassins houillers a abouti à des conclusions identiques.

Depuis longtemps déjà, M. Grand'Eury (1887, chap. III) a signalé divers exemples et en a déduit des considérations intéressantes, quoiqu'inadmissibles dans certains détails. M. Stevenson (1911-1913, p. 247) a rappelé que l'opinion des géologues américains était concordante. Si, même, adoptant certaines suggestions de Lyell, que reprend M. Stevenson (pp. 344-373 ; cf. LE HARDY, 1867, p. 24), on admet que les formations subaériennes des plaines alluviales ont joué un rôle dans la constitution des gisements houillers, on n'en doit pas moins considérer comme vraie,

dans son ensemble, l'esquisse fondamentale qui vient d'être tracée (nos 61, 63, 65 et 70).

Cette conception de l'allure des phénomènes sédimentaires peut d'ailleurs être généralisée, contrairement à ce qu'opinionait M. Grand'Eury (1887, p. 125.) Un récent traité de géologie (HAUG, 1908, p. 829) déclare avec raison : « L'accumulation de grandes épaisseurs de sédiments sur » l'emplacement des plissements calédoniens ne peut » s'expliquer que par l'hypothèse d'un géosynclinal peu » profond, dont la descente avait lieu par saccades, et » dont l'axe possédait la même direction que ces plissements eux-mêmes ». C'est effectivement la conclusion à laquelle on aboutit si l'on examine, non seulement le Westphalien, mais toute la série dévono-carboniférienne de la Belgique. Briart (1867) déclarait d'ailleurs que ce serait méconnaître les enseignements généraux qui se dégagent de l'observation des faits d'ordre paléogéographique, que de considérer comme spéciale aux gisements houillers la descente saccadée des bassins de sédimentation. C'est là un fait constant, mais qui n'est pas toujours aussi manifeste.

Point n'est besoin de supposer, — supposition toute gratuite, — qu'aux temps anciens, l'écorce terrestre était plus mince, et par conséquent plus élastique (cf. PONSON, 1852, p. 61 ; HOUZEAU, 1854 *b*, p. 91).

99. Pour terminer, jetons donc un coup d'œil sur la situation de l'Europe occidentale à l'époque westphalienne, et précisons y la place des gisements houillers de la Belgique.

Au Nord du grand géosynclinal qui, allongé de l'Est à l'Ouest, recouvrait la Belgique dans la partie septentrionale et jusqu'en dessous de la latitude de Dinant (1), existait un

(1) Abstraction faite de son déplacement vers le Nord par les mouvements hersyniens.

continent, dont le sol était formé de roches éruptives. Cette aire continentale de nature géantyclinale, l'*Archæia*, on en retrouve des traces sous forme de sédiments et de cailloux, non seulement en Belgique et dans le Nord de la France (cf. n° 77), mais en Angleterre, notamment dans les bassins du Centre et, d'autre part, vers l'Est, en Westphalie et même en Silésie.

Aussi, l'opinion la plus probable est-elle que le massif cristallin fino-scandinave, centre du bouclier baltique, représente la terminaison orientale de l'*Archæia*, ou *Caledonian Highlands* (cf. HIND et HOWE, 1901, p. 392 ; VAN WATERSCHOOT, 1908, pl. V ; JUKES-BROWNE, 1911, p. 163).

Le grand géosynclinal en formait la bordure méridionale, en façon de guirlande originellement continue, depuis l'Irlande à travers l'Angleterre, le Nord de la France, la Belgique et les Pays-Bas, la Westphalie, les plaines de l'Allemagne du Nord et la Haute Silésie. La limite nord du géosynclinal n'est évidemment pas connue ; elle git en partie sous la mer du Nord, en partie sous le manteau de sédiments plus récents. Elle se trouve d'ailleurs déplacée du fait des érosions post-westphaliennes.

Quoi qu'il en soit, le grand géosynclinal se trouvait, vers l'Est, en communication avec la haute mer qui recouvrait une grande partie du territoire russe.

Au Sud, existait, en effet, comme barrière, une façon de géantyclinal compliqué de plis accessoires. Les géosynclinaux plus méridionaux étaient, semble-t-il, sans relation directe avec ceux de la grande guirlande, puisque tous semblent être exclusivement limniques. Le bassin de Sarrebrück et de la Lorraine est, quant à la Belgique, le représentant géographiquement le plus proche de la série des bassins qui, depuis le Calvados (Litry) forme par la Saxe et la Bohême jusqu'en Basse-Silésie, un chapelet

de bassins paraliques, en série discontinue, mais parallèle à la guirlande. Ces zones d'ennoyage semblent devoir être considérées comme ayant constitué des dépressions lacustres, ou mieux des plaines fluviales, par instants marécageuses, plutôt que des baies (cf. VAN WATERSCHOOT, 1908, pl. V ; *contra* M. BERTRAND, 1887 a, p. 439). L'anticyclinal de l'Ardenne constituait ainsi un tronçon du bourrelet qui, originellement, formait la limite méridionale du grand géosynclinal, ceinture de l'*Archæia*.

Dans le grand géosynclinal de bordure existaient d'ailleurs des géantyclinaux accessoires d'allure longitudinale. En Belgique, c'étaient peut-être le géantyclinal du Condroz et surtout celui du Brabant. Ce dernier se poursuivait nettement à l'Ouest et se dirigeait en passant au Nord de Londres jusque dans le pays des Galles du Nord, voire même en Irlande (*Anglo-Belgian plateau*, VAN WATERSCHOOT, 1908, pl. V ; *St-Georges Land*, JUKES-BROWNE, 1911, fig. 22, *non* fig. 23 ; cf. HIND et HOWE, 1901, fig. 1, p. 376 ; HULL, 1905, p. 444, pl. XII).

La communication des géosynclinaux de Dinant et de Namur avec celui de Bristol aux temps dinantiens est certaine. Les analogies stratigraphiques sont, en effet, trop frappantes. Elles ne le sont pas moins sur la bordure nord du géantyclinal brabançon-gallois, si l'on compare Visé et le Derbyshire (cf. DELÉPINE, 1911, p. 383).

La transgression qui se manifeste, au début de phase de Chokier, sur divers points de la bordure méridionale du grand géosynclinal, par exemple dans le Nassau (cf. HIND, 1909), semble avoir provoqué l'immersion définitive de la grande partie du géantyclinal du Brabant. En Angleterre, un mouvement analogue se manifeste dans la suite. La comparaison stratigraphique des bassins houillers du Centre permet de constater que si la série westphalienne est complète dans le Lancashire, le North Staffordshire et

le Yorkshire, les termes inférieurs font défaut dans le South Staffordshire et le Warwickshire (cf. STAINIER, 1902, p. 99). Le Westphalien transgresse ainsi progressivement vers le Sud à partir de la limite nord primitive du géantoclinal brabançon-gallois. Il est bien probable qu'il transgresse également vers le Nord à partir de sa limite sud ; finalement, le géantoclinal aurait été complètement recouvert (cf. HULL, 1905, carte ; *non* p. 270, pl. XII ; JUKES-BROWNE, 1911, p. 167).

Cependant, il est non moins probable que cette immersion progressive du géantoclinal brabançon-gallois a été accompagnée de mouvements d'accentuation et que ces derniers, étant variés, ont, par instants, provoqué l'exondation de certaines zones. Les traces de dissolution, reconnues à Ramsgate à la surface du calcaire dinantien sous la couverture de sédiments westphaliens (STRAHAN, 1912), et surtout l'étude stratigraphique du bassin houiller de Douvres ou du Kent faite par Arber, portent à penser que cette région fut ainsi émergée durant une partie du Westphalien, et ne fut recouverte que sur le tard (*contra* KRUSCH, 1915, pp. 1152-1153).

La région du Kent et de l'East Anglia, de même que l'extrémité occidentale de la Belgique, semble d'ailleurs être celle d'un ou plusieurs anticlinaux transversaux, peut-être affectés de dislocations de même sens (cf. KRUSCH, 1915, p. 1152). Quoi qu'il en soit, les sondages les plus récents, notamment celui exécuté à Ypres en 1913, ont confirmé la conclusion énoncée ci-dessus (chap. III, n° 9) qu'il n'existe plus actuellement trace de gisement houiller dans la Flandre belge, malgré la possibilité de mouvements épirogéniques intrawestphaliens, spéciaux à cette région.

---