

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Fondée en 1870

et autorisée par arrêtés en dates des 3 Juillet 1871 et 28 Juin 1873

ANNALES
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DU NORD

TOME XXII

1894

LILLE
IMPRIMERIE LIÉGEOIS-SIX
—
1894

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

au 1^{er} janvier 1894.

<i>Président</i>	MM. P. HALLEZ.
<i>Vice-Président</i>	CH. BARROIS.
<i>Secrétaire</i>	MALACQUIN.
<i>Trésorier-Archiviste</i>	CRESPÉL.
<i>Bibliothécaire</i>	QUARRÉ.
<i>Directeur</i>	GOSSELET.
<i>Membres du Conseil</i>	DELEGROIX, LECOQ, LADRIÈRE.

MEMBRES TITULAIRES ET CORRESPONDANTS (1)

- ANGELLIER, Professeur à la Faculté des Lettres, rue Solférino, 18, Lille.
ARRAULT Paulin, Ingénieur, rue Rochecouart, 69, Paris.
AULT (d')-DUMESNIL, rue d'Eauette, 1, Abbeville.
BARROIS, Ch., Professeur à la Faculté des Sciences, rue Pascal, 37, Lille.
BARROIS, Jules, Docteur ès-sciences, Cap Brun, Toulon.
BARROIS, Théodore, rue de Lannoy, 17, Fives-Lille.
BARROIS, Th., Professeur à la Faculté de Médecine, rue Solférino, 220, Lille.
BARROIS, H., Ingénieur-Directeur de l'usine à gaz, Tourcoing.
BATTEUR, Pharmacien, rue Royale, 45, Lille.
BAYET Louis, Ingén., Walcourt, près Charleroi (Belgique).
BECOURT, Inspecteur des Forêts au Quesnoy.
BEGHIN, rue Nationale, 233, Lille.
BENECKE, Professeur à l'Université de Strasbourg (Alsace)
BERGAUD, Ingr en chef hon. des Mines de Bruay, rue de la Station, 3, Douai.
BERGERON, Dr ès-sciences, boulevard Haussmann, 157, Paris.
BERNARD, ex-fabricant de sucre, rue de Compiègne, 4, Paris.
BERTRAND, Prof à la Faculté des Sciences de Lille.
BERTRAND, Prof à l'école des Mines, rue de Rennes, 101, Paris.
BÉZIERS, Directeur du Musée géologique, Rennes.
BIBLIOTHÈQUE MUNICIPALE DE LILLE.
BIBLIOTHÈQUE UNIVERSITAIRE DE LILLE.
BIBLIOTHÈQUE UNIVERSITAIRE DE MONTPELLIER.
BIBLIOTHÈQUE UNIVERSITAIRE DE RENNES.
BILLET, Docteur ès-Sciences, Médecin-major à Cao-Bang, Tonkin.
BINEI, Direct^r du S. des eaux de Roubaix-Tourcoing, r. de Lille, 147, Tourcoing.
BODDAERTS (l'abbé), Professeur à l'Institution Notre-Dame, Cambrai.
BOLE, Pharmacien, Tourcoing.
BOLLAERT, Directeur des Mines de Lens.
BOULANGER, rue Salle-le-Comte (petite porte), 6, Valenciennes.
BOURIEZ, Pharmacien, rue Jacquemars-Gidiée, 105, Lille
BOUSSEMAER, Ingénieur, boulevard de la Liberté, 108, Lille
BOUVART, Inspecteur des Forêts en retraite, au Quesnoy.
BRÉGI, Insp^r du S. des eaux de Roubaix-Tourcoing, rue de Lille, 147, Tourcoing
BRETON, Ludovic, Ingénieur, rue Saint-Michel, 17, Calais.
CAMBESSEDES, Professeur à l'École des Maîtres-Mineurs, Douai.
CALDÉRON, Professeur à l'Université de Séville (Espagne).
CANU, Docteur ès-sciences naturelles, boulevard de Châtillon, Boulogne-s.-Mer.
CARTON, Docteur, Médecin-Major au 19^e Chasseurs, Lille.
CAYEUX, Prép^r aux Ecoles des Mines et des P.-et-Ch., boul. St-Michel, 60, Paris.
CHAPUYS, Ingénieur des Mines, square Rameau, 7, Lille.
CHAUVEAU, Pharmacien, Avesnes.
COGELS, Paul, à Deurne, province d'Anvers (Belgique).
COGET, Jean, Teinturier, rue Pellart, Roubaix.

(1) Les Membres correspondants sont ceux qui résident en dehors de la circonscription académique (Nord, Pas-de-Calais, Somme, Aisne, Ardennes).

COLNION, Victor, Propriétaire à Ferrières-la-Grande.
 COUVREUR, Licencié ès-sciences naturelles, à Gondécourt.
 CREPIN, Ingénieur aux Mines de Bully-Grenay.
 CRESPEL, Richard, Industriel, rue Léon-Gambetta, 54, Lille.
 CUVELIER, Avocat, rue du Curé St-Étienne, 7, Lille.
 DANIEL, Léonard, rue Royale, 85, Lille.
 DEBOUZY, Docteur en médecine, à Wignehies (Nord).
 DEFROCK, Licencié ès-sciences naturelles, Institut botanique, Montpellier.
 DECERNEZ, Edouard, Ingénieur à Liévin-lez-Lens (P.-de-C.).
 DEFRENNE, rue Nationale, 295, Lille.
 DELCROIX, Avocat, Docteur en droit, Directeur de la *Revue de la Législation des Mines*, place du Concert, 7, Lille.
 DELESSERT DE MOLLINS, propriétaire, Croix.
 DELOBE, Pharmacien, Tournai.
 DELVAUX, Géologue, avenue Brugmann, 216, Bruxelles.
 DEMESMAY, Industriel, Cysoing (Nord).
 DENIS, J., Professeur à l'École supérieure, r. de l'Amiral-Courbet, 12, Tourcoing.
 DERENNES, Ingénieur chimiste, 25, boulevard Barbès, Paris.
 DERNONCOURT, Représentant de la Compagnie d'Anzin, Fourmies.
 DESAILLY, Ingénieur aux Mines de Liévin, par Lens.
 DESCAMPS J., rue de l'Aqueduc, 5, Paris.
 DESCAT Jules, Manufacturier, rue de Béthune, 56, Lille.
 DESTOMBES Pierre, boulevard de Paris, Roubaix.
 DEVOS, Ingénieur des Ponts-et-Chaussées, rue des Postes, 20, Lille.
 DEWATINES, Relieur, rue Nationale, 87, Lille.
 D'HARDIVILLIERS, Licencié ès-sciences naturelles, Lille.
 DHARVENT, buffet de la gare, Béthune (P.-de-C.).
 DOLLFUS Gustave, rue de Chabrol, 45, Paris.
 DOLLO, Conservé au Musée d'Histoire naturelle de Bruxelles.
 DORLODOT, (Abbé de) Professeur à l'Université, Louvain.
 DUBOIS, Professeur au Lycée de St-Quentin.
 DULIEUX, Négociant, rue Fontaine-del-Saulx, 22, Lille.
 DUMAS, Inspecteur au ch. de fer d'Orléans, rue Dumoustier, 1 bis, Nantes.
 DUMAS, A.-P., Dir^r du journal le *Phosphate*, rue du Faubourg-Montmartre, 13, Paris.
 DUMONT, Docteur en médecine, à Mons-en-Barœul, près Lille.
 DUTERTRE, Docteur en médecine, rue de la Coupe, 6, Boulogne-sur-Mer.
 EECKMAN, Alex., rue Alexandre-Leleux, 28, Lille.
 ÉCOLE NORMALE D'INSTITUTEURS de Douai.
 FARCY, Économiste de l'École professionnelle, Armentières.
 FEVER, Chef de division à la Préfecture, r. des Pyramides, 24, Lille.
 FÈVRE, Ingénieur des Mines, Arras.
 FLAMENT, Comptable, à Proville, près Cambrai.
 FLAMMERMONT, Prof^r à la Faculté des Lettres, r. Jacquemars-Giéliée, 90, Lille.
 FLIPO, rue Brûle-Maison, 92, Lille.
 FOCKEU, Docteur en médecine, r. de Juliers, 73, Lille.
 FOREST, Philibert, Maître de carrières à Douzics-Maubuge.
 FORIR, Répétiteur à l'École des mines, rue Nysten, 25, à Liège.
 FOURMENTIN, Percepteur, à Roubaix.
 FRAZER, Dr ès-sciences, Room 1042, Drexel Building, Philadelphie.
 GIARD, Professeur à la Sorbonne, rue Stanislas, 14, Paris.
 GIN, Gustave, Ingénieur, rue Frédéric Lemaître, 63, Le Hâvre.
 GOBLET, Alfred, Ingénieur, Croix, près Roubaix.
 GODBILLE, Médecin-Vétérinaire, à Wignehies.
 GODON (Abbé), Professeur à l'Institution Notre-Dame, Cambrai.
 GOSSELET, Professeur à la Faculté des Sciences, r. d'Antin, 18, Lille.
 GOSSELET A., Dr en médecine, r. des Stations, 97 bis, Lille.
 GRONNIER, Principal du Collège de St-Amand.
 GROSSOUVRE (de), Ingénieur en chef des mines, à Bourges.
 GUERNE (Baron Jules de), rue de Tournon, 6, Paris.
 HALLEZ Paul, Professeur à la Faculté des Sciences, r. de Valmy, 9, Lille.
 HASSENPFLUG, Docteur à Flers, près Croix (Nord).
 HELSON, Ingénieur-civil des mines, Place de Béthune, Lille.
 HÉBERT (M^e), rue Garancière, 10, Paris.

HERLIN Georges, Notaire, boulevard de la Liberté, 22, Lille.
 HETTE Alexandre, façade de l'Esplanade, 1 bis, Lille.
 HORNEZ, Fabricant de pannes, à Bourlon (Pas-de-Calais).
 HOVELACQUE, Docteur ès-sciences, r. de Castiglione, 1, Paris
 JANET, Charles, Ingénieur des arts et manufactures, Beauvais.
 JANNEL, Géologue à la Compagnie de l'Est, boul. de Strasbourg, 67, Paris.
 JENNEPIN, Maître de pension, Cousolre.
 LACOME, rue Gambetta, 45, Lille.
 LADRIÈRE, Jules, Directeur de l'École communale, square Dutilleul, Lille.
 LAFFITE, Henri, Ingénieur aux Mines de Lens (P.-de-C.).
 LALOY, Roger, Propriétaire à Houplines.
 LASNE H., Ingénieur des Arts et Manufactures, rue Boileau, 57, Paris.
 LATINIS, Ingénieur civil à Seneffe (Hainaut, Belgique).
 LECOQ, Gustave, rue du Nouveau-Siècle, 7, Lille.
 LEFFEBVRE, Contrôleur principal des mines, r. Barthélemy-Delespaul, 111, Lille.
 LANGRAND (l'abbé), Professeur à l'Institution Saint-Jean, Douai.
 LELOIR, Professeur à la Faculté de Médecine, pl. aux Bienets, 34, Lille.
 LE MARCIAND, Ingénieur aux Chartroux, Petit-Quévilly (Seine-Inférieure).
 LEMONNIER, Ingénieur, Mesvin-Cipty (Belgique).
 LEVAUX, Professeur au Collège de Maubeuge.
 LIÉGEAIS-SIX, Imprimeur, rue Léon-Gambetta, 244, Lille.
 LIGNIER, Professeur à la Faculté des Sciences de Caen (Calvados).
 LOBEST, Professeur à l'Université de Liège.
 LONQUÉTY, Ingénieur, Boulogne-sur-Mer.
 LAY, Pharmacien à Aire, (P.-de-C.).
 MALAQUIN, Préparateur de Zoologie, à la Faculté des Sciences, 28, Lille.
 MALOU, Sous-chef à la S -Préfecture, r. des Procureurs, 13, St Pol.
 MARCOTTE, Pierre, rue de l'Hôpital-Militaire, 28, Lille.
 MARGERIE (de), Géologue, rue de Grenelle, 132, Paris.
 MARIAGE, Négociant, place de l'Hôpital, 4, Valenciennes.
 MARIAGE (Louis), Instituteur, rue du Pont-Lebeurre, Calais.
 MARSY, Maître répétiteur au Lycée, Lille
 MAURICE, Ch., Docteur ès-sciences, Attiches par Pont-à-Marcq
 MAURICE, Jules, r. des Blancs-Mouchons, 39, Douai.
 MEYER, Adolphe, Chimiste, rue des Brigittines, 1 bis, Lille
 MEYER, Paul, Représentant de Commerce, rue Roland, 221, Lille.
 MONIEZ, Professeur à la Faculté de Médecine, r. Solférino, 23, Lille.
 MOREAU Arthur, Maître de carrières, Anor (Nord).
 MORIAEZ Lucien, à Saint-Waast-lez-Bavai (Nord).
 MORIN, Ingrau Canal de l'Isthme de Corinthe, Isthmia (Grèce).
 MOULAN, Ingénieur, Avenue de la Reine, 271, Laeken.
 MUSÉE DE DOTAI.
 MYON, Ingénieur aux mines de Courrières, à Billy-Montigny (P.-de-C.).
 PAGNIEZ-MIO, Sondeur, Somain.
 PARADES (de), rue Caumartin, 28, Lille.
 PARENT, H., Préparateur à la Faculté des Sciences, rue Nationale, 161, Lille.
 PASSELECQ, Directeur de charbonnage à Cipty (Belgique).
 PÉROCHE, Directeur honoraire des Contributions, rue St-Gabriel, 95, Lille.
 PIÉREZ, Désiré, Cultivateur, Doullers (Nord).
 QUARRÉ, Louis, boulevard de la Liberté, 70, Lille.
 QUÉVA, Préparateur à la Faculté des Sciences, rue des Fleurs, 1, Lille.
 RABELLE, Pharmacien à Ribemont (Aisne).
 REUMAUX, Ingénieur aux Mines de Lens (P.-de-C.).
 RICARD Samuel, rue Evrard de Foulloy, 2, Amiens.
 RICHARD, Géomètre, Cambrai.
 RIGAUT Adolphe, Adjoint au Maire, r. de Valmy, 3, Lille.
 RIGAUX Henri, Archiviste de la ville, Hôtel-de-Ville (Lille).
 ROBILLARD, Médecin, à Bully-Grenay (P.-de-C.).
 RONELLE, Architecte, Cambrai.
 ROUSSEL, Professeur au collège (à la Folie) près de Cosne (Nièvre).
 ROUTIER, Avocat, rue St-Denis, 10, Calais.
 ROUVILLE (de), Doyen de la Faculté des Sciences de Montpellier.
 RUTOT, Cons' au Musée d'hist. nat., rue de la Loi, 177, Bruxelles.
 SCRIVE DE NÈGRI, Industriel, r. Gambetta, 292, Lille.

SÉE, Paul, Ingénieur, rue Brûle-Maison, Lille.
 SIMON, Ingénieur aux mines de Liévin (Pas-de-Calais).
 SIX, Achille, Prof^r au Lycée, rue du Poirier, 2, St-Omer.
 SMITS, Ingénieur, rue Solférino, 106, Lille.
 SOUBEYRAN, Ingénieur des Mines, 51, Boulevard Vauban, Lille.
 STECHERT, Libraire, Paris.
 STEVENSON, Prof^r à l'Université, Washington square, New-York city, U. S. A.
 SUTTER Jean, Étudiant, rue des Ponts-de-Comines, 24, Lille.
 TAINE, Pharmacien, rue du Marché St-Honoré, 7, Paris.
 THÉLU, Prof^r à l'École primaire supérieure. Frévent (P.-de-C.).
 THÉRY-DELAITRE, Prof^r au Collège, rue de l'Eglise, 21, Hazebrouck.
 THIBOUT, Licencié ès-Sciences, Lille.
 THIERRY, Ingénieur aux mines de Courrières, à Billy-Montigny (P.-de C.).
 THIERRY, Ad., Géologue, rue Corneille, 7, Paris.
 THIRIEZ, Professeur au Collège de Sedan,
 THOMAS, Professeur de chimie à Auxerre (Yonne).
 TROUDE, Maître-Répétiteur au Lycée, Amiens.
 VAILLANT, Victor, 20, rue Berthollet, Paris.
 VAN DEN BROECK, Cons^r au Musée, place de l'Industrie, 39, Bruxelles.
 VAN ERTBORN (le baron Octave), rue des Lits, 14, Anvers.
 VIALAT, Ingénieur en chef aux Mines de Liévin.
 VIVIEU, Chimiste, rue Baudreuil, 18, St-Quentin.
 VILLEMEN, Directeur des Mines d'Aniche, à Douai.
 WALKER, Ambroise, Filateur, quai des 4 Écluses, Dunkerque.
 WALKER, Emile, Filateur, quai des 4 Écluses, Dunkerque.
 WARTEL, Dr, rue Bernos, 24, Lille.
 WATTEAU, Géologue, Thuin, Belgique.
 WERQUIN, Avocat, rue des Fossés, 8, Lille.
 WILLIAMS, Prof^r à Cornell University à Ithaca, New-York U. S. A.

MEMBRES ASSOCIÉS

BONNEY, Professeur de Géologie à University-Collège, Londres.
 BRIART, Ingénieur des Charbonnages de Mariemont à Morlanwelz,
 CAPELLINI, Recteur de l'Université de Bologne.
 CORTAZAR (de), Ingénieur des Mines, Calle Isabel la Catolica, 23, Madrid.
 DAUBRÉE, de l'Institut, boulev. St-Germain, 254, Paris.
 DEWALQUE, Professeur à l'Université de Liège.
 DUPONT, Directeur du Musée d'histoire naturelle de Bruxelles.
 FOUQUÉ, Professeur de Géologie au Collège de France, Paris.
 GAUDRY, Professeur de Paléontologie au Muséum, Paris.
 HALL, Directeur du Musée d'histoire naturelle de l'Etat de New-York, Albany.
 JUDD, Prof^r à Royal Collège of sciences, South Kensington, S. W, Londres.
 KAYSER, Professeur de Géologie à l'Université de Marbourg, Allemagne.
 LAPPARENT (de), Professeur à l'Institut catholique, rue Tilsitt, 3, Paris.
 LA VALLÉE-POUSSIN (de), Professeur de Géologie à l'Université, Louvain.
 LESLEY, Directeur du Geological Survey de l'Etat de Pensylvanie.
 MAC-PHERSON, Calle de la Exposition, Barrio de Monastério, Madrid.
 MALAISE, Professeur à l'Institut agricole de Gembloux.
 MERCEY (de), à la Faloise (Somme).
 MICHEL-LÉVY, Directeur du Service de la Carte Géologique de France, Paris.
 MOURLON, Conservateur au Musée d'histoire naturelle de Bruxelles.
 PELLAT Ed., rue de Vaugirard, 77, Paris
 POTIER, Ingénieur en chef des Mines, boulevard Saint-Michel, 89, Paris.
 PRESTWICH, Shoreham, près Svenoaks, Kent.
 RENARD, Professeur de Géologie à l'Université de Gand.
 SCHLUTER, Professeur de Géologie à l'Université de Bonn.
 VELAIN, Professeur de Géographie physique à la Sorbonne, Paris

ANNALES
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DU NORD

Séance du 17 Janvier 1894

On procède au renouvellement du bureau. Sont élus :

<i>Président :</i>	MM. P. HALLEZ
<i>Vice-Président :</i>	Ch. BARROIS.
<i>Secrétaire :</i>	MALAQUIN.
<i>Trésorier :</i>	CRESPÉL.
<i>Bibliothécaire :</i>	QUARRÉ.

M. **Ladrière** est nommé membre du Conseil en remplacement de M. Malaquin.

Notes sur les terrains tertiaires du Pays de Caux, par M H. Parent.

Le grand plateau qui constitue la région connue sous le nom de Pays de Caux est recouvert d'une épaisse couche de limon ou d'argile à silex ; ça et là on trouve des lambeaux de sables et de grès tertiaires, rarement bien visibles, qu'on peut étudier dans quelques carrières ou sur les flancs des vallées qui découpent le pays.

Ces lambeaux, que la carte géologique détaillée au 1/80.000 (feuilles d'Yvetot et de Saint-Valéry) range dans la formation de l'argile plastique (e iv), ont été signalés par quelques géologues, notamment par MM. Dolfuss (1) et Lennier (2) et placés dans l'étage des lignites du Soissonnais.

Les caractères généraux de ces sables et grès sont bien connus : le sable est uniquement composé de gros grains de quartz blanc, le grès est dur, de couleur blanche ou gris violacée et contient des silex empâtés dans la roche ; ceux-ci sont parfois assez abondants pour donner aux masses concrétionnées dans le sable l'aspect de brèches.

Les grès tertiaires sont exploités pour pavés aux environs de Bolbec ; M. Gosselet les a reconnus un peu au nord, à Beuzeville (3) ; on les signale entre Beuzeville et Bolbec dans les sablières du Gallet et de la Fontaine-aux-Veaux ; je les ai étudiés dans les carrières du Val-aux-Grès et du Vallot, à la partie supérieure de la crayère située à gauche de la route du Havre et sur le flanc des collines qui dominent Bolbec à l'est et à l'ouest et Gruchet à l'est.

M. Lionnet (4) a donné sur les environs de Bolbec une étude détaillée et très exacte, en 1879 ; la coupe que l'on pouvait observer à cette époque dans la tranchée du chemin de fer est surtout intéressante ; M. Lionnet a constaté la superposition de sables jaunâtres, avec lits de graviers et argiles rouges, épais de 15 à 25 mètres, sur les sables tertiaires avec grès à silex ; M. Lionnet signale ensuite

(1) Dolfuss : Esquisse des terrains tertiaires de la Normandie. Bull. de la Soc. géol. de Normandie, tome VI, 1879, p. 495.

(2) Lennier : Carte géologique de la Normandie, etc.

(3) Gosselet : Ann. de la Soc. géol. du Nord, tome XX p. 371.

(4) Lionnet : Excursion de Lillebonne à Bolbec (Bull. de la soc. géol. de Normandie, Tome IX, année 1882, page 72.

dans une autre coupe des lentilles de sable avec blocs de grès, placées au-dessus d'un cordon d'argile avec silex noircis par l'oxyde de manganèse, non roulés; les sables et grès étaient surmontés par une argile à silex sur une hauteur de 10 mètres.

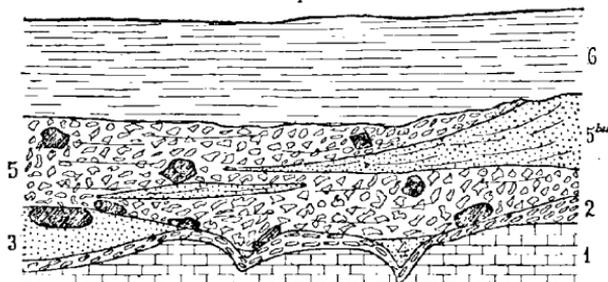
Cette coupe, qui semble étrange à M. Lionnet puisqu'il se demande si les sables sont bien tertiaires, nous donne une disposition que nous sommes habitués à rencontrer dans le Nord. Nous savons depuis les derniers travaux de M. Gosselet, sur l'argile à silex de l'Artois et de la Picardie (1) qu'il existe au-dessus de la craie un premier lit à silex entiers, le plus souvent noircis et sur les sables tertiaires une deuxième argile contenant des silex brisés, cachalonnés, présentant une cassure blanche; parfois les deux formations sont superposées et il devient difficile d'y établir une séparation.

C'est ce que nous voyons également en Normandie, la région classique de l'argile à silex; la couleur rouge de l'argile post-tertiaire du Pays de Caux et l'existence de nombreux lits de petits graviers indiquant un terrain de transport, la différencient de celle de l'Artois; son épaisseur est beaucoup plus forte; il n'est pas rare de la voir atteindre 25 à 30 mètres.

Il me reste peu de choses à dire sur les environs de Bolbec après M. Lionnet; néanmoins je crois utile de reproduire dans une coupe schématique la position des sables avec grès au milieu des argiles à silex, coupe que l'on peut prendre un peu partout dans le Pays de Caux.

(1) Consulter notamment : Considérations sur le Bief à silex de l'Artois par M. Gosselet, Bull. Soc. Géol. du Nord, tome XVII, p. 165.

Coupe 1.



1. Craie.
2. Argile à silex entiers, non roulés recouverts d'un enduit noir, épaisseur variable mais toujours faible.
3. Sable tertiaire avec grès concrétionné.
4. Sable tertiaire et grès remaniés.
5. Argile rouge sableuse, avec nombreux silex usés, brisés, souvent disposés en lits ; elle contient des couches de gravier formé de très petits galets de quartz disséminés dans l'argile rouge (5 bis) ; les silex sont parfois disposés en plusieurs lits.
6. Limon quaternaire.

Un autre massif qui a plusieurs fois été mentionné dans le Bulletin de la Société Géologique de Normandie s'étend à quelques kilomètres de Bolbec ; c'est celui de Mélamare : on voit des deux côtés d'une petite vallée les sables éocènes surmontant l'argile à silex tertiaire très peu épaisse ; au-dessus sur une grande hauteur on trouve une argile rouge ou panachée, exploitée pour poteries, que la carte range dans la formation de l'argile plastique, ainsi que MM. Dolfuss et les autres géologues qui l'ont étudiée.

Cette argile renferme des lits nombreux de gravier et des silex semblables à ceux de l'argile à silex de Bolbec ; on peut la suivre au-delà des limites des sables et elle est alors supérieure aux lits de silex de la formation quaternaire ; on ne peut pas séparer l'argile de Mélamare de cette dernière ; nous la retrouverons aux environs de Dieppe au-dessus du diluvium.

Nous avons vu la même argile rouge aux environs de Yerville et d'Anglesqueville-sur-Saône ; à Lindebeuf, par

exemple où il existe une coupe très fraîche dans un chemin qui descend vers Imbleville on peut se rendre compte de sa position.

J'ai relevé en ce point la coupe suivante :

1. Sable tertiaire jaune, à gros grains.
2. Lit de silex éclatés, blanchis, de grande taille 0,20 à 1 m. d'épaisseur.
3. Gravier très peu épais formé d'une petite ligne de galets noirs bien roulés.
4. Argile rouge ou brunâtre contenant des silex brisés et de nombreux lits de gravier fin, bien stratifié ; cette argile remplit des poches très profondes et très larges.
5. Lits de silex éclatés et limon noirâtre, en lits à peu près horizontaux.

L'argile n° 4 est identique à celle de Mélamare et aux argiles avec sables et gravier de Bolbec.

Dans les autres localités où affleurent les sables tertiaires, leur étude n'est pas plus facile ; les sablières de Fécamp et les carrières de grès de Veules sont abandonnées ; néanmoins j'ai pu relever dans les carrières de Guetteville et de Blossenville quelques coupes à près semblables à celles que je viens de donner.

Avant d'aborder les massifs de Dieppe, de Varengeville et de Sotteville il n'est pas inutile de faire remarquer que nulle part nous n'avons vu trace de l'argile à lignites qui, d'après la légende de la carte, aurait recouvert toute la contrée ; par contre les sables et les grès prouvent par leur répartition sur tout le pays que la mer avait une grande extension à l'époque de leur formation.

Les dépôts tertiaires des environs de Dieppe ont été étudiés par M. Whitaker en 1866 (1) et depuis par M. Dolfuss (2) en 1876 et 1879.

(1) Whitaker : On the cliff-sections of the Tertiary beds west of Dieppe-Quarterly journal 1871, page 263.

(2) Dolfuss : Ann. de la Soc. géol. du Nord. Tome IV, p. 19.
Dolfuss : Bull. de la Soc. géol. de Normandie. Tome VI, page 478.

Voici la coupe résumée qu'en a donnée M. Dolfuss en 1879 :

Argile de Londres. — 5. Argile plastique grise.
Sables de Sinceny. — 4. Galets très roulés sableux ou agglutinés en poudingue.

Argile à lignites. { 3'. Sable fin très puissant.
3. Argile plastique et lits sableux nombreux.
2. Sables jaunes ou verts avec silex de la craie non roulés.

1. Craie blanche.

Il est à supposer que cette coupe a été relevée en un point de la falaise où la succession n'est pas complète, entre Pourville et Dieppe, par exemple, car il y manque quelques couches intéressantes ; on peut en effet ajouter à la coupe précédente entre les sables avec silex et l'argile à lignites :

1° Des sables blancs avec masses concrétionnées de grès :

2° Un calcaire sableux jaune, épais de 2 à 3 m.

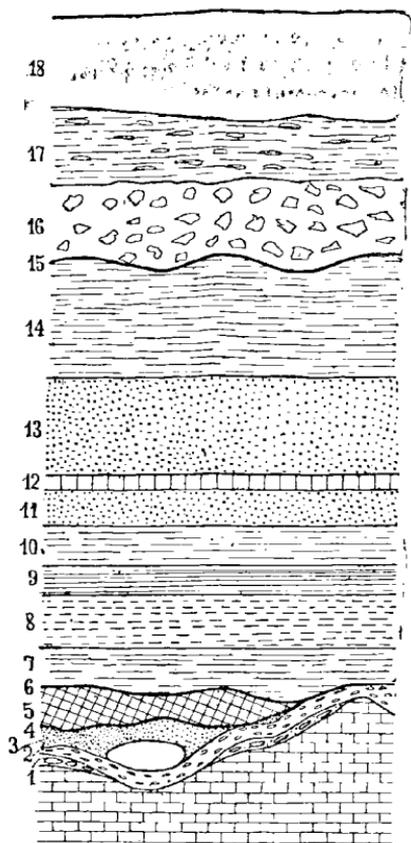
Et au-dessus du sable fin 3' environ 8 mètres d'une argile schistense grise.

Enfin les galets n° 4 et l'argile 5 que M. Dolfuss considère comme les équivalents des sables de Sinceny et de Londres, doivent rentrer dans le terrain quaternaire.

A Varengeville la partie supérieure des falaises est abordable; le glissement d'une portion des terrains tertiaires sur la craie a formé une espèce de plate-forme à mi-falaise; on peut de cette façon prendre une coupe complète et bien détaillée, aussi bien à gauche du ravin près de l'église, à quelques centaines de mètres au nord-ouest, que de l'autre côté, dans la direction de Dieppe.

On voit de bas en haut (voir coupe 2):

Coupe 2.



- 1 Sables à silex.
- 2 et 3. Sables de Bracheux.
- 5. Calcaire.
- 7 à 14. Lignite.
- 16 à 18. Quaternaire.

descendre avec les sables qui les accompagnent dans des dépressions à la surface de la craie ; en dehors de ces poches on les trouve rarement.

Craie blanche souvent durcie au contact des dépôts tertiaires ; elle est alors très lourde et prend une couleur jaune.

- 1. Sables à silex noirs. Couche très peu épaisse, pénètre par des poches peu profondes dans la craie ; au maximum 0.50°.
- 2. Sable argileux verdâtre, glauconieux, contenant des silex remaniés, recouverts d'un enduit vert ; parfois le sable est jaune ; l'épaisseur varie entre 0,50 et 1 m.
- 3. Sable blanc très pur, à gros grains avec grès mamelonnés, de taille parfois considérable ; entre le Phare d'Ailly et Quiberville, on en observe un qui mesure 40 m. dans sa plus grande largeur ; il renferme des silex gris, roses ou blonds, très abondants. Le poids de ces grandes masses de grès les a fait

Epaisseur maximum : 4 m.

4. Ravinement.

5. Roche calcaire de couleur jaune pâle ou blanche dans laquelle sont dissiminés de nombreux grains de quartz ; de couleur très pâle dans le bas, elle se charge de matières ferrugineuses dans le haut ; cette roche est peu cohérente et s'écrase sous le marteau ; parfois cependant elle constitue une masse assez dure de 2 à 3 m. d'épaisseur.

6. Ravinement.

7. Argile gris-noirâtre, sableuse, peu fossilifère, environ 1 m. 50.

On trouve surtout :

Cerithium funatum.

Neritina pisiformis.

Melania inquinata.

Bythinia Parkinsoni.

Physa Lambertii.

Cyrena cuneiformis.

8. Alternance de lits d'argile plastique, d'argile schisteuse, de sable argileux jaune et de bancs ligniteux noirs (les lignites contiennent à Varengeville des graines de *Chara* abondantes) ; 3 mètres. Mêmes fossiles que plus bas ; *Cyrena cuneiformis* est plus abondante et associée à *Cyrena Forbesi* ; il existe à diverses hauteurs des lits blancs composés de débris de coquilles : huîtres, cyrènes et cérithes ; à signaler la présence du *Cerithium turris*.

9. Bancs durs à *Ostrea belloacina* et *Ostrea sparnacensis* de couleur brune ou rougeâtre, formes presque uniquement d'huîtres, mais renfermant encore des cyrènes et des rares Cérithes ; ils sont séparés par des lits d'argile fossilifère : 0, m 50 à 1 m.

10. Argile plastique noire ou grise, collante, avec rares fossiles : plus de Cérithes, seulement quelques Cyrènes, 0 m 50 c. à 1 m.

11. Sable jaune fin, argileux dans le bas et de couleur grise, sans fossiles, 2 à 3 m.

12. Banc de grès ferrugineux, très peu cohérent 0,30 c.

13. Sable jaune pur, avec lits argileux brunâtres et de minces filets ferrugineux ; 5 m. environ.

14. Argile sableuse grise, contenant quelques couches sableuses brunes ; au sommet une masse d'argile schis-

teuse épaisse de plusieurs mètres termine la série tertiaire. Dans la partie inférieure on trouve des empreintes de *Cyrena cuneiformis*.

15. Ravinement.
16. Cailloux roulés de silex noirs et gris, de quartz blanc et silex anguleux jaunes, ceux-ci de plus grande taille, empâtés dans une argile rougeâtre ou panachée ou dans un sable grossier ; 2 à 6 m.
17. Argile grise plastique, souvent bariolée et chargée de matières ferrugineuses ; elle contient des lits de cailloux semblables aux précédents ; 2 à 3 m.
18. Limon peu épais sur les plateaux, augmente d'épaisseur en descendant vers les vallées.

Les sables et grès identiques à ceux des environs de Bolbec sont dans la coupe que nous venons de donner inférieurs aux lignites ; M. Gosselet qui a étudié et fixé la position de ces sables en Artois et en Picardie, les range dans la formation des sables d'Ostricourt qui ont les mêmes caractères lithologiques et qui occupent un niveau inférieur à l'argile à lignites ; ce sont les sables de Bracheux du bassin de Paris ; la partie inférieure de l'assise, glauconieuse, est représentée dans les falaises de Normandie par les sables verts à silex n° 2.

Les sables de Bracheux, dont M. Dolfuss paraît ne pas avoir connaissance ⁽¹⁾, sont signalés dans la brochure de M. Whitaker ; on y voit la phrase suivante ⁽²⁾ :

« 8. Sable fin brunâtre avec masses concrétionnées de grès grisâtre (indiquées par M. Prestwich) et quelques silex. »

(1) M. Dolfuss dit en parlant des sables de Bracheux : Aucun dépôt analogue n'existe à Dieppe ou à Newhaven entre les lignites et la craie (Extension des terrains tertiaires, page 587).

(2) Whitaker : Loc. cit., page 264.

A quel étage se rattache la roche calcaire qui surmonte les sables d'Ostricourt ? On connaît dans l'Oise, au-dessus des sables de Bracheux, le calcaire de Mortemer qui, suivant des observations toutes récentes de M. Gosselet, existe en de nombreux points du bassin de Paris sous les lignites. La couche calcaire que nous signalons est-elle du même âge ? C'est bien douteux.

On trouve dans ce calcaire, à la descente de Sotteville, des débris de coquilles peu déterminables : Cyrènes et huîtres ; il n'est pas inutile de faire remarquer qu'aux environs de Montreuil (Pas-de-Calais), on connaît une assise intermédiaire entre les sables et l'argile, qui contient aussi des Cyrènes.

La grande épaisseur des lignites est à signaler ; en comprenant les sables fins intercalés dans la partie moyenne on arrive au chiffre de 20 mètres, tandis que la brochure de M. Dolfuss ne leur donne que 5 à 6 mètres (1) ; M. Dolfuss distingue les sables sous le nom de sables d'Oldhaven sans parler de l'argile qui les surmonte.

Au contraire, M. Whitaker a reconnu cette argile supérieure et dans la coupe qu'il donne de la vallée de la Scie il la range dans le London-Clay ; il est plus naturel de la réunir à l'argile avec lignites puisqu'elle contient les mêmes cyrènes.

Nous avons dit que les dépôts tertiaires étaient surmontés de graviers ; M. Whitaker ne les mentionne qu'incidemment ; ils appartiennent suivant lui à une autre formation. M. Dolfuss en fait l'équivalent du gravier de Sinceny et les quelques mètres d'argile avec lits de silex, supérieure au gravier constituent pour lui la base de l'argile de Londres.

(1) Dolfuss : Esquisse des terrains tertiaires, page 492.

Les cailloux roulés qui couronnent les hauteurs de Varengeville et de Dieppe sont certainement quaternaires; on voit partout un ravinement entre le gravier et la couche tertiaire sur laquelle il repose; de plus, tandis qu'à Varengeville il est superposé aux argiles supérieures, au sud de Dieppe il surmonte les sables jaunes moyens, à Sotteville il est sur la partie inférieure de ces sables; parfois on le voit directement au-dessus de la craie. En descendant dans les vallées il diminue peu à peu et il est recouvert par les différentes couches du limon quaternaire. Enfin, M. Michel Hardy ⁽¹⁾ y a trouvé une tête de lance en silex au hameau de Caudecôte, sur le plateau qui s'étend au sud de Dieppe.

Dans la coupe que j'ai donnée je n'ai pas signalé la présence en quelques endroits, au-dessus des argiles supérieures et immédiatement sous le gravier, de lambeaux de sable très fin, jaunâtre, doux au toucher qui ressemble beaucoup aux sables de Cuise; est-ce un produit de remaniement, ou le sable est-il en place? on ne peut rien affirmer vu le peu d'étendue de ces lambeaux.

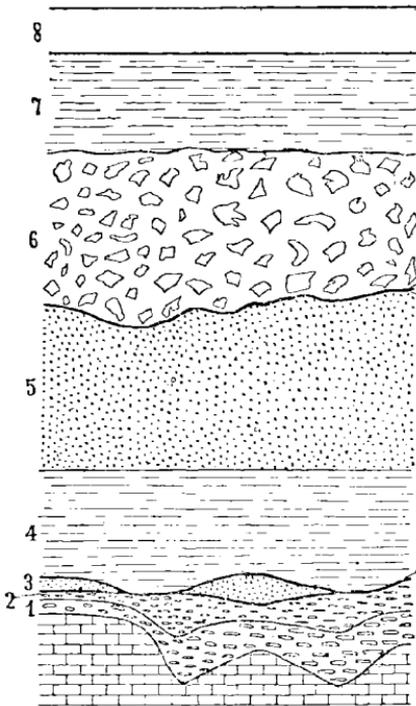
Près de Sainte-Marguerite, en face du Phare d'Ailly, la coupe est sensiblement la même; c'est entre ces deux villages, Varengeville et Sainte-Marguerite que les lignites atteignent leur plus grand développement; ils vont en diminuant vers Dieppe; avant de traverser la vallée de la Scie on peut voir qu'ils ont perdu beaucoup en épaisseur.

De l'autre côté de la vallée, au-delà de Pourville on retrouve l'assise des lignites, mais bien réduite; quant aux sables d'Ostricourt ils ont disparu presque complètement et les grès si abondants sur la plage qui s'étend de Quiberville à Pourville manquent totalement.

(1) Archéologie préhistorique: Bull. Soc. géol. de Normandie, Tome VI, page 817.

La série se compose des couches suivantes, de bas en haut :

Coupe 3.



- 1 et 2. Sables à silex.
- 3. Sables de Bracheux.
- 4 et 5. Lignites.
- 6 à 8. Quaternaire.

- 6. Argile à silex roulés, de grande dimension; nombreux silex anguleux jaunâtres, plusieurs mètres.
- 7. Argile bariolée ou grise 1 à 2 m.
- 8. Limon peu épais.

- 1. Argile à silex ou sables grossiers (peu d'épaisseur)
- 2. Sable argileux verdâtre avec silex verts remaniés.
- 3. Sable jaune (dans quelques poches).
- 4. Argile sableuse grise. Dans le bas, lits sableux et lignites; quelques couches blanches coquillères dans le haut; fossiles très abondants, principalement *Cyrena cuneiformis*, *Cerithium funatum*, *Melania inquinata*, *Ostrea sparnacensis*, *o. belloacina* — 3m.
- 5. Sable blanc-jaunâtre très fin, contenant des plaquettes ferrugineuses; sans fossiles 3 à 5 mètres.

La mer dans laquelle se sont déposées les argiles à lignites devait avoir son rivage vers Dieppe comme nous le prouve

le peu d'épaisseur des couches dans cette direction. La pleine mer devait donc se trouver vers Saint-Valéry-en-Caux ; les hauts plateaux de Varengeville et de Ste-Marguerite se terminent brusquement à la vallée de la Saâne et sur celui qui s'étend au-delà il n'y a plus trace de dépôts tertiaires : on ne saurait donc à quoi s'en tenir à ce sujet si l'existence d'un lambeau d'argile à lignites, à une assez grande distance de Dieppe, non loin de St-Valéry, ne m'avait permis de résoudre la question.

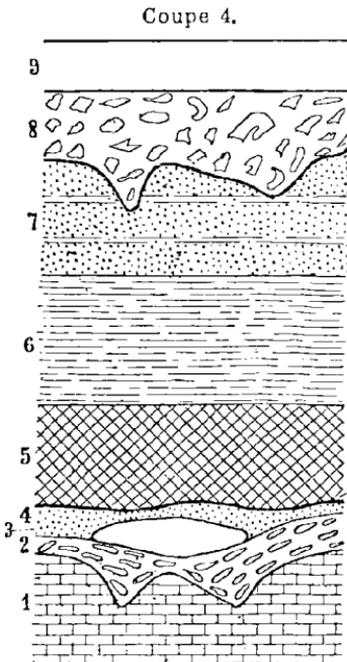
Ce petit massif isolé n'est pas signalé par la carte et n'a pas été décrit à ma connaissance ; il présente les mêmes

caractères que celui de Dieppe et les couches y sont également bien réduites.

On voit à la pointe de Sotteville un peu au nord du village des sables avec blocs de grès surmontés d'argiles grises, mais il est impossible de prendre une coupe détaillée en ce point ; un peu plus loin on peut se rendre compte de l'épaisseur et de la nature de ces différentes assises, en descendant le grand escalier qui conduit à la plage.

La coupe est la suivante :

1. Craie blanche.
2. Silex non roulés, de grande taille, réunis par un sable grossier, 0 m. 50 c. en moyenne.
3. Sable à gros grains, jaune pâle ou blanc, dans



- 1 et 2. Sables à silex.
3. Sables de Bracheux.
- 5 à 7. Lignites.
- 8 et 9. Quaternaire.

lequel sont disséminés des gros blocs de grès de couleur violacée, avec silex; 0 à 2 m. (dans des dépressions de la craie.

4. Ravinement.

5. Marne calcaire de couleur gris pâle, contenant de nombreux grains de quartz; elle renferme des débris de fossiles mal conservés: cyrènes et huîtres principalement; environ 3 mètres.

6. Argile sableuse grise, puis alternance de lits peu épais (0,10 à 0,15 c.) de sable jaune, de lignites, de fragments de coquilles, d'argile grise. Fossiles nombreux: *Cyrena cuneiformis*, *Cerithium funatum* (abondants) 4 mètres.

7. Sables jaunes séparés par quelques couches d'argile gris pâle, sans fossiles, 3 à 4 mètres.

8. Diluvium.

9. Limon

Dans toutes nos coupes nous avons constaté l'existence d'un ravinement important au-dessus des sables de Bracheux; les sables ont souvent été enlevés complètement et l'argile à lignites repose sur les sables à silex; la séparation est donc bien nette entre les deux étages. La mer qui déposa l'argile à lignites avait en Normandie des limites bien différentes de la mer des sables de Bracheux; tandis, que ceux-ci sont répartis sur toute la région l'argile au contraire ne se trouve que dans un bassin étroit dont les limites étaient au nord les environs de Dieppe, au sud St-Valéry; le centre du bassin était situé vers Varengeville, comme nous le prouve la diminution des différentes assises aussi bien vers le nord que vers le sud: cette mer ou plutôt ce bras de mer devait sans doute réunir les eaux du bassin du Hampshire à celles du bassin de Paris.

Les terrains tertiaires occupent une dépression qui correspond approximativement au synclinal crétacé tracé par M Hébert entre Saint-Valéry et Dieppe; partout la craie à Marsupites sert de base aux couches tertiaires du centre du bassin; vers Saint-Valéry elle se relève très lentement et on voit apparaître la craie à *Micraster cortestudinarium* un peu avant cette ville; de même des assises plus an-

ciennes se montrent au-delà de Dieppe, à l'endroit où le bassin tertiaire se termine.

J'ai résumé dans la coupe n° 5 toutes les couches tertiaires qui affleurent dans le bassin de Varengeville.

5. — Coupe de Dieppe à Saint-Valéry-en-Caux



1. Argile à Silex. — 2. Sables de Bracheux. — 3. Lignites du Soissonnais.
— 4. Diluvium.

Dans le tableau ci-dessous on pourra se rendre compte de la position des terrains que nous venons d'étudier en les rapprochant des assises connues dans le bassin parisien, dans le bassin flamand et en Angleterre.

NORMANDIE	NORD	ANGLETERRE	BASSIN DE PARIS
Argiles et sables à silex.	Argile à silex.	»	»
Sables verts à silex.	Tuffeau à <i>Cypripa planata</i> .	Sables de Thanet	Sables de Bracheux, partie inférieure.
Sables blancs et grès de Bolbec.	Sables d'Ostrecourt.	Wolwich inf.	Sables de Bracheux, partie supérieure.
Calcaire sableux.	»	»	Calcaire de Mortemer ?
Argile à lignites et sable fin.	Argile d'Orchies	Wolwich sup.	Lignites du Soissonnais.
»	»	Sables d'Oldhaven.	Sables de Sincheny.
Sable jaune très fin.	Sables de Monsen-Pèvele.	London-Clay.	Sables de Cuise.
Graviers, argile grise de Varengeville et argile rouge de Mélamare.	Quaternaire.	»	»

M. Cayeux envoie la note suivante :

Note sur la découverte, par M. Veillerot,
de Silex moustériens à la Goulaine (Saône-et-Loire),
par M. Jules Tissier.

Une importante découverte archéologique vient d'être faite par M. Veillerot, antiquaire à Digoin (Saône-et-Loire).

Attiré par la configuration du sol et par l'âpreté des collines qui se resserrent près de l'Arroux et forment comme un abri naturel, M. Veillerot cherchait depuis longtemps, à la Goulaine, des silex taillés, ayant reconnu par quelques éclats que ce site sauvage aurait très bien pu servir d'abri aux populations primitives.

La Goulaine, commune de la Motte-Saint-Jean, est située à 4 kilomètres de Digoin, autant de Neugy et à peine à la même distance de Volgut, célèbre station qui a fourni des lames de silex uniques par leurs dimensions et qui font aujourd'hui l'orgueil du musée de Châlon-sur-Saône.

La découverte de la Goulaine consiste en un très important atelier pour la fabrication des silex à l'époque moustérienne, caractérisé par les instruments retouchés d'un seul côté, que cet atelier paléolithique fabriquait avec des silex importés, car ce pays n'en fournit aucun.

Ces silex sont, quelques-uns, d'une pâte très fine, fortement colorés en rouge et translucides; d'autres sont d'un très beau noir éclatant, d'autant mieux que tous ces silex sont dépourvus de patine, cet atelier étant enfoui sous une couche de terre et d'alluvions de 1 mètre d'épaisseur environ; d'autres silex proviennent aussi de rognons et de galets roulés de la Loire. Un fort beau nucléus provient de Pressigny-le-Grand (Indre-et-Loire).

Voici le résultat des fouilles pratiquées sur un espace relativement restreint :

Environ 200 couteaux en silex rouge de 10 à 18 centimètres de longueur ; les arêtes sont vives et tranchantes.

Plus de 100 lames en silex brun, noir, jaune, de mêmes dimensions ; 4 sont en silex rubanné : ils ont beaucoup d'analogie avec le silex de Saulzain-le-Pottier (Cher).

Plusieurs grattoirs longs, étroits et non arqués, retouchés à une seule extrémité.

Une hache ébauchée en forme de coin et d'une grande pureté de formes.

Plusieurs pointes aiguës et tranchantes, sans retouche ; toutes les pièces portent le conoïde de percussion.

Plusieurs beaux nucléus ayant fournis des longues lames minces et délicatement obtenues.

Un instrument formé d'un quartier de silex jaune, épais de 25 à 30 millimètres pouvant mesurer 10 cent. de côté ; il est retailé sur les deux bords pour former un tranchant aigu qui décrit une légère courbe.

Enfin l'instrument le plus intéressant est une superbe lame de silex mesurant 0,33 de longueur, 0,13 de largeur et 0,030 d'épaisseur ; son poids est de 2 kil. 150 gr.

Le silex est brun variant au noir. Cette lame a été utilisée dans son état naturel ; les deux bords sont retouchés sur les côtés à l'aide de coups très habilement portés transversalement. Un des bords très tranchant, décrit une courbe de 0,27 de coude ; la partie opposée est légèrement concave : une partie de l'excédant de l'épaisseur a été enlevée par le milieu pour réduire et régulariser cet instrument, de plus, de fines retouches ont été produites sur les grands enlevages.

Cette rare et belle pièce pouvait être une arme terrible : elle devait être l'insigne d'un chef de tribu.

Plusieurs pièces de la Scandinavie, des tranchets, par exemple, rappellent, mais de loin, cette singulière pièce.

C'est sur ces instruments qu'étaient disposés symétriquement plus de trente des plus belles lames de silex rouge.

M. Veillerot a conservé intacte cette belle découverte de près de 400 pièces et qui, rassemblées chez lui, forment une collection des plus remarquables.

M. Ch. Barrois présente à la Société le volume suivant :

Étude stratigraphique des Pyrénées

par M. Joseph Roussel

La thèse présentée récemment par notre confrère M. J. Roussel, à la Faculté des Sciences de Lille, pour obtenir le grade de Docteur ès-sciences naturelles, offre un intérêt spécial pour les Membres de la Société Géologique, qui, à diverses reprises, ont lu dans nos Annales des notes préliminaires, successivement données par l'auteur.

Le présent travail résume et coordonne, toutes les observations précédentes, se bornant aux faits acquis et à l'exposé des résultats de l'observation, réservant les conclusions théoriques pour un travail ultérieur.

Les progrès accomplis sont de deux sortes : les uns concernent la faune et la succession des couches qui constituent le sol des Pyrénées, les autres traitent de leurs dislocations et de la formation de la chaîne des Pyrénées.

Nous citerons parmi les premiers : la découverte de l'*Ordovicien* d'Angers, la détermination stratigraphique précise de l'*Ordovicien* à O. Actoniæ, celle de tous les niveaux graptolitiques du Silurien, l'extension inattendue du Carbonifère marin, l'existence du Néocomien jusque là méconnue, la généralité de l'*Aptien* et de l'*Albien* remar-

quables par leurs changements de faciès, la constance dans le Cénomanién de 3 divisions paléontologiques continues, mais généralement confondues auparavant, avec le Néocœmién, l'Orgonién et l'Albién. Citons encore les découvertes de la zone sénonienne à *B quadrata* et des niveaux à Caprines et Hippurites du Sénonien supérieur. M. Roussel a aussi prouvé que les couches à Miliolites des Pyrénées ariégeoises, rattachées antérieurement à l'Éocène, ne constituent, en réalité, qu'un faciès particulier de l'étage à *Micraster Tercensis*, rangé par la plupart dans le Crétacé. Cette zone de passage (Montien) lui a fourni un curieux niveau à *Echinanthus*, à affinités spécifiques suessonniennes. L'Éocène moyen, loin de constituer la partie inférieure du tertiaire, comme on l'avait cru, est séparé du Montien, par 300^m de couches que leur faune permet de rapporter au Suessonien.

Ces recherches ont permis à l'auteur de recueillir un nombre considérable de fossiles dont il donne de longues listes ; leur détermination faite par des spécialistes tels que MM. Cotteau, Douvillé, de Grossouvre, Péron, sont une garantie de leur valeur et une précieuse contribution à la connaissance paléontologique de la région.

Tous ces résultats malgré leur importance, ne constituent pas les seuls progrès réalisés : la plus grande partie même de la thèse, est consacrée à l'étude des mouvements du sol et au tracé des lignes géotectoniques des Pyrénées. Ce travail consigné sur un grand nombre de cartes et de coupes, montre que les arêtes directrices des plis pyrénéens sont orientées suivant la longueur de la chaîne, constituant 5 groupes principaux, désignés par les lettres majuscules B A E S O ; dans chaque groupe, on distingue en outre de la ride principale, des plis subordonnés désignés par des minuscules ; au nombre de 23 d'après l'auteur, qui les

a suivis sur la moitié de la longueur de la chaîne. Ces lignes anticlinales longitudinales ne sont pas les seules reconnues ; elles sont traversées par une autre série d'ondulations du sol, tracées d'ailleurs sur une carte schématique : ces plis transverses seraient au nombre de cinq.

Signalons enfin, d'importantes observations sur l'âge des massifs éruptifs des Pyrénées, tels que la distinction des granites des massifs précambriens, et la fixation de l'âge dévonien ou carbonifère d'un certain nombre d'entre eux.

C'est le résultat de durs travaux dans la montagne, plutôt que des vues théoriques ; ce sont des matériaux recueillis courageusement par un explorateur consciencieux, plutôt qu'un exposé méthodique, qu'il faut aller chercher dans la thèse de M. Rous-sel. Ainsi, 306 coupes à l'échelle, menées à travers la chaîne des Pyrénées, sont figurées dans ce mémoire, nombre formidable en lui-même, mais plus grand encore qu'il ne paraît, quand on considère que ces profils ne sont pas théoriques, mais qu'ils correspondent à des observations positives. Ce ne sont pas des sections schématiques, redressées, mais des représentations fidèles de levés faits perpendiculairement à la direction des couches, à travers monts et ravins, sans souci des routes ou des vallées, des fatigues et des dangers.

Ce grand travail présente ainsi un intérêt documentaire aussi considérable qu'évident, et sera toujours à ce titre consulté avec fruit par les géologues pyrénéens.

Séance du 14 Février 1894

Sont élus Membres titulaires de la Société :

MM. **Delessert**, ingénieur à Croix-Wasquehal,
Dulieux, négociant à Lille.

La Société procède ensuite à la nomination des Commissions.

Membres de la Commission des Finances,

MM. Lecocq, Meyer, Dewattines.

Membres de la Commission de la Bibliothèque,

MM. Parent, Meyer, Cuvelier.

Membres de la Commission de Librairie,

MM. Parent, Delessert, Dewattines.

M. Ch. Barrois présente au nom de **MM. de Rouville, Delage et Miquel** un *Mémoire sur les terrains primaires de l'arrondissement de Saint-Pons*, et donne une analyse de cette œuvre importante.

Le même membre présente la note suivante :

Légende de la Feuille de Rennes

*(N^o 75 de la Carte géologique de France au 1/80,000),
par Charles Barrois.*

INTRODUCTION

La feuille de Rennes a été dressée avec la collaboration précieuse de notre ami, M. Lebesconte; à part quelques courses communes, M. Lebesconte a fait le lever détaillé sur le terrain, de la partie S.-E. de la feuille, tandis que j'effectuais celui de la moitié N.-O.

La plus grande portion de la feuille est drainée par La Vilaine, le fleuve cotier le plus important de Bretagne et dont la longueur atteint 220 kil. : ce cours d'eau descend

par une pente rapide, de sa source, jusqu'au bassin tertiaire de Rennes, puis agrandi à partir de Rennes, par le tribut de nombreuses rivières (Flume, Ille, Meu, Seiche), il y change brusquement de direction et coule au sud avec une pente beaucoup moins rapide, dans une vallée bien plus ancienne que la précédente.

Cette vallée de la Basse-Vilaine coïncide en effet, avec un ancien golfe, qui amenait jusqu'à Rennes, à l'époque oligocène, les eaux de l'Atlantique; plus tard, l'élévation du niveau des eaux transforma ce golfe, aux époques miocène et pliocène, en un détroit, faisant communiquer directement la Manche avec l'Atlantique, par les vallées de la Rance et de la Vilaine, réunies. L'extension des formations diluviennes (a^b a^a) dans les vallées du Meu et du Garun, atteste l'existence dans cette région comprise entre Rennes et les affluents supérieurs de la Rance, d'importants phénomènes d'alluvionnement et nous montre que l'indépendance des bassins de la Vilaine et de la Rance ne s'est établie que graduellement, au cours de l'époque quaternaire.

La feuille de Rennes est essentiellement constituée par un vaste plateau de schistes altérés, argileux, imperméables, qui la traverse dans toute son étendue, de O. à E., sous forme d'une longue voûte anticlinale, limitée de part et d'autre par des bandes synclinales, celle de Guichen au S., et celle de Cahard au N.-Il est remarquable que la ligne de partage des eaux suive actuellement une direction oblique par rapport aux lignes directrices de ces plis : elle correspond à une traînée de petits massifs granitiques, étendue du O.-S.-O. à E.-N.-E., de Lanrelas à Feins, et coupant en écharpe le bassin synclinal de Cahard. Au N. de cette traînée granitique (N.-O. de la feuille), les eaux se rendent aujourd'hui au N., dans le bassin de la Rance; au S. de cette ligne (N.-E. de la feuille), elles descendent au Sud et sont tributaires de la Vilaine : dans les deux cas, elles traversent ainsi, bien

qu'en sens inverse, le bassin de Gahard, formé de couches verticales alternantes de schistes et de quartzites; elles y serpentent dans les dépressions schisteuses suivant la direction des schistes, et tranchent au contraire, normalement à leur direction, les crêtes gréseuses qui alternent avec ces schistes.

DESCRIPTION SOMMAIRE DES ÉTAGES SÉDIMENTAIRES

(a²) Les *alluvions modernes* limitées aux vallées actuelles présentent des variations intéressantes pendant la période historique : la Vilaine à l'époque gallo-romaine, roulait des graviers et des sables grossiers, comme l'attestent les monnaies contemporaines, trouvées associées à ces galets, dans les travaux des quais de Rennes; lors du moyen-âge, la Vilaine ne charriait plus à Rennes, que du sable fin et de l'argile, où l'on a reconnu, avec des monnaies, divers objets du temps.

(a^{1b}) *Limon*, jaune, fin, homogène, à lits distincts, atteignant l'épaisseur de 1 à 3^m, et s'élevant plus haut que les alluvions anciennes, qu'il recouvre directement, aux environs de Rennes. On trouve toujours à sa base, un cailloutis, d'origine subaérienne, subanguleux, provenant de la désagrégation des roches sous-jacentes; les cailloux rares et isolés, sont parfois au contraire très répandus, comme au N. de la feuille, vers le faite de partage des bassins de la Manche et de l'Océan. Sa distribution topographique est particulière, étant limitée à la partie centrale de la feuille, qui correspond à la fois aux grandes vallées de l'Ille et de la Vilaine et aux massifs autrefois recouverts de terrains tertiaires, où les roches anciennes du sous-sol sont décomposées sur la plus grande épaisseur.

(a^{1a}) *Alluvions anciennes* : sables et galets en lits alternants et à stratification fluviale, développés notamment dans les

vallées situées au N.-O. de Rennes; ils atteignent l'altitude de 110^m vers la forêt de la Hardouinais.

(p^b) *Sables blancs ou rouges*, parfois épais, à stratification entrecroisée, avec lits intercalés de graviers quarzeux, plus ou moins agglutinés par oxyde de fer, parfois assez abondant pour être exploité comme minerai de fer (forêt de Paimpont); dans d'autres cas, lentilles d'argile grise, interstratifiées, exploitée par les potiers (la Poterie, l'Hermitage). Ces sables constituent l'assise tertiaire la plus étendue de la feuille, qu'ils ont dû recouvrir presque complètement, avant leur érosion.

(m⁴) *Faluns de la Basse-Loire* : argile sablo-calcaireuse, avec faune composée essentiellement de mollusques : elle monte à la côte 26^m, n'atteignant pas une altitude aussi grande que l'assise suivante, bien qu'elle la recouvre à la Chausserie, Chartres, Saint-Jacques, le Temple du Cerisier, les Landes d'Apigné.

(m⁵) *Les Faluns de Saint-Juvat*, contenant en abondance polypiers, bryozoaires, algues calcaires, échinides, mollusques et vertébrés (Mastodon, Halitherium), de l'âge des faluns de l'Anjou, atteignent 90^m d'altitude à Feins. Leur épaisseur ne dépasse pas 8^m. Ils reposent en stratification transgressive sur les formations antérieures. Généralement transformés en chaux grasse, pour les besoins de l'agriculture, leurs parties sableuses (sablon) sont employées directement à l'amendement des terres, tandis que les parties plus cohérentes, sont recherchées comme pierres de taille tendres.

(m₆) *Calcaire lacustre* d'eau douce, et couches fluvio-marines; alternances de lits argileux et calcaires plus ou moins siliceux, avec *Potamides Lamarcki*, *Cyclostoma antiquum*, *Chara medicaginula*, épais de 5 à 8^m, et particulièrement bien exposé à la Chausserie : Il correspond à la base du calcaire de Beauce.

(m.,) *Calcaire grossier de Rennes à Archiacina armorica*, *Natica crassatina*, *Cerithium plicatum*, *Cardita Bazini*, activement exploité pour la fabrication de la chaux grasse, de la chaux hydraulique et du ciment, à la Chausserie, à Lormandière. Son épaisseur y est d'environ 30^m ; Il affleure au S.-O. de Rennes, d'Apigné à Chartres. Sa faune le relie au Tongrien de l'Aquitaine, plutôt qu'à celui d'Étampes.

(h^v) Les *schistes de Châteaulin*, fins, feuilletés, gris-bleuâtre, avec *Productus* (Lande-Marie), alternent avec des lits de psammites gris-verdâtre, feldspathiques, dans la partie E. de la feuille ; ils y présentent encore (Quénon) une puissante lentille de calcaire marbre, en couches verticales, très fossilifère, *Phillipsia*, *Productus*, ainsi que des lits de grès grossier feldspathique ou d'arkose.

(a^{v3}) *Porphyroïdes* : Des bandes de roches généralement feuilletées, chargées de cristaux de feldspath et de quartz bipyramidé, se trouvent interstratifiées dans les formations précédentes, qu'elles remplacent parfois complètement (Eréac). Leur épaisseur atteint 1 kilomètre ; mais elles ne constituent pas une masse unique ; certains de leurs bancs présentent la structure des microgranulites à étoilements et des porphyres à quartz globulaire, d'origine éruptive, tandis que d'autres contiennent des galets et témoignent d'une origine élastique (La Barillère) : elles sont donc antérieures à la fin de h^v.

(d²) Les *schistes et calcaires de Néhou* sont reconnaissables et fossilifères autour de Saint-Aubin d'Aubigné ; le niveau calcaire assez discontinu, présente un grand développement dans les carrières de Bois-Roux, bien connues des paléontologistes : *Spirifer hystericus*, *Meganteris inornata*, *Chonetes plebeia*, etc.

(d¹) Le *grès de Gahard* forme un étage puissant de grès blancs, ferrugineux ou bigarrés, interstratifiés dans une série de schistes grossiers gris-verdâtre : ces grès sont

souvent désagrégés, sableux et très fossilifères (*Homalotus*, *Grammysia armorica*, *Orthis Monieri*, *Pleurodyctium*). On peut encore les distinguer des grès de St-Germain, avec lesquels on les confond assez facilement, par leur cassure irrégulière, non orientée en plaquettes, par leur désagrégation plus avancée et leur association fréquente à des sables ou à des argiles de décomposition.

(S⁴) Schistes à sphéroïdes, avec *Cardiola interrupta*, *Orthoceras*, *Bolbozæ*, bancs de grès, ampélites à *Monograptus priodon*, *colonus*, *Galaensis*, *Riccartonensis*, *Retiolites Geinitzianus*, appartenant par leur faune à l'étage du Wenlock inférieur.

(S³) Grès de Saint-Germain-sur-Ille, durs, à grains fins, de couleur blanche, devenant bleuâtre, violacée, dans les gros blocs non altérés, et caractérisés par leur tendance à se diviser en dalles à faces parallèles : ces divisions dues à des enduits micacés font souvent passer ces grès à de véritables psammites. Ils alternent avec des lits de schiste ou d'argile, blanche ou noire, ampéliteuse, et avec des lits de quartzite dur, à gros grains graveleux. La faune est celle de Caradoc : *Diplograptus foliaceus*, *angustifolius*, *Calymene Rauani*, *Modiolopsis obliquus*, *Orthis redux*

(S²) Les schistes d'Angers, souvent ardoisiers, de couleur bleue foncée ou noire, brunâtre par altération, sont assez fossilifères (faune de Llanvirn), notamment les nodules argilo-siliceux qu'on y trouve ; les fossiles sont souvent disposés obliquement à la schistosité des roches. On distingue un niveau supérieur à *Trinucleus*. Cet étage forme 2 bandes distinctes sur la feuille ; l'une continue dans le bassin de Gahard, où elle est recouverte par des couches plus élevées, l'autre, plus restreinte, forme le centre du synclinal de Guichen.

(S^{1b}) Le grès armoricain présente deux faciès : 1° Dans le bassin de Gahard, masse de 30^m à 50^m d'épaisseur, en

couches voisines de la verticale, de grès tendre, peu cohérent, en plaquettes, à gros grains de quartz arrondis, de 0,001 à 0,01 de diamètre, et disposés obliquement, avec apparences de fausse stratification ; 2° Au S. de la feuille, dans le bassin de Guichen, masse de grès siliceux, en gros bancs réguliers, peu inclinés, épaisse de plusieurs centaines de mètres, et présentant les 4 ondes synclinales, parallèles, suivantes, dirigées de O.-S.-O. à E.-N.-E. : 1° Forêt de Montfort, 2° Forêt de Painpont, 3° Lande de Halgros, 4° La Chaise. Ces grès, rouges à la base, sont généralement d'un blanc vif en s'élevant dans l'étage ; ces derniers sont fossilifères dans le bassin de Guichen, où ils présentent une faune de l'âge d'Arenig : *Ogygia*, *Redonia*, *Actinodonta*, *Ctenodonta*.

(S^{1a}) Les *schistes et poudingues de Montfort*, épais de 2000^m, dans le bassin de Guichen, manquent complètement dans le bassin de Gahard, à 15 kil. de distance, prouvant ainsi des différences importantes dans les conditions originales de sédimentation de ces bassins.

Ils présentent dans le bassin de Guichen, deux divisions principales : la supérieure des *schistes rouges de Pont-Réan*, de couleur pourprée, lie-de-vin, en dalles à surfaces inégales, bosselées, à clivages verticaux très marqués, qui dissimulent et rendent souvent même invisibles, les joints de stratification, presque horizontaux ; ils contiennent des lits alternants de schiste vert, de grès vert-sombre ou rose, et vers la base des lits de poudingue. Cette division, dont le faciès rappelle le Vieux-grès-rouge et le Nouveau-grès-rouge anglais, fournit la plupart des matériaux de construction du pays, notamment tous les moëllons employés à Rennes ; on y trouve de nombreuses traces organiques telles que *Vexillum*, *Bilobites*, *Scolithes*.

La division inférieure, des *poudingues de Montfort* est soumise à de grandes variations d'épaisseur, elle atteint

500^m à E. du bassin de Guichen, et est réduite à moins de 5^m à l'O., où les galets sont en outre plus petits, mieux roulés; elle correspond à une période d'accumulation tumultueuse, rapide, de galets, et repose en concordance sur les couches sous-jacentes. Les galets formés de quartz sont exploités pour l'entretien des routes; ils sont cimentés assez solidement, pour fournir parfois aussi dans la région, des pierres de taille.

(x^c) Les *Dalles vertes de Néant* occupent au S.-O. de la feuille, une série de petits plis synclinaux, continuation vers l'Ouest des rides de la Forêt de Paimpont. Leur inclinaison est faible, la roche peu modifiée et peu feuilletée: c'est à la schistosité transversale, très marquée, qu'il faut probablement attribuer la disparition des fossiles, dont l'absence est étonnante, dans un massif de roches si fraîches et si bien exposées.

(x^b) Les *schistes et poudingues de Gourin* ondulent en couches tantôt verticales ou presque horizontales, et constituent une formation dépourvue de fossiles, dont les limites avec les couches encaissantes sont également indécises; les schistes argileux grisâtres de cet étage sont caractérisés par leurs alternances avec des quartzites sombres en petits lits, des grauwackes vertes, des quartzophyllades et des poudingues. Nous rangeons à ce niveau, c'est-à-dire vers la partie supérieure du Longmyndien, les bancs ardoisiers exploités en divers points (Mauron, Montfort, Saint-Gonlay, Néant), comme aussi les amandes de calcaire, qui forment des couches interstratifiées (Saint-Thurial, Saint-Armel, Orgères), et enfin des poudingues, en lits intercalés de 1^m50 à 2^m d'épaisseur. Ces poudingues se distinguent facilement de ceux de Montfort (S^{1a}) parce qu'ils sont en couches mieux réglées, d'épaisseur plus égale, et parce que leurs éléments sont mieux assortis, en

galets d'environ 1 ccb de volume ; bien que les 99 % de ces galets soient formés de quartz blanc filonien, il en est quelques-uns (1 %) formés de schiste noir roulé et de quartzite verdâtre, montrant que les phyllades de Saint-Lô (x^a) avaient déjà acquis leurs caractères lithologiques actuels, à l'époque de leur remaniement dans ces poudingues (x^b).

(x^a) Les *phyllades de Saint-Lô* sont représentés par des schistes verticaux, très plissés, gris-verdâtre, terreux, parfois rosés, jaunâtres, tendres, séricitiques, alternant avec des lits grauwackeux gris-verdâtre, un peu feldspathiques et micacés. Cet étage a très inégalement résisté aux agents de décomposition dans les diverses régions de la feuille : il offre des roches relativement fraîches au N.-E. et au S.-O., tandis qu'elles sont profondément altérées et transformées en argiles, sur une grande épaisseur, dans le centre de la feuille, suivant l'ancien détroit tertiaire, de la Rance à la Vilaine.

Cette transformation sur place, du schiste en argile, sous le limon, a atteint 15^m d'épaisseur dans un puits à Saint-Méen. L'étage de Saint-Lô est traversé par des filonnets de quartz, en nombre incomparablement plus grand, que les étages siluriens plus élevés ; quartz qui est déjà d'ailleurs à l'état de débris dans les poudingues de Gourin (x^b).

TERRAINS ÉRUPTIFS ET MÉTAMORPHIQUES

x Les *Porphyrites micacées* forment quelques filons minces, profondément altérés.

ε⁵ *Diabase* à structure ophitique, à microlithes de labrador moulés par des plages de pyroxène diallagissant et formant comme sur les feuilles voisines de Dinan et d'Avranches, des filons, épais de 1 à 10^m, qu'il est possible de suivre sur quelques kilomètres de longueur. Ils traver-

sent toutes les formations de la feuille, y compris les massifs granitiques postérieurs au carbonifère h_v, et présentent un pendage assez général à O.

Au N. du bassin de Gahard, les dykes assez nombreux, présentent une déviation intéressante à la direction N.-S., dominante sur les feuilles précitées situées au Nord; ils sont groupés en faisceaux étoilés, à direction moyenne N.-E., disposés les uns à côté des autres, et divergeant de la bordure septentrionale du bassin. Ils rappellent ainsi les figures obtenues par M. Daubrée, dans ses expériences sur la torsion des plaques de verre, et montrent par conséquent que la déviation de la direction de ces dykes peut être attribuée, à ce qu'ils occupent les fentes rayonnantes, produites lors du mouvement de torsion subi par le massif, et dont il sera plus loin question.

Au S. du bassin de Gahard (Bécherel, Guenroc), les dykes de diabase sont moins nombreux qu'au N.; peut-être le nombre en est-il cependant un peu plus grand que nous ne l'avons indiqué dans cette région très cultivée, dépourvue d'affleurements naturels, et où toutes les roches sont profondément altérées et transformées en argile, sur une grande épaisseur? On doit cependant considérer la ligne synclinale de Gahard, comme limitant réellement au S., l'aire de la grande venue diabasique carbonifère; elle occupe ainsi, dans le N. de la presqu'île armoricaine, un vaste champ de fractures, dont les éléments sont ordonnés suivant des courbes à convexité tournée vers l'Est.

(γ^3) Des *microgranulites* en filons minces, coupent les granites carbonifères de Bécherel. Peut-être conviendrait-il de leur rapporter les porphyroïdes de Montreuil-le-Gast, lithologiquement si voisins?

(γ^4) *Granulite* en filons minces, aplitiques, vers les limites des massifs granitiques de Cesson, de Caulnes.

(γ.) *Granite* à grains moyens, gris-bleuâtre dans les parties fraîches, mais plus souvent jaunâtre par altération, et appartenant franchement au type commun de Vire. Il forme sur la feuille divers dômes, à contours irréguliers, alignés en séries suivant deux directions : la première de ces séries comprend les massifs de Lanrelas, Rouillac, Bécherel et Feins ; la seconde comprend le seul massif de Cesson, au N.-E. de Rennes. Celle-ci coïncide en position et en direction avec le grand anticlinal de Rennes ; celle-là, au contraire, se rattachant à la trainée granitique de Loudéac à Fougères, se montre ainsi traverser obliquement l'axe du pli synclinal de Gahard.

Cette disposition, exceptionnelle en Bretagne, donne un intérêt spécial à cette dernière trainée : le passage de ce granite au travers du pli synclinal, se fait souterrainement, dans une partie de ce bassin, qui décrivait de Bécherel à Hédè, une courbe convexe vers le haut, ou en d'autres termes, suivant une direction anticlinale, superposée et oblique à la direction du bassin lui-même. L'intrusion de ce granite de Bécherel s'est faite après le ridement carbonifère de la région, mais avant sa dénivellation par failles. En effet, le granite coupe transversalement les diverses couches paléozoïques redressées et plissées à Rouillac, ainsi qu'à E. du massif de Caulnes ; dans ces points, le granite présente au contact, des variétés métamorphiques granulitiques, tandis que les couches encaissantes présentent, à E. et à O., des modifications micacées-maclifères caractéristiques de ce contact. Les failles, au contraire, sont postérieures au granite, car c'est au jeu de ces accidents, dirigés E.-O. dans la région, qu'on doit attribuer l'absence constatée de contacts métamorphiques, au S. du massif de Bécherel, en suivant sa bordure.

Ces divers massifs présentent des caractères lithologiques assez uniformes ; on remarque cependant que le massif de

Lanrelas est particulièrement riche en amphibole, qu'il contient parfois en extrême abondance, le mica noir y présente volontiers, comme à Miniac, un allongement particulier microlitique; le massif de Cesson offre des variétés aplitiques ou microgranites, en apophyses et en filons de 1 à 3^m dans le granite grenu.

(γ_x) *Granite gneissique*, distinct du précédent par la disposition feuilletée gneissique de ses éléments, et développé notamment dans le petit massif de Rouillac.

(d^1_{γ}) Les *schistes et quartzites de Gahard* présentent des modifications en approchant du massif granitique de Rouillac, mais ils y sont toujours très altérés et décomposés par les agents atmosphériques.

($S^{4,3}_{\gamma}$) Les *schistes et quartzites de Saint-Germain* offrent des modifications, en approchant des massifs granitiques de Rouillac et de Bécherel: les schistes deviennent tachetés, bleuâtres, pailletés de biotite, les quartzites deviennent durs, quarzeux, cristallins. Mais, tandis que les schistes s'arrêtent brusquement, au contact du granite, les assises de quartzite présentent la particularité très remarquable, de se poursuivre dans le massif granitique, où elles constituent des crêtes quarzeuses curieuses, isolées au milieu de ces massifs granitiques (La Gelussais en Rouillac, Les Rochers en Guitté).

(S^2_{γ}) Les *schistes d'Angers* modifiés par le granite contiennent à Guitté du mica noir et des prismes de chiascolithe d'assez grande dimension.

(S^{1b}_{γ}) Les *quartzites de Guenroc*, blancs ou roses, affleurent dans les massifs granitiques à la façon de filons, continus sur de grandes longueurs; ils y sont exploités comme quartz pour l'entretien des routes. Ces roches constituent des murailles verticales, pittoresques, très remarquables dans cette région, dont ils constituent les faîtes, sous forme de crêtes alignées, déchiquetées, d'une

épaisseur d'environ 10^m ; parfois elles se montrent divisées en bancs parallèles, superposés, à caractères lithologiques distincts, rappelant l'inclinaison, l'épaisseur et le faciès des lits de quartzites siluriens de la région. Enfin la structure même de la roche la distingue du quartz filonien : au lieu de présenter des éléments largement cristallisés, à cassure conchoïdale, à éclat gras, elle est grenue, à cassure anguleuse, formée de petits grains de quartz cristallin : la roche est bien un quartzite à éléments cristallisés. On reconnaît cependant que la silice y a dans certains cas complètement recristallisé, donnant naissance dans le quartzite même, ou dans les roches encaissantes, à des filonnets secondaires de quartz, ou même de calcédoine, d'agate (O. du château de Montmuran), qui parfois transforment la roche en une véritable brèche, à ciment de quartz cristallisé (Ville-Gautier en Saint-Pern).

L'origine sédimentaire de ces crêtes quarzeuses ne laisse pas de doute, quand on les suit à O. de Bécherel, jusqu'à la rencontre du massif silurien de Caulnes. Un certain nombre d'entre elles, en effet, se poursuivent jusqu'à ce massif, y entrent et s'y continuent, mais au lieu d'y conserver l'apparence de filons de quartz, elles prennent les caractères des quartzites voisins, ou plutôt passent latéralement à ces quartzites siluriens, encaissés entre couches schisteuses, dont elles constituent la continuation matérielle. Les quartzites se poursuivent ainsi dans le massif granitique, tandis que les schistes qui alternaient avec eux, ont disparu, remplacés par le granite lui-même, qui s'est assimilé leur substance ; l'attribution faite sur la carte, de tous les bancs de quartzite, au grès armoricain (S^{4b}) est un peu plus hypothétique, un certain nombre d'entre eux étant isolés, pourraient aussi bien représenter des bancs d'autres grès siluriens (S³), ou dévoniens (d¹). Cette indétermination de

l'âge absolu de certains bancs de quartzite, ne touche en rien, il faut le reconnaître, les conclusions générales, relatives au gisement, à la structure et aux modifications de ces quartzites paléozoïques.

(xγ.) *Schistes micacés* : Les schistes bleus et grauwackes grises deviennent tachetés, noueux, en approchant des massifs granitiques du N. de la feuille; mais l'altération est souvent plus intense encore autour de ces massifs, où ces roches perdent leur schistosité et deviennent assez compactes pour être employées à l'entretien des routes. La silice des schistes a recristallisé en gros grains de quartz, le ciment contient du mica noir, ainsi que des noyaux charbonneux, ou clairs séricitiques, et parfois des noyaux de chistolithe.

On remarque dans les carrières de la Roche, au S.-O. de Montreuil-sur-Ille, une modification intéressante : la roche, bien exposée, montre des lits noueux, cornés, de 0,01, alternants avec d'autres lits, où le mica noir s'est orienté en rubans parallèles ou obliques, rappelant les fausses stratifications torrentielles, ou entrecroisées, souvent citées dans divers gneiss et amphibolites du terrain primitif. Les roches de cet étage (leptynolites et grauwackes micacées), conservent des caractères lithologiques assez tranchés, pour qu'on ne puisse les confondre avec les schistes siluro-dévonien voisins, dans les bandes de Bécherel et Hédé, où elles se montrent isolées; dans ces massifs, on observe en nombreux points (les Chenots, la Hersaudais), l'injection intime par filonnets minces, des éléments du granite dans le schiste.

(ζ²) Des *micaschistes et schistes micacés*, parfois transformés en gneiss granulitique, forment le centre du grand pli anticlinal de la feuille, de Mérillac à Lanrelas. Ils passent successivement à des schistes micacés, à des schistes séricitiques soyeux, et même à des schistes argileux, doux

au toucher, qui offrent par altération des couleurs vives, variées, et des argiles bariolées.

(Q) Le *Quarz* en filons peu importants est exploité en plusieurs points, pour l'empierrement des routes ; la direction de ces filons est très variable. Un filon de quartz chargé de plomb argentifère est exploité dans la mine de Pont-Péan.

REMARQUES STRATIGRAPHIQUES ET OROGRAPHIQUES

La feuille de Rennes est occupée en majeure partie par les phyllades de Saint-Lô, disposés suivant un vaste anticlinal, dirigé O. à E., du Menez-Bel-Air à Rennes ; de part et d'autre de ce pli principal, s'abaissent au N. et au S. deux ondes synclinales : le bassin de Gahard au N., et celui de Guichen au S.

Ces deux bassins diffèrent à la fois entre eux, par les caractères des sédiments qui s'y déposèrent, ainsi que par la direction et le mode des dislocations subies. Le bassin méridional contient des couches plus anciennes (S^{1a}), absentes dans l'autre ; le bassin septentrional renferme des couches plus récentes (d, h), inconnues dans le précédent. Le premier est dirigé de O.-S.-O. à E.-N.-E., le second au contraire a son arête synclinale dirigée de O.-N.-O. à E.-S.-E. Le bassin de Guichen est formé de couches peu inclinées, ridées en petits plis subordonnés, parallèles entre eux ; le bassin de Gahard présente des couches verticales violemment disloquées, mais notons, avant de pénétrer dans le détail de sa structure, que la traînée granitique de Bécherel qui le traverse, épouse la direction de l'axe de Guichen.

Le bassin de Gahard correspond à une des lignes tectoniques les plus importantes de Bretagne, au grand rempli synclinal du pays, suivant lequel communiquèrent directement les mers de Brest et de Laval, pendant toute la durée des temps paléozoïques. Les diverses assises qui

occupent l'étroit bassin de Gahard, en couches voisines de la verticale, n'offrent pas la disposition simple d'un pli synclinal, où de part et d'autre du pli, la même série est répétée en sens inverse ; loin de là, on constate, malgré le parallélisme et la concordance apparents des diverses bandes d'affleurement de ces massifs, de nombreuses lacunes entr'elles, comme aussi des répétitions des mêmes bandes. On voit de plus, que le nombre et l'âge de ces rayures varient suivant les divers méridiens du bassin ; elles sont séparées par des cassures curvilignes, qui ont ainsi isolé dans cette fosse synclinale, une série d'esquilles de forme semi-lenticulaire. Les discordances originelles des couches, s'il en fût, ne sont plus visibles : elles ont été effacées par les actions mécaniques, qui sont venues empiler les strates en un faisceau concordant.

Toutes les coupes observées, se déduisent rationnellement de la considération d'un pli synclinal déjeté au sud dans la région occidentale, déjeté au nord dans la région orientale, du bassin de Gahard, et tranché ensuite par un faisceau de failles inclinées au N. de 30° à 45°. Les tranches ainsi découpées ont glissé les unes sur les autres, suivant un ordre constant, chacune d'elles étant abaissée relativement à celle qui la suit au sud : les tranches ainsi descendues, varient en nombre dans les différents tronçons du bassin ; l'absence des couches inférieures de la série, sur les deux bords N. et S. du pli synclinal est par contre à peu près générale. Ainsi, le bassin de Gahard, ne délimite pas malgré les apparences, un ancien détroit de la mer paléozoïque, ni un pli synclinal conservé en entier : ce n'est qu'une tranche de terrain, découpée par failles, dans un synclinal siluro-carbonifère, dont le reste a disparu par dénudation. Sa conservation est due à un effondrement dans une fosse étroite, ouverte entre des murailles précambriennes, à pendage nord.

La régularité des mouvements d'ondulation, tels que nous venons de les déduire de l'analyse des coupes transversales au bassin, a été troublée de diverses manières. D'abord, il faut noter qu'indépendamment des dislocations précédentes, le bassin de Gahard ondule verticalement dans le sens de sa longueur ; de telle sorte, qu'un profil en long suivant son arête, montre successivement, au même niveau, des parties inégalement profondes de ce pli synclinal. On peut conclure, d'autre part, du pendage inverse des couches, aux deux extrémités du bassin, que le plan axial de ce bassin, au lieu de correspondre à une surface plane, offre au contraire une surface hélicoïdale : le plan axial du synclinal a été déformé par un mouvement de torsion. On peut enfin remarquer que la partie du synclinal ainsi tordue, correspond à la fois au point où son fond atteint la plus grande altitude, et à celui où la bande granitique de Bécherel croise l'arête directrice du pli synclinal.

REMARQUES HYDROGRAPHIQUES

Le principal niveau d'eau de la feuille, capté d'ailleurs pour l'alimentation de la ville de Rennes, correspond au massif granitique qui traverse diagonalement le bassin de Gahard : il coïncide avec le point de partage des eaux courantes de la feuille et avec la ligne des étangs.

Il y a souvent des sources à la limite des grès et des schistes, mais le nombre en paraît moindre sur cette feuille que sur plusieurs de celles qui l'entourent, sans doute en raison du manteau superficiel de limon qui recouvre les couches anciennes, et nécessite dans la campagne l'existence de nombreux puits.

CULTURES

La feuille doit sa fertilité relative, à l'altération profonde des schistes de Saint-Lô (x) et au manteau de limon qui la recouvre, d'une façon générale, dans le bassin de

Rennes : ce sol produit des betteraves et surtout dans les vallons, de remarquables prairies, qui fournissent le beurre célèbre de la Prévalaye ; les champs et les pâtures sont enclos de bois de chêne et plantés d'innombrables pommiers à cidre.

La région formée par les schistes pourprés se distingue tristement de la précédente, par sa stérilité, le sol végétal rare, y laisse partout percer les têtes couvertes de lichens des dalles rouges : c'est la région des landes légendaires bretonnes. Les grès armoricains forment généralement des cimes couvertes de pins.

Travaux consultés : MM. Béziers, Bochet, Durocher, Dalimier, de Fourcy, Kerforne, Lebesconte, Massieu, Marie Rouault, Seunes, Tournouër, Vasseur.

Le Président annonce la mort de **M. Toffart**, ancien secrétaire général de la mairie de Lille, Membre de la Société géologique depuis 1875.

Cours de Géographie physique
du Nord de la France et de la Belgique
par M. Gosselet.

IV

PLAINE DE LA LYS

On peut désigner sous le nom de Plaine de la Lys, une large plaine située au S. de la Flandre dans les Départements du Nord et du Pas-de-Calais.

Elle est bornée au N. par le léger escarpement, que l'on suit depuis les environs d'Aire, jusque près de Warneton (Belgique), en passant par Hazebrouck et Bailleul ; au S. par un autre escarpement, tout aussi faible, qui va de La

Bassée jusqu'à Verlinghem. A l'E. on peut la terminer à la Deûle, bien qu'elle revet déjà à cette extrémité les caractères du Ferrain. A l'O. elle s'appuie sur les plateaux de l'Artois (Plaine de Lens).

De ce dernier côté, elle présente au N. de Béthune, une légère échancrure formée par les collines d'Hinge et de Mont Bernenchon, prolongements de la plaine de Lens, qui séparent les eaux de la Clarence de celles de la Lave.

Sa largeur diminue de l'O. vers l'E. Elle a 23 kilomètres entre Hazebrouck et Béthune, 16 kilomètres entre Bailleul et le Maisnil, 12 kilomètres à la hauteur d'Armentières entre Neuve-Eglise (Belgique) et Pérenchies, 9 kilomètres entre Warneton et Verlinghem.

Son altitude varie de 16 à 18 m. vers le S.-O.; elle s'élève jusque 20 m. entre Armentières et Pérenchies. •

Le sol de la plaine de la Lys est presque partout formé par du limon argileux jaune, peu perméable, qui retient les eaux superficielles. Sous ce limon argileux épais de 2 à 3 m., il y a une couche de limon sableux dit sable bouillant, excessivement perméable, et toujours plein d'eau, parce qu'il repose sur la masse imperméable de l'argile des Flandres et aussi parce qu'il est en communication avec la Lys et tous ses affluents.

La coexistence d'un sol peu perméable sous un ciel pluvieux et d'une nappe aquifère à une très faible profondeur a nécessité de nombreux travaux de dessèchement. On a creusé dans toutes les directions des ruisseaux munis d'écluses, de manière à établir un drainage, qui maintient d'une manière constante le degré d'humidité nécessaire à la culture, sert d'écoulement aux pluies et conduit dans toutes les fermes, l'eau nécessaire à l'exploitation agricole. Les puits ordinaires qui s'alimentent dans les sables bouillants n'ont que quelques mètres de profondeur; mais leur

eau est de médiocre qualité. Quelques forages traversent l'argile des Flandres pour prendre l'eau dans les sables verts tertiaires ou même dans la craie. Vers l'Artois, ces sondages qui vont à la craie, fournissent des fontaines jaillissantes.

Sur la rive droite de la Lys, entre Merville et Mont Berrenchon, il y a un terroir, où l'argile des Flandres affleure à une faible profondeur. On désigne ces terres plastiques sous le nom de Pacaults; elles sont couvertes d'un limon d'altération très glaiseux, qui ne peut se travailler que lorsqu'il a été durci par la gelée.

Le long du bord sud de la Plaine de la Lys, depuis La Bassée jusqu'à la Deûle, il règne un étroit cordon, où le limon argileux n'a que peu d'épaisseur et où le terrain tertiaire se trouve à quelques décimètres de profondeur. Lorsque c'est le sable (sable d'Ostricourt), le sol y est léger, facile à travailler et cependant humide, par ce que l'affleurement du sable constitue une ligne de sources qui semblent sortir du pied des collines. Lorsque la couche tertiaire se trouve être l'argile des Flandres, elle fournit un sol également humide, mais peu perméable, que l'on cultive souvent en prairie.

Au N. de la ligne de chemin de fer de Lille à Dunkerque, le pays se modifie un peu; le limon supérieur est moins argileux, plus perméable; le limon sableux, qui est en dessous, prend une épaisseur d'une dizaine de mètres; le niveau de l'eau souterraine s'abaisse, par suite l'humidité diminue.

Le limon de cette portion du pays est excellent pour la fabrication des briques. Les bords de la Lys en aval d'Armentières et ceux de la Deûle entre Quesnoy et Deulémont, sont couverts de briqueteries depuis un temps immémorial. L'intérieur du pays fournirait des briques de même qualité,

mais l'industrie préfère la proximité du cours d'eau en raison des facilités de transport.

Sur la rive belge au N. d'Armentières il y a une bande de terrain qui, par ses principaux caractères, appartient à la plaine de la Lys, mais qui, cependant, se sépare difficilement de la Flandre.

La plaine de la Lys est très peuplée. Toutes les routes, presque tous les chemins sont de véritables rues, où les fermes et les maisons se succèdent à court intervalle. Nécessairement la petite culture y existe seule, mais il y a beaucoup moins de prairies, que ne le laisserait supposer la nature humide du sol. Autour de chaque ferme, on voit une ou deux pâtures entourées de grands arbres. Comme les fermes se trouvent le long des routes, le voyageur est enclin à exagérer le nombre des paturages et des bestiaux. C'est à peine, cependant, si les prairies naturelles constituent le huitième de la propriété.

La culture et l'industrie du lin donnent la marque caractéristique du pays. Le sol est suffisamment humide pour empêcher le dessèchement de la plante : les fossés des routes toujours pleins d'eau, facilitent le rouissage ; la densité de la population et la proximité des grandes villes fournissent l'engrais, dont le lin est avide. Réciproquement, les habitants trouvent leurs moyens d'existence dans les soins multiples de la culture et de la préparation du lin. Naguère tout le pays résonnait du bruit des macques à broyer, des rouets à filer, des métiers à tisser ; des villes, qui étaient des marchés à la toile, s'élevaient les unes sur les autres, le long de la Lys, la grande artère commerciale du pays : St-Venant, Merville, La Gorgue, Estaires, Laventie, Armentières. Actuellement, quelques-unes de ces villes ont absorbé l'industrie ; les usines ont fait taire les rouets et les métiers à la main ; mais les travaux méca-

niques de la préparation du lin, occupent encore les journées d'hiver, et au printemps on aperçoit partout à la campagne des essaims de jeunes filles nettoyant les champs, où croit la plante propre par excellence.

Sur la rive gauche de la Lys, la grande forêt de Nieppe, donne naissance à une autre industrie, celle de la construction des bateaux, très développée à Merville.

Dans la partie nord-est entre la ligne de Dunkerque et la Deûle, la culture se modifie en même temps que la nature du sol; les exploitations deviennent plus importantes, la population moins disséminée, les prairies plus rares.

La Lys coule dans une vallée très sinueuse, dont le niveau est inférieur de 1 à 2 m. à celui de la plaine. Le tracé de l'ancienne Lys n'est pas facile à retrouver sur la carte, tant la rivière a été modifiée et rectifiée pour le service de la navigation.

Tandis que vers l'E. en amont d'Estaires la Lys est simplement sinueuse, entre Estaires et Houplines elle décrit de larges sinusoides, dont les boucles, formées par les alluvions récentes, sont couvertes de prés, que les inondations engraisent presque tous les ans de leur colmatage.

En aval d'Armentières, les sinusoides diminuent et en même temps la rivière s'encaisse légèrement, les rives sont bien à 4 mètres au dessous du niveau de la plaine. Il en est de même pour la Deûle entre Quesnoy et Deulémont. Du reste pour la Deûle comme pour la Lys, l'exploitation des briqueteries tend à élargir sensiblement la vallée puisqu'on enlève toute la terre jusqu'au niveau de l'eau.

La Lys, enserrée depuis sa source dans les collines de l'Artois, pénètre à Aire dans une sorte d'entonnoir où viennent affluer avec elle, le ruisseau de Neuf-Fossé, la Melde et la Laquette.

Le ruisseau de Neuf-Fossé vient des environs d'Eblinghem où il porte le nom de Langue-Becque; il passe entre les collines de M^t d'Hiver et du Croquet à l'E., et celle de Racquinghem à l'O. C'est ce sillon qu'a emprunté le canal d'Aire à St-Omer; mais comme la pente est vers le S. on a dû creuser le canal au Nord et l'exhausser au contraire au Sud. Actuellement le ruisseau de Neuf-Fossé se réduit à quelques contrefossés qui viennent se terminer dans le marais d'Aire.

La Melde qui a sa source près de Blandecques, a été prise comme ligne de séparation du Pays de Flandre et du Pays d'Artois. Quant à la Laquette elle vient d'Erny et d'Estrées-Blanches.

Ces divers cours d'eau ont déterminé autour d'Aire la formation d'un large marais tourbeux, qui s'ouvre dans la plaine de la Lys, entre Thiennes et Isbergues par une sorte de défilé, où passent la Lys et la Laque.

On donne ce dernier nom de Laque, au fossé latéral qui borde au S. le marais d'Aire et qui, après avoir marché quelques temps parallèlement à la Lys, va s'y réunir en aval de Thiennes.

Dans la plaine de la Lys il y a de très nombreux cours d'eau, dont les vallées sont à peine indiquées par d'étroites dépressions de 1 à 2 m. de profondeur. Les moins importants prennent naissance dans la plaine même; ils sont désignés sous le nom de Becques, ou portent un nom spécial, tel que la Busnes, qui rejoint la Lys à St-Venant.

D'autres affluents de la Lys, qui sont de véritables rivières, prennent leur source en dehors de la plaine. Sur la rive gauche la Bourre, qui vient de la Flandre avec ses affluents la Steen-Becque et la Meteren-Becque, rejoint la Lys à Estaires; la Steenwerque-Becque arrive en face de Sailly.

Les affluents de la rive droite ont leur source dans

les collines de l'Artois, ce sont : la Nave qui rejoint la Clarence à Mont Bernenchon, la Clarence qui se jette dans la Lys à Calonne, la Lave qui conflue à La Gorgue, la Deûle dont l'embouchure est à Deulémont. (*Deule mound*).

Chacun de ces cours d'eau est peu important, mais leur ensemble constitue déjà une grande rivière. Au moment des pluies abondantes ou des dégels, la Lys déborde en couvrant toute sa vallée et en s'élevant même au niveau de la plaine ; son courant devient alors rapide. En temps ordinaire, il est très lent, ce qui tient au peu de pente ; le niveau des bords de la rivière est à 19 m. à Aire, à 13 m. à Armentières, à 11 m. à Menin. L'établissement de moulins et d'écluses, tant en France qu'en Belgique, ont eu pour effet, de ralentir le mouvement de l'eau. D'autres causes ont dû y contribuer.

À une époque encore indéterminée, mais que l'on peut attribuer au plus tôt aux 3^me et 4^me siècle de l'ère chrétienne, la Lys approfondissait encore son lit. Le niveau du fond de la rivière était alors près d'Armentières à 6 mètres en dessous du fond actuel. Depuis cette époque, la rivière a peu à peu comblé son lit avec des sables plus ou moins grossiers, du limon, de l'argile. Comme le cours se ralentissait à mesure que le fleuve s'exhaussait, il faut admettre que son débit diminuait en même temps.

Non seulement la Lys a façonné sa vallée, mais elle a formé la plaine elle-même, en la creusant, à l'époque pléistocène ou quaternaire, au milieu des terrains tertiaires de la Flandre.

Trois grands courants, qui avaient pour principaux affluents la Lys, la Clarence et la Lave, arrivaient à se réunir à peu de distance.

Le courant de la Lys, qui débouchait de l'O. à l'E. par le défilé de Thiennes, se trouvait repoussé vers le Nord par

le courant de la Clarence, qui le rejoignait entre Saint-Venant et Merville et par celui de la Lave, qui arrivait à Estaires. Aussi la Plaine présente sur son côté nord deux golfes opposés à ces deux courants, celui d'Hazebrouck vis-à-vis le courant de la Clarence et celui de Bailleul vis-à-vis le courant de la Lave.

C'est aussi de ce côté opposé aux courants que se déposaient les cailloux roulés. Pendant longtemps on a exploité pour les routes une ligne de silex qui se trouvait contre l'escarpement de la Flandre entre Hazebrouck et Bailleul.

Les deux courants de la Clarence et de la Lave séparés à l'origine par les collines d'Hinge et de Mont-Bernenchon se rapprochaient beaucoup en arrivant à la Lys, mais se trouvaient encore séparés par une zone plus calme où l'affouillement était moindre et où par conséquent l'argile tertiaire n'a pas été enlevée. Cette zone abritée contre la violence des courants diluviens par la saillie du Mont-Bernenchon constitue les Pacaults.

PAYS DE WEPPE

Entre la plaine de la Lys et la vallée de la Deûle, s'étend le petit plateau de Weppes, depuis La Bassée jusqu'à Verlinghem ou plutôt jusqu'au Vert-Galand. Son altitude varie de 30 à 45 m. (45 m. au fort d'Englos, 44 m. à Fournes). La pente vers la plaine de la Lys présente un léger escarpement d'une dizaine de mètres; celle qui est dirigée vers la vallée de la Deûle est plus douce, presque insensible.

Le sol du plateau est formé par le limon supérieur, le même qui couvre tout le nord de la France et qui fournit d'excellentes terres à blé et des briques de bonne qualité. Sous le limon la masse du plateau est constituée par du

sable gris-verdâtre, que l'on exploite principalement à Ennetières et qui appartient à l'assise des sables d'Ostricourt. Sur le bord nord du plateau, une couche d'argile schistoïde, partie inférieure de l'argile des Flandres, s'interpose entre le limon et le sable. On l'emploie pour faire des tuiles à Pérenchies.

Ces deux couches, argile et sable, plongent légèrement vers le N.-E. Le niveau inférieur de l'argile, qui est à 30 m. à Aubers, se trouve à 15 m. à Verlinghem.

Le Pays de Weppes est principalement occupé par la grande culture. Les habitations y sont groupées en villages, ce qui le distingue nettement de la plaine de la Lys. Cependant, la proximité de Lille et le grand nombre de routes qui se rendent à la métropole, en multipliant les maisons de campagne et les cabarets, ont modifié l'aspect primitif du pays.

La partie à sous-sol argileux du N.-O. présente un peu les caractères de la Flandre. Elle est beaucoup plus humide et les prairies y prospèrent.

PAYS DE FERRAIN

Le Ferrain est au N.-E. de la Deûle et au S. de la Lys.

On peut le limiter au S. à peu près par la ligne ferrée de Lille à Tournai, en en excluant le marais de Flers, dont il sera question plus loin, et en y adjoignant la partie belge au S. de l'Espierre jusqu'à l'Escaut.

Le sous sol est formé par l'argile des Flandres sauf sur le bord de la limite méridionale à Mons-en-Barœul, Hem, Saily, Willems, où l'on voit apparaître le sable vert tertiaire (sable d'Ostricourt), inférieur à l'argile. Cette couche de sable plonge vers le N. Sa surface supérieure tombe de l'altitude de 45 m. à Mons-en-Barœul à — 48 m. à Halluin.

Ces couches tertiaires affleurent très rarement. Partout la

surface du sol est formée par un limon stratifié, panaché et argileux. On s'en sert pour la fabrication des briques, industrie très prospère en Ferrain, par suite de l'accroissement incessant de la population. Sous la terre à briques, il y a du limon sableux, dit sable boulant, dans lequel on trouve de l'eau. C'est le niveau de beaucoup de puits; d'autres plus profonds vont dans le sable vert, mais, autour de grandes agglomérations, à Roubaix et à Tourcoing, cette nappe aquifère est aussi contaminée; elle est en outre insuffisante. Aussi on va chercher l'eau dans le calcaire carbonifère. Quelques-uns de ces forages sont d'une abondance extraordinaire; l'un d'eux, fait à Croix, donne actuellement 4 000 mètres cubes en 24 heures.

Les seuls cours d'eau importants, sont la Lys, la Deûle et la Marque, qui bordent le pays ou l'entament à peine. On doit aussi citer l'Espierre, qui se jette directement dans l'Escaut et son affluent, le Trichon, célèbres l'un et l'autre par la nature industrielle de leurs eaux.

Bien d'autres ruisseaux sont de même transformés en égouts. D'une manière générale les sources sont rares et peu abondantes. Les ruisseaux paraissent n'être que de simples fossés, souvent secs en été; mais viennent des pluies abondantes, par suite de l'imperméabilité du terrain, ils se transforment en rivières qui débordent et interrompent la circulation.

La partie occidentale du Ferrain, celle qui avoisine le confluent de la Deûle et de la Lys, ne diffère pas de la plaine de la Lys dont elle est le prolongement et à laquelle elle pourrait être réunie.

A l'E. d'une ligne allant de Lille à Comines, on voit le sol s'accidenter; il se produit une série de petites collines dont les pentes présentent en général vers le S. E. un léger escarpement argileux, tandis que vers le N.-O., elles sont insensibles et couvertes de limon.

Ces collines sont si réduites, si déprimées qu'elles ne mériteraient pas d'être mentionnées, si elles ne formaient contraste avec les plaines de la Lys et du Pays de Weppes. On pourrait considérer cette partie du Ferrain comme le prolongement élargi du plateau de Weppes, qui aurait été raviné et subdivisé par de larges vallées.

L'altitude de la plaine du Ferrain est entre 20 et 40 m. Celle des collines croît du Sud au Nord; elles atteignent leur maximum près de Wervicq et d'Halluin. Celles qui approchent de 50 m. ou dépassent cette altitude sont (1) :

Le Mont d'Halluin (69 m.) et les petites collines voisines : le Triez à Cailloux, le Dronckaert, le Triez des Prêtres.

Le Colbras (45 m. environ).

Le Mont de Wervicq (61 m.)

La petite colline de Lincelles (49 m.)

La colline de Roncq qui commence au N. de Roncq avec 43 m. et se continue vers le S. par les Chats-Huants, le Blanc Four, la Rousselle et le Blanc Bois, où elle atteint son maximum (57 m.)

La colline de Mouveaux qui se prolonge par la ferme Masure, la Croix Boulette et les Francs jusqu'à Tourcoing; elle se relie au N.-O. à la colline de Roncq par la Boutillerie; elle atteint sa plus grande hauteur (59 m.) aux Bonnets.

Autour de Tourcoing, dans le voisinage des ruisseaux, la plaine est plus découpée, il y a quelques montées telles que Neuville-en-Ferrain, la Marlière, le Sapin-Vert, le Crétinier, Wattrelos; mais elles ne peuvent pas être considérées comme des collines, puisqu'elles n'atteignent pas 40 mètres.

(1) La hauteur de Bondues porte 38 m. et celle de Mons-en-Barœul environ 45.

Une longue colline borde la rive droite de la Marque, en s'élevant de plus en plus vers l'E. et en envoyant des prolongements vers le N.

Elle se relie à l'O. à la colline de Nouveaux par le Triez (45 m.); elle est coupée par le canal en une tranchée de 7 m. de profondeur; puis elle passe rue des Ogiers, au Créchet entre Croix et Roubaix (44 m.), au réservoir du Huchon à Roubaix (49 m.) en contournant la vallée dans laquelle a été creusé le canal, devenu la promenade de Roubaix; elle se dirige ensuite en décrivant un grand cirque vers la Chapelle de Château-Fontaine (50 m), longe de nouveau la rive droite de la Marque, envoie un prolongement vers la Justice de Lannoy par les Trois Baudets (53 m.) et se termine à Saily (Vieux Saily 52 m.) par un plateau qui va au N. presque jusqu'à Toufflers. Vers l'est, après une légère dépression, on trouve la petite colline isolée de Willems, dont le sommet, au hameau du Rocmet, mesure 46 mètres.

Tout ce plateau de Saily présente une physionomie à part. La grande culture y domine; les habitations sont ramassées en villages et en hameaux; c'est déjà l'apparence du Mélantois.

Dans la partie occidentale du Ferrain la culture est analogue à celle de la Flandre.

Quant à la partie centrale, il y a encore quelques fermes importantes disséminées dans la campagne, des champs de céréales et de lin, des prairies; mais la culture recule sans cesse devant l'industrie. Roubaix, Tourcoing, Wattrelos, Lannoy, Croix, Wasquehal, Halluin, Werwick, Comines, Roncq arrivent à se toucher.

Viennent encore quelques années de prospérité, et cette partie de Ferrain, ne sera plus qu'une vaste ville industrielle.

PAYS DE COURTRAI

On peut donner le nom de Pays de Courtrai à la région belge située entre la Lys et l'Escaut et qui correspond à peu près à l'ancien *Pagus* de Courtrai. Il présente trois subdivisions physiques.



La première ou pays de Mouscron est le prolongement du Féraïn. C'est une plaine à l'altitude de 20 à 40 mètres, sur laquelle s'élèvent de petites collines plus ou moins isolées de 60 à 75 mètres d'altitude. Leurs pentes sont argileuses, mais souvent elles sont couronnées par un peu de sable tuffacé appartenant à l'assise panisélienne.

Elles se groupent en deux bandes dirigées sensiblement de l'E. à l'O. La bande méridionale près de Mouscron et la bande septentrionale qui comprend les collines de Sainte-Anne, de Belleghem, de Keyberg, etc.

Au N. du parallèle de Courtrai s'étend la grande colline d'Anseghem qui est essentiellement sableuse. Elle commence par une élévation dite le Grooteberg (72 m.); puis après une légère dépression, la colline atteint 80 mètres au N. de la station d'Anseghem; elle descend ensuite lentement jusqu'à Cruyshauten, où elle se fond dans la plaine. A l'exception des points les plus élevés, le sable est partout recouvert par le limon. Il fournit d'excellentes terres arables qui alimentent le marché d'Audenarde.

La pente de ces diverses collines, tant celle d'Anseghem que celles du Pays de Mouscron est assez rapide vers l'Escaut, tandis qu'elle est beaucoup plus douce vers la Lys. Elle se termine de ce côté par une plaine, dont le sol devient de plus en plus sableux à mesure que l'on gagne vers le Nord. L'argile des Flandres qui constitue le sous-sol retient l'eau près de la surface; la fertilité diminue; on a dû multiplier les fossés et les bouquets de bois. Ces caractères s'exagèrent au N. de la colline d'Anseghem, aux environs de Gand, où le sol, plus sableux encore, se prête à merveille aux travaux multiples de la culture jardinière.

A l'extrémité de la plaine entre le confluent de la Lys et l'Escaut, s'élève la colline Saint-Pierre qui portait la citadelle de Gand.

En résumé, le Pays de Courtrai est une région de transition. Le petit Pays de Mouscron ne peut pas se séparer du Ferrain, la colline d'Anseghem pourrait être réunie au Brabant, et la plaine belge de la Lys présente les caractères de la partie voisine de la Flandre.

Dans tout le Pays de Courtrai, la langue, les habitudes,

les demeures, la culture y sont les mêmes qu'en Flandre. Il y a cependant moins de prairies et une plus grande surface livrée à la culture du lin.

Séance du 28 Février 1894

M. Barrois annonce que la Société géologique de Londres a décerné le grand prix Wollaston à **M. Zittel**, auteur du célèbre traité de Paléontologie, traduit sous sa direction par plusieurs membres de la Société géologique du Nord.

M. Ladrière présente quelques observations au sujet d'un travail publié par **M. de Munck** sur le quaternaire des environs de Mons.

M. Gosselet expose quelques faits sur la *Géologie des environs de Guiscard*.

Séance du 14 Mars 1894

M. Meyer lit le rapport de la Commission des Finances sur les dépenses de 1893 et sur le budget de 1894. La Société adopte les propositions de la Commission et vote des remerciements au trésorier, **M. Crespel**.

M. Gosselet fait une communication sur la *Plaine de la Lys*.

M. Charles Barrois fait la communication suivante :

Le Massif granitique de Moncontour
(*Côtes-du-Nord*)

Le Massif granitique de Moncontour, doit à son gisement un intérêt tout particulier, parmi les intéressants massifs granitiques de Bretagne ; non seulement il est postérieur

au carbonifère, mais son intrusion est même postérieure au ridement qui affecte les couches carbonifères de la région.

Situé à l'est du bassin carbonifère de Corlay, dont la terminaison se fait de ce côté par une série de digitations, ou petites ondes synclinales, au nombre de 5, séparées par d'étroits anticlinaux dévoniens, en couches verticales, ce massif de granite traverse toutes ces rides du sol carbonifère. La carte géologique au 1/80.000 que nous mettons sous les yeux de la Société, montre que ce massif de granitite porphyroïde, de plus de 100 kilomètres carrés d'étendue, traverse indistinctement toutes ces ondes, en se substituant complètement aux couches carboniféro-dévoniennes, dont il a pris la place, tranquillement, en les absorbant dans sa masse, sans les soulever, ni les déplacer. Elles ont été si peu dérangées horizontalement, que nous avons pu raccorder sur la carte, à 10 kilomètres de distance, des deux côtés du massif, les petites ondes synclinales, que le granite est venu interrompre et remplacer sur une partie de leur étendue. Les plis du bassin de Corlay, amorcés à O. du massif granitique, se retrouvent suivant la même direction et à la même altitude, à E. de ce massif, sous forme de témoins, où des lambeaux dévoniens remplissent des cuvettes isolées, dans les schistes *longmyndiens* de Saint-Lô.

Excursion géologique du 22 Avril 1894

La Société s'était donnée rendez-vous à la Halte du Pied-de-Bœuf à 8 heures 45.

Elle a visité la tuilerie de M. Wallerand à Roncq ; puis elle s'est rendue au Mont d'Halluin. Après un déjeuner à Halluin, elle a exploré le Mont du Colbras et est arrivée à

Bousbecques, où M. Binet, directeur des eaux de Roubaix-Tourcoing, a fait visiter l'usine qui porte les eaux de la Lys dans ces deux villes.

Quelques membres ont pris le chemin de fer à la station du Pellegrin; d'autres ont été le chercher à Comines; d'autres enfin sont allés jeter un coup d'œil sur le magnifique panorama du Mont de Wervicq, puis sont revenus à Lille à pied.

Il sera fait ultérieurement un compte-rendu scientifique de cette excursion.

Séance du 25 avril 1894

Le Président présente les félicitations de la Société à M. **Ladrière** qui vient d'être nommé *Officier de l'Instruction publique* pour ses travaux de Géologie.

La Société décide qu'elle fera les *Excursions* suivantes : à Cassel, à Hargicourt pour l'étude des phosphates, à Boulogne-sur-Mer, à Tournai.

M. Gosselet annonce à la Société que, dans la dernière séance de la *Société géologique de France*, M. **Boule** a rendu compte d'une excursion qu'il vient de faire aux environs du Havre avec la *Société normande d'Études pré-historiques*.

Il s'agissait d'étudier un gisement de silex taillés quaternaire, situé actuellement au niveau des plus basses mers, ainsi que la composition du limon des plateaux qui dominent le Havre.

M. Boule a eu le plaisir de retrouver, sur ces plateaux, les trois assises de limons reconnues par M. Ladrière dans le Nord de la France. Ces trois assises sont en superposition directe et séparées l'une de l'autre par un cailloutis. C'est dans le cailloutis inférieur qu'ont été trouvées de très belles pièces osseuses d'*Elephas primigenius*, de *Rhinoceros*

tichorhinus, etc., en compagnie de pierres taillées, à la fois suivant le type de Chelles et de Saint-Acheul, et suivant le type du Moustier.

M. Gosselet présente, de la part de M. Jannel, son Étude géologique sur la ligne de Remiremont à Cornimont.

Il lit la note suivante envoyée par le même Membre.

Alluvions des plateaux et essai sur la genèse des vallées

par M. Ch. Jannel

(Extrait de l'Étude géologique de la ligne de Remiremont à Cornimont).

En 1881, dans une note à la Société géologique du Nord, j'ai fait ressortir la liaison que présentent, dans les Ardennes, le poudingue de la base du Lias et les alluvions voisines, qui s'étendent sur les Terrains primaires. Cette observation peut se généraliser.

Dans la série géologique, certaines couches sédimentaires renferment invariablement des galets étrangers qui ne sont autres que des alluvions d'époques diverses rencontrées et englobées par de nouveaux sédiments. Cette interprétation est, je crois, incontestable.

Si l'on considère, par exemple, le Grès vosgien, les galets dont il est chargé, proviennent tous de la destruction de roches préexistantes, quartz, quartzites, granites, gneiss, etc., ne différant souvent en rien des alluvions des hauteurs voisines. Il est permis d'en déduire que ces alluvions ont précédé la formation du Grès vosgien et lui ont fourni l'apport de leurs éléments.

Les alluvions des plateaux apportent encore un autre enseignement : elles se trouvent quelquefois isolées à plus de 100^m au-dessus des vallées, et très éloignées de leur lieu d'origine. On ne peut admettre qu'elles aient été trans-

portées et étalées à ce niveau, en franchissant une suite de dépressions profondes ; ce serait supposer une série de cours d'eau d'un volume difficilement acceptable. Il parait plus naturel de penser que ces alluvions ont été entraînées et abandonnées avant tout creusement aval, ce qui explique leur dispersion et conduit à aborder la genèse des vallées. Voici ce qu'on peut concevoir :

Les premières dislocations subies par l'écorce terrestre, se sont forcément portées sur les roches primordiales et s'y sont traduites en partie par des effondrements linéaires, où les eaux déblayaient journellement les décombres. Ce serait là l'origine des vallées primitives. Du reste, les phénomènes atmosphériques ont dû également exercer leur influence dès cette époque et donner quand même lieu à des vallées.

A mesure que les dislocations s'accroissaient ou se multipliaient, que le sol s'élevait au-dessus des mers, que des galets de rivage se formaient, que des sédiments se déposaient, les vallées se prolongeaient et s'approfondissaient de plus en plus, ce qui justifie leur vide actuel et la disparition presque complète des matériaux de démantèlement. Les mouvements orogéniques favorisaient ou déplaçaient les centres d'action des eaux et de la sédimentation. Les alluvions des plateaux, hors de l'atteinte des courants, ou respectées par le retour des mers, ou englobées par de nouveaux sédiments, marqueraient l'ordre chronologique de l'avancement des vallées de l'amont à l'aval.

Depuis les beaux travaux de M. Daubrée, on sait que les cassures terrestres sont disposées par réseaux conjugués, et que les vallées sont la révélation de cette disposition. Ces principes font parfaitement comprendre les diverses séries de parallélismes des vallées d'une même région et les changements de direction de la vallée principale.

Comme corollaire des considérations précédentes, on peut se demander si les anciens glaciers dont l'extension ne

fait, du reste, aucun doute, avaient bien l'épaisseur énorme qu'on leur attribue, et s'il ne conviendrait pas d'interpréter différemment les faits observés. On pourrait admettre, soit des mouvements inter ou post-glaciaires, soit des phénomènes orographiques analogues à ceux que représentent les vallées actuelles et les alluvions des plateaux.

Les cailloux roulés qui parsèment les moraines ne seraient autres que des alluvions antérieures aux glaciers, et reprises depuis par les glaces.

En résumé, d'une part, le travail originel des vallées exigerait moins d'eau, d'autre part, le travail des glaciers secondé par des mouvements du sol exigerait moins de glace. C'est une simplification qui mérite examen.

Plusieurs Membres de la Société font des observations à propos de cette note, dont ils ne peuvent accepter les idées.

M. Parent fait les communications suivantes :

La Faune des Sables de Mons-en-Pévèle

par M. H. Parent

Tandis qu'en Belgique les sables de *Mons-en-Pévèle* contiennent une faune relativement riche, surtout aux environs de Renaix et de Bruxelles, cette formation paraît ne renfermer dans le Nord que quelques rares fossiles ; la colline de Mons-en-Pévèle elle-même, qui a donné son nom à cette importante subdivision de l'étage Yprésien, n'avait fourni jusqu'ici que quelques espèces répandues communément dans tous les points où ces sables sont signalés : *Nummulites planulata*, *Turritelia edita*, *Ditrupa planata* ; MM. Ortlieb et Chelloneix, dans leur grand travail sur les formations tertiaires du Nord de la France et de la Belgi-

que, avaient cependant réussi à y ajouter les espèces suivantes :

Cardita elegans ?

Cytherea suessoniensis.

Lima voisine de l'obliqua.

A la rareté des fossiles il fallait ajouter le manque presque absolu d'affleurements ; mais depuis quelque temps de grands travaux exécutés au sommet de la colline de Mons-en-Pévèle, en vue d'amener les eaux à Roubaix et à Tourcoing, ont entamé la formation yprésienne sur une épaisseur notable ; les membres de la Société géologique du Nord ont pu s'en rendre compte dans une excursion récente (1).

Les tranchées pratiquées dans les sables de Mons-en-Pévèle ont permis de faire des recherches qui, pour la première fois, ont été fructueuses : Un chercheur infatigable, M. l'abbé Hérent, y a recueilli avec une grande patience une très belle collection qu'il a offerte au Musée de Lille et qui est exposée dans les vitrines du Musée de Géologie ; à cette collection viennent s'ajouter des espèces trouvées sur le flanc de la colline, au Moulin de la Vincourt et dans le village.

M. l'abbé Hérent devant publier sous peu un rapport sur les observations qu'il a faites à Mons-en-Pévèle, je ne m'occuperai ici que de la détermination des fossiles qu'il m'a confiés.

I. MOULIN DE LA VINCOURT. — DE LA CÔTE 57 A LA CÔTE 60
(sable).

Xanthopsis bispinosus, Bell : Fossil malacost. crust. of great Britain, p. 17, pl. 1, var. 10.

(1) Voir CH. MAURICE : compte-rendu de l'excursion du 22 octobre 1893 à Mons-en-Pévèle. Bull. de la Soc. géol. du Nord. Tome XXI, p. 328.

- Voluta elevata*, Sow. = *Voluta ambigua*, Lam.; Deshayes, Descr. des coq. foss. des env. de Paris, vol. 3, p. 591, pl. 93, fig. 10 et 11.
- Turritella edita*, Sow.; Min. Conch., pl. 51, fig. 7 (rare).
- Vermetus Bognoriensis*, Sow.; Dixon: The geol. of Sussex, pl. 14, fig. 3.
- Ostrea multicostata*, Desh. Descr. des animaux sans vert. Tome 2, p. 118, pl. 57, fig. 3 à 6. Espèce moins allongée que l'*Ostrea multicostata* de Cuise, se rapprochant un peu de l'*O. flabellula* (peu abondante).
- Ostrea rarilamella*, Desh. Desc. des an. sans vert. vol. 2. p. 109, pl. 81 et 82, fig. 1 et 2. Cette forme paraît abondante; débris nombreux.
- Exogyra*, ind. — Crochet fortement recourbé sur le côté; côtes radiaires peu visibles.
- Pecten corneolus*, Wood; A monograph of the eocene mollusca, p. 39, pl. 9, fig. 74.
- Pecten Laudunensis*, Desh. Descr. des an. sans vert. Tome 2, p. 73, pl. 79, fig. 7 et 9.
- Pecten squamula*, Lam.; Desh. Desc. des coq. foss. Tome 1, p. 304, pl. 45, fig. 16 et 17.
- Arca interposita*, Desh. Descr. des an. sans vert. vol. 1, p. 892, pl. 67, fig. 11 à 13.
- Nucula fragilis*, Desh. Desc. des an. sans vert. Tome 1, p. 821.
- Cardium porulosum*, Lam.; Desh. Descr. des coq. foss. Tome 1, p. 169, pl. 30, fig. 1 à 4.
- Lucina crenularis*, Desh. Descr. des an. sans vert. Tome 1, p. 665, pl. 42, fig. 20.
- Diplodonta* ind.
- Cardilia* sp. — Le genre *Cardilia* n'est représenté dans l'ouvrage de Deshayes que par une seule espèce: *C. Michelini* des sables de Beauchamp; l'espèce de Mons-en-Pévèle en diffère par des côtes radiaires situées sous le crochet.
- Cardita planicosta*, Lam.; Desh. Descr. des coq. foss., vol. 1, p. 149, pl. 24, fig. 1 à 3.
- Cardita aizycensis*, Desh. Descr. des an. sans vert. Tome 1, p. 762, pl. 61, fig. 32 à 34.

- Cardita decussata*, Lam. ; Desc. des coq. foss. Tome 1, p. 159,
pl. 26, fig. 7 et 8.
Cytherea suessoniensis, Desh. Desc. des an. sans vert. Vol. 1,
p. 446, pl. 30, fig. 22 à 25.
Corbula regulbiensis, Morris ; Desh. Descr. des an. sans vert.
Vol. 1, p. 228, pl. 12, fig. 1 à 6.
Ditrupa planata, Sow. Min. Conch., pl. 79, fig. 1.
Eschara excavata, Mich. Iconogr., p. 174, pl. 46, fig. 17 (très
abondant).
Nummulites planulata, Brug. Lamark. An. sans vert, p. 619.

II. MOULIN DE LA VINCOURT. — CÔTE 60 (argile)

- Lamna elegans*, Ag. Dixon. Geol. of Sussex, pl. 10, fig. 28 à 31.
Otodus obliquus, Ag. Dixon., loc. cit., pl. 10, fig. 32 à 35.
Otodus Rutoti, Winkl. Arch. du musée Teyler, vol. 4, fasc. 1.
Galeocerdo latidens, Ag. Dixon, loc. cit., pl. 11, fig. 22 et 23.
Myliobates ind. — (Débris très abondants).
Xanthopsis bispinosus, Bell. ; loc. cit., pl. 1, fig. 1, 2. 4
(débris nombreux).
Turritella edita, remaniées.
Pecten corneolus, Wood, loc. cit., pl. 9, fig. 7^a.

III. MONS-EN-PÉVÈLE. — CÔTE 92.

- Otodus*, ind.
Myliobates, ind.
Xanthopsis, ind.
Turritella edita, Sow., loc., cit.
Natica, ind.
Pecten corneolus, Wood ; loc., cit. (abondant).

IV. TRANCHÉES DE MONS-EN-PÉVÈLE. — CÔTE 103 (Banc calcaire) et CÔTE 104 (sable).

- Gavialis Diconi*, Dixon, Geol. of Sussex, pl. XII, fig. 24.
Enchodus Bleckeri, Winkl, Arch. du musée Teyler, vol. IV,
fasc. I.
Cœlorhynchus rectus, Ag., Dixon, loc. cit., pl. 10, fig. 14 à
17 et pl. 11.
Pycnodus, ind.

- Corax fissuratus*, Winkl., loc. cit., vol. 3, fasc. 4.
Lamna elegans, Ag Dixon, loc. cit.
Otodus Rutoti, Winkl., loc. cit., vol. 4, fasc. 1.
Myliobates toliapicus, Ag. Dixon, loc. cit., pl. XI. et XII.
Etobates, ind (voir Dixon, pl. XI).
Xanthopsis, ind.
Murex plicatilis, Desh. Desc., des coq. foss. Tome 3, p. 330,
pl. 88. fig. 1 à 3.
Fusus semiplicatus, Desh. Desc. des an. sans vert. Tome 2,
p. 554, pl. 76, fig. 37 et 38.
Fusus, ind.
Olioa mitreola, Lam.; Desh. Desc. des an. sans vert. Tome 2,
p. 742, pl. 96, fig. 21 et 22.
Voluta elevata, Sow. loc. cit.
Natica, sp. ?
Natica sinuosa ? d'Orb. Desh. Descr., des coq. foss. Tome 3,
p. 78, pl. 67, fig. 11 à 13,
Turritella edita, Sow.; loc. cit. (abondante dans le banc
calcaire).
Ostrea multicosata, Desh., loc. cit. (très abondante dans le
sable).
Anomia primæva, Desh. Desc. des coq. foss. Tome 2, p. 132,
pl. 85. fig. 10 à 12.
Cytherea, ind. (moules internes).
Nummulites planulata (peu abondante).

V. TRANCHÉES DE MONS-EN-PÉVÈLE. — CÔTE 107
(Argile sableuse).

- Murex foliaceus*, Desh. Desc. des an. sans vert. Tome 3,
p. 324, pl. 87, fig. 27 à 30.
Cassidaria diadema, Desh. Desc. des an. sans vert. Tome 3,
p. 476.
Voluta ambigua, = V. elevata, Sow. loc. cit.
Natica, ind.
Nerita ?
Turritella edita, Sow. loc. cit. (abondante).
Dentalium sp. ?
Ostrea multicosata, Desh, loc. cit. (rare).
Pecten corneolus, Wood, loc. cit.

- Pecten 30-radiatus*; Sow, Wood, loc. cit., p. 39. pl. 9, fig. 7.
Cardium porulosum, Lam.; Desh., loc. cit.
Lucina squamula, Desh. Desc. des coq. foss. Tome 1, p. 105,
pl. 17, fig. 17 et 18 (abondante).
Diplodonta aixyensis, Desh. Desc. des an. sans vert. Tome 1,
p. 612, pl. 47, fig. 13 à 16.
Crassatella trigonata, Lam.; Desh. Desc. des an. sans vert.
Tome 1, p. 751, pl. 3, fig. 4 et 5.
Cardita decussata, Lam.; Desh. Desc. des coq. foss. Tome 1,
p. 159, pl. 26, fig. 7 et 8.
Tellina, ind.
Vermetus, ind.
Nummulites planulata (rare).

VI. TRANCHÉES DE MONS-EN-PÉVÈLE. -- CÔTE 107
(Sable et grès).

- Lamna elegans*, Ag. Dixon, loc. cit.
Otodus Vincenti. Winkl. loc. cit., vol. 4, fasc. 1.
Otodus macrotus, Ag., vol. 3, pl. 32, fig. 29.
Myliobates, ind.
Pristis Hastingsiæ, (dent rostrale); Dixon, loc. cit. pl. 12,
fig. 6.
Xanthopsis, ind.
Natica semipatula, Desh. Desc., des coq. foss. Tome 3,
pl. 65, fig. 23 à 25.
Natica sinuosa, d'Orb.; Desh., loc. cit.
Turritella edita, Sow., loc. cit.
Ostrea multicostrata. Desh., loc. cit. (très abondante).
Pecten corneolus, Wood, loc. cit.
Pecten Prestwichii, Morris; Wood, Eoc. moll., p. 42, pl. 8,
fig. 7.
Pecten 30-radiatus. Sow.; Wood, loc. cit. (abondant).
Crassatella propinqua, Watelet, Rech. sur les S. tert. des
env. de Soissons, pl. 1, fig. 9 à 12.
Cytherea proxima, Desh. Descr. des coq. foss. Tome 1, p. 435,
pl. 30, fig. 31 à 34.
Cardium fraudator, Desh. Descr. des coq. foss. Tome 1, pl.
54, fig. 7 et 8.

Ditrupa planata, Sow., loc. cit.

Serpula sp. ?

Nummulites planulata (très abondante).

Les fossiles recueillis à la base du mont, au Moulin de la Vincourt diffèrent sensiblement des espèces du sommet ; outre la présence de formes qui ne se montrent pas plus haut, comme *Pecten squamula*, *Pecten Laudunensis*, *Nucula fragilis*, *Cardita aizyensis*, etc, il faut noter surtout l'abondance de l'*Ostrea rarilamella* qui, à Mons-en-Pévèle, paraît cantonnée à la base des sables.

L'*Ostrea rarilamella* existe en Belgique à différentes hauteurs ; on la signale tantôt à la base, tantôt au sommet, parfois même dans toute la formation. Dans le bassin de Paris au contraire, comme à Mons-en-Pévèle, elle caractérise la partie inférieure des *Sables de Cuise* (horizon d'*Aizy*).

Il existe une autre particularité très curieuse dans la faune du Moulin de la Vincourt : M. l'abbé Hérent signale au-dessus des sables à *O. rarilamella* un banc d'argile grise qui contient des fossiles complètement différents : abondance des poissons et des crustacés, disparition complète des mollusques (j'ai signalé la *Turritella edita*, mais elle est remaniée).

On trouve donc à la partie inférieure des sables de Mons-en-Pévèle une modification à la fois dans le terrain et dans la faune, indiquant un retour du facies argileux des Flandres ; le changement dans la sédimentation a suffi pour modifier complètement la faune ; à Roubaix, où l'assise est uniquement composée d'argile, elle ne contient que quelques espèces, squales et crustacés, associées à des moules internes roulés de turritelles (canal de Roubaix). Cette constatation prouve une fois de plus que l'*Argile de Roubaix* et les *Sables de Mons-en-Pévèle*, formations en apparence bien différentes, sont du même

âge, comme l'a d'ailleurs démontré M. Gosselet. La première se déposait au large dans une mer dont Mons-en-Pévèle occupait le rivage.

La présence de nombreux lits de sable argileux et de calcaire, intercalés dans la masse essentiellement sableuse de Mons-en-Pévèle, amène également des variations dans la faune. Dans les sables les lamellibranches sont nombreux ; certaines espèces comme *Ostrea multicosata*, *Pecten corneolus*, *P. 30-radiatus* abondent ; la *Nummulites planulata* pullule ; au contraire dans l'argile sableuse elle est rare et associée à quelques gastéropodes qui manquent dans le sable : *Murex*, *Cassidaria*, *Voluta*, etc. ; enfin dans le banc calcaire de la côte 103 les gastéropodes l'emportent en nombre sur les lamellibranches.

En considérant en son ensemble la liste des fossiles trouvés par M. l'abbé Hérent, on remarque que les lamellibranches sont beaucoup plus abondants que les gastéropodes ; sur les 66 espèces qu'elle comprend il n'existe que 14 gastéropodes, tandis que les lamellibranches atteignent le chiffre de 30 ; chaque espèce est d'ailleurs représentée chez les lamellibranches par un grand nombre d'échantillons (particulièrement les *huîtres* et les *peignes*) ; au contraire beaucoup de gastéropodes, comme *Murex plicatilis*, *Murex foliaceus*, *Fusus semiplicatus*, *Oliva mitreola* n'ont fourni qu'un seul exemplaire.

Nous avons réuni dans le tableau suivant toutes les espèces de Mons-en-Pévèle, avec l'indication de leur présence dans le bassin belge et le bassin parisien ; nous nous sommes servi pour cette comparaison de la liste dressée par MM. Rutot et Vincent dans la *Géologie de la Belgique*, de M. Mourlon.

MONS-EN-PÉVÈLE	Belgique	Bassin de Paris
Reptiles		
1. <i>Gavialis Daxoni</i> r.	»	»
—		
Poissons		
2. <i>Enchodus Bleckeri</i> r.	c	»
3. <i>Cælorhynchus rectus</i> c.	c	»
4. <i>Iamna elegans</i> c.	c	»
5. <i>Otodus obliquus</i> r.	r	»
6. <i>Otodus macrotus</i> c.	c	»
7. <i>Otodus Rutoti</i> r.	r	»
8. <i>Otodus Vincenti</i> r.	c	»
9. <i>Galeocерdo latidens</i> r.	r	»
10. <i>Corax fissuratus</i> r.	r	»
11. <i>Pycnodus ind.</i> r.	»	»
12. <i>Pristis Hastingsæ</i> r.	»	»
13. <i>Myliobates toliapicus</i> c.	c	»
14. <i>Myliobates ind.</i> c.	»	»
15. <i>Ætobates ind.</i> r.	»	»
—		
Crustacés		
16. <i>Xanthopsis bispinosus</i> c.	r	»
17. <i>Xanthopsis ind.</i> c.	»	»
—		
Gastéropodes		
18. <i>Murex plicatilis</i> r.	»	c
19. <i>Murex foliaceus</i> r.	»	c
20. <i>Fusus semiplicatus</i> r.	»	c
21. <i>Fusus ind.</i> r.	»	»
22. <i>Cassidaria diadema</i> c.	r	c
23. <i>Voluta elevata</i> = <i>V. ambigua</i> c.	c	c
24. <i>Oliva mitreola</i> r.	»	c
25. <i>Natica semipatula</i> c.	c	c

MONS-EN-PÉVÈLE	Belgique	Bassin parisien
26. <i>Natica sinuosa</i> c..	r	c
27. <i>Natica id.</i> c..	»	»
28. <i>Nerita ?</i> r..	»	»
29. <i>Turritella edita</i> c..	c	c
30. <i>Vermetus Bognoriensis</i> c..	c	»
31. <i>Dentalium sp ?</i> r..	»	»
Lamellibranches		
32. <i>Ostrea rarilamella</i> c..	c	c
33. <i>Ostrea multicosata</i> c..	»	c
34. <i>Exogyra sp ?</i> r..	»	»
35. <i>Anomia primæva</i> r..	c	c
36. <i>Pecten corneolus</i> c..	c	r
37. <i>Pecten Laudunensis</i> r..	»	c
38. <i>Pecten squamula</i> r..	»	c
39. <i>Pecten 30 radiatus</i> c..	r	»
40. <i>Pecten Prestwichii</i> r..	r	l
41. <i>Lima aff. obliqua</i> r..	»	r
42. <i>Arca interposita</i> r..	»	c
43. <i>Nucula fragilis</i> r..	r	c
44. <i>Cardium porulosum</i> c..	l	c
45. <i>Cardium fraudator</i> r..	r	r
46. <i>Lucina squamula</i> c..	c	c
47. <i>Lucina crenularis</i> r..	»	c
48. <i>Diplodonta Aizyensis</i> c..	»	c
49. <i>Diplodonta ind. sp. ?</i> c..	»	»
50. <i>Crassatella trigonata</i> r..	»	c
51. <i>Crassatella propinqua</i> r..	c	c
52. <i>Cardita planicosta</i> r..	r	c
53. <i>Cardita elegans ?</i> r..	»	c
54. <i>Cardita Aizyensis</i> c..	c	c
55. <i>Cardita decussata</i> r..	»	c
56. <i>Cardilia sp.</i> r..	l	l
57. <i>Cytherea suessoniensis</i> c..	»	c
58. <i>Cytherea proxima</i> r..	r	c

MONS-EN-PÉVÈLE	Belgique	Bassin parisien
59. <i>Cytherea ind.</i> c..	»	»
60. <i>Tellina ind.</i> r..	»	»
61. <i>Corbula regulbiensis</i> r..	r	c
—————		
Bryozoaires		
62. <i>Eschara excavata</i> c..	?	?
—————		
Annélides		
63. <i>Ditrupa planata</i> c..	c	»
64. <i>Serpula sp ?</i> r..	»	»
65. <i>Vermetus ind</i> r..	»	»
—————		
Foramimifères		
66. <i>Nummulites planulata</i> c..	c	c

La classe des Poissons est représentée à peu près par toutes les espèces qui, aux environs de Bruxelles, caractérisent l'Yprésien supérieur ; à signaler la présence du genre *Galeocerdo* peu répandu dans les terrains tertiaires du nord de la France; *Pristis Hastingsiæ* est une espèce abondante en Angleterre.

Les Gastéropodes nous offrent surtout des formes propres au bassin parisien : *Murex plicatilis*, *Murex foliaceus*, *Fusus semiplicatus*, *Oliva mitreola*, *Cassidaria diadema* (espèce rare en Belgique) et quelques espèces communes aux deux bassins, comme *Natica semipatula*, *Natica sinuosa*, *Volva elevata* ; aucune forme particulière au bassin belge ne se montre à Mons-en-Pévèle.

La liste des Lamellibranches contient également des espèces connues à la fois dans le bassin de Paris et aux environs de Renaix et de Bruxelles ; ce sont principalement :

Ostrea rarilamella, *Anomia primæva*, *Pecten corneolus*, *Lucina squamula*, *Cardita planicosta*, *Cardita aizyensis*, *Crasatella propinqua*, *Cytherea proxima*, etc.

Les formes spécialisées dans le bassin parisien sont nombreuses, comme *Ostra multicosata*, *Pecten squamula*, *Pecten Laudunensis*, *Arca interposita*, *Cardium porulosum*, *Diplodonta Aizyensis*, *Cardita decussata*, *Cytherea suessoniensis*.

Il semble donc exister une parenté étroite entre la faune de Mons-en-Pévèle et celle qui dans le bassin de Paris caractérise les *Sables de Cuise* ; cependant si de nombreuses espèces de Cuise existent à Mons-en-Pévèle, les principales formes caractéristiques de cette assise n'y ont pas de représentants et en particulier les gastéropodes qui la font reconnaître à première vue : *Nerita Schmidelliana*, *Fusus longævus*, les *Volutes*, les *Cérites* (*C. acutum*, *C. papale*) sans parler des lamellibranches qui les accompagnent, comme *Pectunculus polymorphus*, *P. ovatus*, etc.

Au contraire presque toutes les espèces qui indiquent la présence de l'Yprésien supérieur en Belgique se retrouvent à Mons-en-Pévèle.

En résumé, les *Sables de Mons-en-Pévèle*, tout en contenant la faune des couches à *Nummulites planulata* de Belgique, se rapprochent des *Sables de Cuise* par un assez grand nombre d'espèces considérées comme étant propres au bassin parisien.

Séance du 9 mai 1894.

M. Parent envoie la communication suivante :

Notes sur les Sables du Bois de Fiennes
Présence du terrain Néocomien dans le Boulonnais,
par M. H. Parent.

Il existe dans le bois de Fiennes une épaisse couche de sables qui repose sans intermédiaire sur les terrains

primaires et qui est surmontée par l'argile noire du Gault ; ces sables qui s'étendent au sud-est dans la direction d'Hardinghem et au nord-est vers Fiennes, se voient rarement à découvert ; ils sont surtout visibles sur la lisière du bois, au midi.

En ce point, grâce aux travaux exécutés pour l'extraction du phosphate, on peut se rendre compte de leur position.

J'ai pu relever la coupe suivante dans le tunnel de l'exploitation ; M. l'ingénieur Saboul a eu l'obligeance de compléter mes observations par quelques renseignements :

- 4 Argile noire, devenant grise en séchant, visible sur plusieurs mètres.
- 3 Couche de nodules de phosphate de chaux, de grande taille, dans une argile sableuse noirâtre : 0,10 à 0,20 c.
- 2 Sable glauconieux de couleur verte, contenant de nombreux petits galets de quartz et des parties graveleuses ; nodules phosphatés de petite taille disséminés dans toute la couche ; nombreuses masses de grès concrétionné, très dur au centre, à surface irrégulière... 3 à 4 m.
- 1 Sable jaune.

Cette dernière assise sableuse ne se voit pas très bien dans l'exploitation ; mais en suivant la route qui monte du bois de Fiennes à Locquinghem on arrive rapidement à une tranchée qui se développe des deux côtés de la route. On peut découvrir dans le talus de gauche, au début de cette partie encaissée :

- 1 Dolomie carbonifère, surmontée immédiatement par
- 2 Sable jaune, fin, disposé en une couche continue d'environ 3 m. d'épaisseur.

La partie supérieure de ce sable se voit dans le talus de droite et se présente :

- 3 Tuf sableux, très tendre, pétri d'empreintes végétales 0,20 à 0,30 c.

- 4 Sable jaune, un peu glauconieux, surtout dans le haut : environ 1 m.
5 Sables glauconieux avec nodules phosphatés (remaniés dans les champs, un peu plus haut).

Enfin, à l'entrée du village de Locquinghem, on exploite pour tuiles et poteries l'argile noire du Gault.

L'argile noire et la couche de nodules phosphatés inférieure contiennent une faune bien connue, caractéristique de la zone à *Ammonites interruptus*; la première renferme à Locquinghem *Inoceramus concentricus* en immense quantité; à signaler dans la couche de phosphate les fossiles suivants, très abondants :

<i>Ammonites interruptus.</i>	<i>Inoceramus concentricus.</i>
<i>id. Raulinianus.</i>	<i>Venus Vibrayeana.</i>
<i>Nautilus Clementinus.</i>	<i>Teredo argonnensis.</i>
<i>id. Bouchardianus.</i>	

Les *Ammonites* et les *Nautilus* sont presque tous de très grande taille.

Quel est l'âge des sables verts du Bas-Boulonnais ? Cette question posée à plusieurs reprises n'a pas été complètement résolue; néanmoins on est actuellement d'accord pour ranger les sables et grès verts dans l'étage Albien (partie inférieure : *Folkestone beds*), d'après quelques fossiles recueillis à Wissant et à Wierre-au-Bois (1).

Cette zone est beaucoup plus riche en fossiles au Bois de Fiennes.

J'ai recueilli aux abords de l'exploitation, dans les sables rejetés du tunnel, un assez grand nombre d'espèces que je cite plus haut; j'ai été surpris de trouver réunis les fossiles caractéristiques de l'assise à *Ammonites interruptus* et

(1) CH. BARROIS : Mém. sur le Terr. crétacé des Ardennes et des régions voisines, page 260.

certaines formes du *Lower-green-saad* anglais. Il me semble impossible d'admettre un mélange de ces deux faunes, aussi je les sépare en deux groupes distincts ; toutefois je ne puis rien certifier, n'ayant trouvé aucun fossile en place.

Le premier groupe renferme les espèces suivantes, provenant de la partie inférieure des sables :

<i>Ammonites mamillaris</i> (rare)	<i>Trigonia Fittoni</i> .
<i>Terebratula praelonga</i> .	<i>id. aliformis</i> .
<i>Rhynchonella lata</i> .	<i>Arca carinata</i> .
<i>Turritella Vibrayeana</i> .	<i>Nucula arduennensis</i> .
<i>Pleurotomaria gurgitis</i> .	<i>Cardium Raulinianum</i> .
<i>Rostellaria costata</i> .	<i>Panopæa acutisulcata</i> .

c'est-à-dire une faune se rapprochant par quelques-unes de ses espèces de l'étage Aptien ; néanmoins la présence de l'*Ammonites mamillaris* doit la faire ranger à la base de l'Albien :

Le second groupe comprend :

<i>Otodus appendiculatus</i> .	<i>Dentalium decussatum</i>
<i>Ammonites interruptus</i> (très abondante).	(très abondant).
<i>Ammonites Raulinianus</i> .	<i>Thetys minor</i> (très abond.)
<i>Belemnites minimus</i> .	<i>Venus Vibrayeana</i> (abond.)
<i>Scalardia abbreviata</i> .	<i>Nucula pectinata</i> .
<i>id. Dupiniana</i> (abond.)	<i>Inoceramus concentricus</i> .
<i>Natica gaultina</i> .	<i>id. sulcatus</i> .
<i>Pleurotomaria sp.</i>	<i>Pecten laminosus</i> .
	<i>Ostrea lateralis</i> .
	<i>Polypiers</i> .

Tous ces fossiles sont caractéristiques de l'assise à *Ammonites interruptus* et se retrouvent dans la couche de phosphate de chaux supérieure.

Ainsi donc, à moins d'admettre la réunion de deux faunes, toujours séparées, il faut diviser les sables verts en deux parties, la base contenant la faune de l'assise à

Ammonites mamillaris, la partie supérieure se rattachant par ses fossiles à l'argile à *Ammonites interruptus*.

Il me reste à examiner les sables jaunes inférieurs ; mes recherches ne m'ont pas fourni d'autres fossiles que des *végétaux*, très nombreux et parfois bien conservés ; mais tout récemment M. Rigaux m'a communiqué une *Trigonia aliformis* qu'il a trouvée dans le sable de la tranchée dont j'ai parlé plus haut.

Il est très intéressant de constater la présence de la *Trigonia aliformis* sous les sables verts à *Ammonites mamillaris* ; en effet à Fiennes il manque entre les sables verts et les sables jaunes l'argile noire de Wissant à *Ostrea Leymerii* ; *Ostrea aquila* que l'on range dans les *Sandgatebeds* (1) ; on ne peut donc placer les sables jaunes de Fiennes à *Trigonia aliformis* que dans les *Hythe-beds* ou l'*Atherfield-clay*, c'est-à-dire dans l'étage *Néocomien*.

Ces sables ne s'étendent pas bien loin ; ainsi à Hardingham j'ai relevé, guidé très obligeamment par M. Ludovic Breton, les couches suivantes non loin des fosses de la Providence et de la Renaissance :

6 Argile du Gault	} Albien.
5 Couche de nodules de phosphate de chaux.	
4 Sables verts	
3 Sable ferrugineux... 2 m. environ	} Wealdien.
2 Argile bariolée (plusieurs mètres).....	
1 Sable pur	

Il ne paraît pas exister en ce point de Néocomien à moins qu'on ne range dans cet étage les sables ferrugineux, qui ont complètement l'aspect des sables wealdiens.

(1) GAUDRY : Bull. Soc. géol. de France, 2^e série, tome XVII, page 30.

CH. BARROIS : Bull. Soc. géol. du Nord, Tome V, page 269.

RIGAUX : Mémoires de la Société académique de Boulogne, XIV^e volume.

Je rapporte encore à l'étage *Néocomien*, d'après leur structure, des sables fins, jaunes, présentant une disposition entrecroisée, visibles sur 4 à 5 m. dans une carrière un peu au N. de Beuvrequen, au-dessus du terrain Kimméridien.

On peut résumer de la façon suivante la série infra-crétacée du Bas-Boulonnais.

Albien	2	Argile noire.....	à <i>Ammonites</i> <i>interruptus</i>
		Couche de nodules phosphatés.	
1	1	Sable vert.....	à <i>Ammonites</i> <i>mamillaris</i> (<i>Folkestone-beds</i>).
		Sable vert et grès	

Aptien. Argile glauconieuse à *O. Leymerii* (*Sandgate-beds*).

Néocomien. Sable jaune à *Trigonia aliformis* (*Hythe-beds* ou *Atherfield-clay*).

Wealdien : *Hastings-sand*. — Sables et argiles bariolées (*Asburnham-beds*) (1).

Séance du 9 mai 1894

M. Hette fait les communications suivantes :

Sur un **Foyer gallo-romain**
à *Ablain Saint-Nazaire, près Souchez (P.-d.-C.)*,
par **M. A. Hette**.

J'avais appris, qu'à la base de la rampe faite en août 1893 pour relier le cimetière d'Ablain Saint-Nazaire au village, on avait découvert une certaine quantité de silex disposés en ordre déterminé. Voici ce que j'y ai constaté à un mètre environ de profondeur.

Autour d'un foyer, dont il restait encore un fort amas de cendres, se trouvait une enceinte circulaire de silex de craie ou cornus placés l'un contre l'autre et formant une

(1) PARENT : Le Wealdien du Bas-Boulonnais : Ann. Soc. Géol. du Nord, tome XXI.

circonférence assez régulière d'environ deux mètres à deux mètres cinquante de diamètre. Dans cette enceinte, j'ai recueilli :

1° *Trois fragments de meule supérieure en pierre de Macquenoise.*

Le dessus de la meule est creusé en forme d'auge ou cuvette destinée à recevoir le grain qui descendait par un trou central entre les meules supérieure et inférieure pour y être broyé ; le dessous, taillé légèrement concave, portait des stries tangentés à la circonférence et faites pour empêcher le grain de tourner sans se laisser moudre.

2° *Deux fragments striés de meule inférieure convexe en grès rose d'Artois.*

3° *Un fragment de meule non striée, en pierre de Macquenoise.*

4° *Un fragment de poterie grise du II^e siècle.*

5° *Un petit morceau de verre épais de la même époque.*

6° Enfin, *une monnaie romaine non déchiffable à cause de la mauvaise conservation de son avers. — L'effigie qui y est représentée est celle d'une impératrice. Le sujet du revers lui assigne comme date certaine le I^{er} ou le II^e siècle.*

Plusieurs des morceaux de meule portaient des traces profondes de calcination. Lorsqu'ils ont été exhumés, ils étaient placés les uns contre la circonférence en silex, les autres contre le foyer.

*Sur une **Meule plate** trouvée à Ablain*

Saint-Nazaire, près Souchez (P.-d.-C.)

En août 1893, me trouvant dans les environs de Souchez, j'ai voulu profiter de quelques instants de loisir pour vérifier le bien fondé de certaines suppositions relatives au séjour de l'homme sur les collines de l'Artois pendant les âges de la pierre taillée et de la pierre polie.

Le hasard m'a conduit à porter mes recherches sur l'endroit dit « *Le Bois du Comte* » aujourd'hui défriché, et que notre confrère M. Defernez avait déjà exploré en 1880, chose que j'ignorais absolument alors.

A la surface du sol, j'ai rencontré de nombreux fragments de silex presque tous cassés. Cependant, j'ai pu recueillir quelques grattoirs d'un travail très soigné et une certaine quantité d'éclats ou couteaux. Mais la pièce principale de ma découverte fut une superbe meule plate, objet de la présente communication.

Formée d'une dalle en grès rosé d'Artois, elle mesure 54 centimètres de longueur sur 28 de largeur et 8 environ à plus grande hauteur. Le frottement répété d'un broyeur en grès ou en silex en a diminué sensiblement l'épaisseur au centre et a produit une dépression concave d'environ 3 centimètres de profondeur. Dans son état actuel, elle affecte donc exactement la forme d'un livre très long et peu large qu'on courberait par une pression sur son centre.

Elle semble avoir été repiquée plusieurs fois. En effet, sur le bord de sa partie la plus épaisse, on peut voir une sorte de bande où la dalle a conservé son épaisseur primitive ; le reste porte les traces d'un usage prolongé et les aspérités ont été plusieurs fois successivement lissées, puis refaites. Elle ressemble assez à celle décrites par Evans (1), mais elle est de plus grandes dimensions.

J'ai pu entrer en possession de ce curieux vestige de l'âge de pierre.

D'après les habitants d'Ablain, on a trouvé dans l'ancienne extraction de silex du Bois du Comte quelques boules en grès (broyeurs), d'autres en silex (marteaux), des

(1) JOHN EVANS. — *Les Ages de la Pierre*. Germer Baillière et Cie, Paris 1878, p. 243 et figure 170.

pointes de flèches et une grande quantité d'objets travaillés en silex éclaté.

L'époque de la pierre polie y était aussi représentée.

Je possède de cette station un fragment de hache polie ; mais, je sais qu'une trentaine de haches, intactes pour la plupart, y ont été exhumées à différentes époques. Une d'entre elles serait en pierre verte, en Jadéite probablement.

Tels sont les résultats qu'une courte visite au Bois du Comte m'a permis d'obtenir.

J'ai lieu de penser qu'il y avait là un très important atelier placé exactement à mi-distance entre celui de la Sacquespée, près d'Arras, et celui de Vaudricourt, près Béthune, mais cependant beaucoup moins ancien qu'eux.

Non loin de là, près des fosses du bois de Carency, on rencontre des éclats de silex de taille très ancienne, mais ne pouvant se rapporter ni de près, ni de loin, à des instruments de forme connue. Là aussi, il y aurait à faire des recherches qui certainement seraient couronnées de succès.

M. Gosselet fait une communication sur le *calcaire grossier des environs de Noyon*.

M. Charles Barrois fait la communication suivante :

Sur le synopsis des Genera des Brachiopodes paléozoïques de M. James Hall (1).

M. James Hall vient de publier avec l'assistance de

(1) James Hall, assisted by J. M. Clarke: Report of the State Geologist of the State of New-York, 1891. — Et Geological Survey of the state of New-York, Palaeontology, vol. VIII. An introduction to the study of the genera of Palaeozoic Brachiopoda, Albany 1892. Part 1. p. 1-367; 1893, Par 2 p. 1-317 avec 84 planches, 4 t. dont 21 parues.

M. John M. Clarke, un Synopsis des Genera des Brachiopodes paléozoïques : c'est un sommaire des investigations sur les Brachiopodes paléozoïques faites dans le volume VII de la Paléontologie de New-York, précédé toutefois d'une introduction, importante pour le lecteur, contenant des généralités sur la morphologie et les caractères des Brachiopodes.

Les mémorables travaux, accompagnés de centaines de planches, publiés il y a quelques années à peine par Davidson, Barrande, M. Waagen, sur les Brachiopodes, faisaient considérer cette classe, par nombre de paléontologistes, comme la mieux connue parmi les fossiles paléozoïques. Beaucoup pensèrent alors qu'il n'y avait plus qu'à glaner dans ce champ d'observations, que les grands traits de ce groupe étaient arrêtés et qu'il ne restait plus qu'à intercaler de nouveaux types spécifiques, dans une série connue.

M. James Hall, dont le nom était cependant associé à tous les progrès faits dans cette voie, ne semble pas avoir partagé ces vues optimistes, ou conservatives, comme il les rappelle. Le volume VIII de la Paléontologie de New-York qu'il vient de consacrer aux Brachiopodes en est une preuve évidente. Ce livre refond en effet complètement la classification des Brachiopodes, ouvre des horizons nouveaux, et donne une précision inconnue jusqu'ici aux diagnoses génériques de ces formes.

Reconnaissant le mérite des traités didactiques antérieurs, de M. Œhlert et de M. Zittel, qu'il qualifie à juste titre d'admirables, M. James Hall a été amené cependant à la suite de sa Paléontologie (vol 8) à publier une introduction à l'étude des Brachiopodes. En réalité, ce nouveau volume de la Paléontologie de New-York, comme le Manuel qui le résume, nous paraît appelé à devenir l'arbitre suprême pour toutes les questions relatives

aux diagnoses génériques du groupe. Le plus grand soin, en effet, a été donné à définir avec plus de précision les genres de Brachiopodes et à remonter aux types originaux. Pour chaque genre on trouve dans l'ouvrage, des illustrations détaillées, une bibliographie et une synonymie complètes, avec diagnose des caractères externes et internes, la forme type et enfin des observations générales sur la structure et les affinités. C'est essentiellement sur les caractères fournis par la structure interne des coquilles, que les genres admis par les auteurs sont basés.

Les genres *Lingulella* et *Lingulepis* sont intermédiaires entre *Lingula* et le type *Obolelloïde*; *Dignomia* et *Glottidia* sont caractérisés par des modifications des septa, *Barroisella* et *Thomasina* par des modifications voisines des aréas cardinales, *Lingulops* et *Lingulasma* par une puissante plateforme qui rappelle celle des *Trimerella*.

Discinopsis, *Orbiculoïdea*, *Oehlertella*, *Lindstræmella*, *Ræmerella*, sont des subdivisions des coquilles *Discinoïdes* basées sur les caractères de l'ouverture pédonculaire et la forme de la valve ventrale. Le développement du pédoncule dans cette série montre entre ses termes d'intéressantes relations génétiques.

Le vieux genre *Orthis* a été l'objet d'une importante révision, et se trouve scindé en 14 divisions bien caractérisées et commodes dans la pratique: *Orthis*, *Platystrophia*, *Bilobites*, *Schizophoria*, *Orthostrophia*, *Rhipidomella*, *Plectorthis*, *Dinorthis*, *Plasiomys*, *Hebertella*, *Heterorthis*, *Dalmanella*, *Orthotichia*, *Enteleles*; les *Protorthis*, *Billingsella*, *Polytæchia* sont plus voisins des *Orthisina*.

Strophomena limité à son type (*S. rugosa*), donne de nombreuses sections génériques nouvelles: *Rafinesquia*, *Leptæna*, *Plectambonites*, *Streptorhynchus*, *Orthothetes*, *Strophodontæ*, *Pholidostrophia*, *Leptostrophia*, *Douvillina*, *Cado-*

mella, *Strophonella*, *Amphistrophia*, *Hipparionyx*, et autres encore.

Les formes Productoïdes sont moins variées : *Daviesiella*, *Aulosteges*, *Productus*, *Productella*, *Marginifera*, *Probosciddella*, *Etheridgina* ; les *Chonetes* donnent : *Chonetina*, *Chonostrophia*, *Chonetella*, *Chonopectus*.

Spirifer qui comprend tant de formes spécifiques, se prête mal au sectionnement en genres naturels, et la plupart des coupures proposées jusqu'ici semblent défectueuses. Plus de 200 espèces connues actuellement dans le terrain paléozoïque d'Amérique, sont divisées en six sections : *Radiati*, *Lamellosi*, *Fimbriati*, *Aperturati*, *Ostiolati*, *Glabrati*, sections qui admettent des groupements subordonnés au nombre de 30. Cette classification si ardue des Spirifers, tranche sur le reste du livre ; elle sera vraisemblablement réformée, bien qu'il serait préférable à notre gré, d'y chercher un modèle pour l'avenir, plutôt que de céder toujours au leurre d'un sectionnement illimité en sous-genres, qui voile trop souvent des relations évidentes, naturelles, aux dépens de différences peu sensibles.

Parmi les *Athyroïdes*, *Meristina*, *Whitfieldella*, *Hindella*, sont voisins par leur surface lisse et la structure de leur plateau cardinal ; *Merista* est le type d'un autre groupe comprenant *Meristella*, *Charionella*, *Pentagonia*, *Camarospira* ; les *Athyris* proprement-dits, comprennent *Cliothyris*, *Actinoconchus*, *Seminula*, *Spirigerella*.

Parmi les genres *Retzioides*, on remarque que *Retzia* est curieusement limité à l'Europe, tandis que *Rhynchospira* le remplace en Amérique ; de nombreux genres viennent ici en outre s'ajouter à ce groupe.

Les *Atrypinae* sont l'objet d'un travail considérable, et nombre des formes rapportées à ce groupe, se trouvent classées dans des sections nouvelles, strictement limitées.

Les *Rhynchonellidæ* présentent peu de modifications dans leur structure interne, dont les traits essentiels sont fixés dès le silurien; toutefois des diagnoses serrées du type *Rhynchonella* prouvent que ce genre jurassique n'a pas encore été rencontré dans les terrains paléozoïques. Le type a débuté dans ces périodes reculées par des formes voisines des *Orthis*, montrant les relations génétiques de ces deux familles, et représentées dans les terrains paléozoïques par la série de genres suivants: *Protorhyncha*, *Orthorhynchula*, *Rhynchotrema*, *Rhynchotreta*, *Stenoschisma*, *Camarotæchia*, *Liorhynchus*, *Wilsonia*, *Pugnax*, *Eatonia*, *Cyclorhina*, *Terebratuloïdea*, *Rhynchopora*.

Camarophoria présente des caractères internes de *Pentamerus* avec la forme externe des *Rhynchonelles*, formant ainsi le passage des *Rhynchonellides* aux *Pentamerides*; ici viennent se ranger *Syntrophia*, *Camarella*, *Parastrophia*, *Anastrophia*, *Porambonites*, *Lycophoria*, *Conchidium*, *Pentamerus*, *Barrandella*, *Capellinia*, *Stricklandinia*. Les *Rensselariæ* montrent dans leur appareil brachial réduit, un terme de passage aux *Terebratulinae*, pour lesquelles les coupes génériques basées sur les modifications de l'appareil sont aussi nombreuses qu'intéressantes.

Il pourra paraître à première vue, aux paléontologistes européens, qu'un bien grand nombre de nouveaux genres se trouve proposé dans ce livre, et que les noms de la plupart des genres usuels sont détournés de leur acception reçue: il faut toutefois reconnaître que cette étroite délimitation des genres se généralise de plus en plus, et qu'on ne saurait en faire un reproche aux auteurs. La vue d'ensemble des familles, un peu reculée il est vrai par cette méthode, gagne en netteté, quand on est arrivé à posséder tous les détails et qu'on peut jeter en arrière un coup d'œil, sur les connaissances acquises. D'ailleurs le nombre des

nouveaux genres proposés est moindre qu'il ne paraît : la plupart d'entre eux sont de vieux noms, tombés en désuétude ou oubliés, et qu'il a fallu ressusciter, puisqu'ils avaient la priorité, en les définissant à nouveau d'une façon plus précise, et en les limitant à des groupes bien circonscrits, à caractères typiques. Les genres et sous genres étroitement délimités, que nous devons dorénavant admettre avec MM. James Hall et Clarke parmi les Brachiopodes paléozoïques, forceront à un nouveau travail ceux qui veulent se tenir au courant de la science; mais cet effort nécessaire était utile, pour permettre les déterminations précises et les comparaisons de faunes, actuellement indispensables aux géologues.

Jamais ouvrage aussi important n'avait paru sur les Brachiopodes, puisque 700 pages et 84 planches 4^e sont consacrées aux seules diagnoses génériques, données avec toute l'autorité de la vie et du talent du géologue de l'État de New-York. On ne peut toutefois se faire encore qu'une idée incomplète de l'œuvre, les généralités, le groupement des familles et tout ce qui a trait à la classification d'ensemble des Brachiopodes paléozoïques ayant été réservé pour un dernier fascicule, non encore paru.

M. Charles Barrois fait la communication suivante :

*Sur les couches traversées par le sondage profond
de Douvres,
d'après M. Boyd Dawkins.*

Les vues prophétiques de Godwin-Austen, de MM. Prestwich, Whitaker, sur le prolongement du terrain houiller dans le S.-E. de l'Angleterre, se réalisent tous les

jours d'une façon plus complète. On sait que, recherché par un sondage en 1886, le bassin houiller du S. E. de l'Angleterre, était rencontré en 1890 et qu'actuellement on y fonce un premier puits de 5^m16 de diamètre.

En juin 1892, M. Francis Brady, ingénieur en chef du S.-E. Railway publia un rapport (1) intéressant sur le sondage de Shakespeare Cliff, qui avait rencontré le terrain houiller à Douvres, à 370 mètres sous les morts terrains; en décembre 1892, il adressait à Sir Edward Watkin un télégramme, lui annonçant que le sondage avait traversé, à la profondeur de 717 mètres, une veine de charbon bitumineux de 4 pieds d'épaisseur : le diamètre du trou de sonde était encore de 0^m10, ce sondage avait été entrepris sur le conseil du professeur Boyd-Dawkins, de Manchester.

Voici, d'après M. le Prof. Boyd-Dawkins, la série des couches rencontrée dans le sondage de Douvres :

(1) *Boyd Dawkins* : Trans. Manchester geol. Soc. T. XX, 11 mars 1890; T. XXI, 29 janvier 1892. p. 456; T. XXII, 2 février 1894. Voir aussi Proceed. Royal Institution, 6 juin 1890 et Contemporary Review, avril 1890 — *Francis Brady* : Dover Coal boring, Observations of the correlation of the Franco-Belgian, Dover and Somerset Coalfields, June 1892; avec des rapports de MM. V. Watteyne de Mons, J. Mc. Murtrie de Radstock. — *L. Breton* : La fosse de Douvres, et le Congrès des ingénieurs des mines de la Grande-Bretagne en 1893. Comptes-rendus mensuels de la Soc. de l'Industrie minière, avril 1894.

W. H. Hudleston : Discours présidentiel lu devant la société géologique de Londres, février 1894, p. 68.

Couches traversées par le sondage de Shakespeare Cliff,
près *Douvres*
d'après *M Boyd-Dawkins.*

	Profondeur sous le niveau des hautes mers	Épaisseur en mètres	Remarques
CRÉTACÉ SUPÉRIEUR : 39 m. 52.			
Craie grise inférieure	0	27 664	
Chalk marl	27 664	11 856	
<i>Glauconitic marl : 2 m. 43.</i>			
Marne glauconieuse	39 570	2 432	
<i>Gault : 36 m. 78.</i>			
Gault	41 952	55 872	
Gault sableux	77 824	0 912	
CRÉTACÉ INFÉRIEUR OU NÉOCOMIEN :			
<i>Folkestone beds : 19 m. 46</i>			
Grès quarzeux à grains verts	78 736	1 520	
Calcaire siliceux	60 256	6 608	
Sable vert foncé et noir	80 864	6 680	
Argile bleu grisâtre	86 944	5 168	
Sable vert fin	92 412	1 216	
Argile sableuse noire	93 328	4 256	
Grès blanc	97 584	0 608	
<i>Sandgate beds : 23 m. 41.</i>			
Marne sableuse, feuilletée, gris sombre	98 192	11 243	Septarias de carbonate de fer et empreintes vé- gétales.
Argile brune compacte	109 440	5 776	
Marne blanche fine	145 216	0 304	
Marne gris sombre	115 520	3 952	
Schiste noir	119 472	2 128	Écailles de ganoïde.
<i>Hythe beds : 26 m. 45.</i>			
Marne grise finement feuilletée	121 600	1 824	
Grès calcaireux avec grains de glauconie	123 424	0 912	
Argile marneuse	124 336	3 472	
Calcaire terreux ferrugineux	129 808	0 608	Serpula.
Grès calcaireux	130 416	0 304	
Schiste sableux noir	130 720	4 256	Bois fossile.

	Profondeur sous le niveau des hautes mers	Épaisseur en mètres	Remarques
Calcaire	134 976	0 304	
Marne grise	135 280	1 520	
Calcaire	136 800	0 608	
Conglomérat quarzeux à pâte sableuse.	137 408	0 304	Galets de quartz filonien
Marne grise	137 712	1 216	de la grosseur d'un
Calcaire	138 928	1 520	haricot.
Marne sableuse	140 448	1 824	Galets de quartz filonien
Argile gris-sombre	142 272	1 520	
Calcaire gris	143 792	2 432	Coquilles brisées.
Marne sombre, sableuse, verte	146 224	1 216	
Calcaire gris	147 440	0 608	Coquilles brisées et frag-
<i>Atherfield clay</i> : 3 m. 47.			
Argile marneuse grise	148 048	2 428	Remplie de grains de
Grès gris	150 176	0 912	glauconie.
Marne	151 088	0 912	
Calcaire gris terreux	152 000	1 216	Nodules en marne ?
Marne grise	153 216	0 304	
T. JUBASSIQUE			
<i>Portlandien</i> : 9 m. 73.			
Grès calcaireux (gaize)	153 520	0 912	
Grès marneux gris	154 432	1 216	
Calcaire oolithique gris	155 648	2 128	Rhynchonella.
Grès marneux gris	157 776	0 304	
Calcaire oolithique gris	158 080	2 128	
Grès calcaireux gris	160 208	2 432	
Grès compacte	162 640	0 608	Exogyra.
<i>Kimméridgien</i> : 22 m. 19			
Marne grise, avec galets de quartz filonien	163 248	0 608	Nids de grains de limo-
Calcaire gris dur	163 856	0 304	nite de la grosseur de
Grès calcaireux brun	164 160	0 608	grains de millet.
Calcaire coquillier gris	164 768	0 304	Grains oolithiques de li-
Marne gris-sombre	165 072	0 608	monite.
Calcaire bleu, dur	165 680	0 304	Littorina.
Minéral de fer oolithique, de la gros-			
seur de grains de millet	165 984	3 648	Grains oolithiques de li-
Calcaire gris	169 632	1 216	monite. — <i>Ostrea del-</i>
Argile bitumineuse sombre	170 848	2 432	<i>toidea</i> .
Grès psammitique	173 280	0 608	

	Profondeur sous le niveau des hautes mers	Épaisseur en mètres	Remarques
Argile sableuse grise	173 888	1 216	
Calcaire arénacé	175 104	2 128	<i>Cidaris.</i>
Schiste bitumineux sombre	177 232	8 208	
<i>Corallien : 48 m. 31</i>			
Calcaire noduleux gris	185 440	0 608	
Oolite corallienne	186 048	12 768	<i>Pecten vagans, Sow. P. vinneus, Sow. Cidaris florigemma, Phill., Hemicidaris, Terebra- tula intermedia, Sow. Thamnastræa, Thecos- milæ.</i>
Calcaire argileux	198 816	0 912	<i>Astarte, Cidaris.</i>
Calcaire gris compact.	199 728	1 824	
Grès	201 552	0 608	
Calcaire gris	202 160	0 304	
Grès brun	202 464	0 304	
Calcaire gris, pur et dur.	202 768	1 520	
Grès noduleux	204 288	0 304	
Calcaire.	204 592	2 178	
Calcaire arénacé	206 720	1 216	
Grès noduleux.	207 936	0 304	
Calcaire gris argileux	208 240	1 216	<i>Cidaris florigemma, Phill., Hemicidaris, Pli- catula.</i>
Marne sableuse.	209 456	0 304	
Calcaire gris argileux	209 760	4 560	<i>Astarte, Trigonæ cla- vellata, Park, Lima. Exogyra Terebratula intermedia, Sow.</i>
Marne sableuse.	214 320	0 304	
Calcaire gris argileux.	214 624	10 032	<i>Terebratula, Plicatula, Ostrea gregaria, Sow., Lithodanus inclusus, Phill.</i>
Argile marneuse	224 656	2 128	
Calcaire coquillier	226 784	0 912	
Argile sableuse.	227 696	0 608	
Calcaire dur.	228 304	0 304	
Argile sableuse.	228 608	0 912	
Calcaire bleu dur.	229 520	0 304	
Argile sableuse.	229 824	0 912	
Calcaire arénacé gris	230 736	3 040	
<i>Oxfordien, Callovien : 57 m. 15</i>			
Argile sableuse foncée.	233 776	1 824	
Grès	235 600	0 608	

	Profondeur sous le niveau des hautes mers	Épaisseur en mètres	Remarques
Marne noire.	236 208	0 608	
Grès	236 816	0 304	
Marne	237 120	1 520	<i>Ostrea gregaria</i> , Sow.
Grès coquillier	238 640	0 304	<i>Rhynchonella spathica</i> ,
Marne sableuse brune.	238 944	1 824	l'am <i>Ostrea gregaria</i> ,
Grès calcaireux.	240 768	0 912	Sow <i>Mytilus imbrica-</i>
Schiste	241 680	13 072	<i>tus</i> , Sow.
Calcaire marneux.	254 752	0 304	
Schiste	255 056	2 128	
Calcaire coquillier	257 184	0 608	
Marne gris sombre	257 792	10 336	
Calcaire marneux.	268 428	0 304	
Argile sableuse brune.	268 432	5 688	<i>Gryphaea dilatata</i> , Sow.
Sable calcaire	275 120	0 608	
Grès	275 728	0 912	
Argile sableuse brune.	276 640	0 304	Belemnites, <i>Rhyncho-</i>
			<i>nella socialis</i> , Dav.
Grès brun.	276 944	1 216	Ecaillés de ganoïde, ga-
Sable calcaireux.	278 160	0 912	lets de quartz de la
Calcaire gris dur	279 072	0 912	grosseur d'un haricot.
			Belemnites brisées et
			peut-être remaniées,
Sable calcaireux	279 984	0 304	Pyrites de fer, grains de
			quartz et de glauconie.
Grès brun.	280 288	1 216	Lignites et coquilles.
Sable calcaireux.	281 504	0 912	
Grès	282 416	0 608	
Argile.	283 024	1 216	Empreintes végétales,
			coquilles de <i>Lamelli</i>
			branches.
Sable calcaireux.	284 240	0 912	<i>Gryphaea</i> .
Marne gris sombre	285 152	0 608	
Argile gris bleuâtre.	285 760	3 648	
Sable brun.	289 408	0 304	
Marne grise dure	289 712	1 216	
<i>Bataonien : 47 m. 43</i>			
Calcaire coquillier	290 928	0 608	
Marne grise	291 536	1 216	
Calcaire siliceux	293 752	0 912	
Grès.	293 664	0 304	
Marne	293 968	0 304	

	Profondeur sous le niveau des hautes mers	Épaisseur en mètres	Remarques
Calcaire coquillier	294 272	0 304	
Marne sombre	294 576	1 520	
Calcaire terreux	296 096	0 304	
Marne	296 400	0 608	
Grès	297 008	0 304	
Calcaire oolitique	297 312	2 432	<i>Terebratula globata,</i>
Grès	299 744	0 304	Sow ? <i>Ostrea Sower-</i> <i>byi</i> , M. I., <i>Gryphæa,</i> Belemnites
Calcaire oolitique blanc, coquillier . .	300 048	2 136	<i>Gryphæa,</i> Belemnites.
Marne	302 784	0 608	
Calcaire oolitique blanc, coquillier . .	303 392	4 560	<i>Ostrea Sowerbyi</i> , M. I., <i>Rhynchonella varians,</i> Schlot.
Sable calcareux	307 932	1 520	
Calcaire dur gris	309 47	4 256	<i>Clypeus Plotii</i> , Klein, Chemnitzia, <i>Serpula,</i> <i>Gryphæa,</i> <i>Rhyncho-</i> <i>nella concinna</i> , Sow.
Sable	313 728	0 304	
Calcaire dur	314 032	0 912	
Sable calcareux	314 944	0 304	
Calcaire gris sombre	315 248	3 040	
Sable calcareux	318 288	0 304	
Marne gris sombre	318 592	1 320	
Grès calcareux	320 112	0 912	
Grès feuilleté	321 024	0 912	
Grès calcareux	321 936	1 216	
Sable gris sombre	323 152	3 952	
Argile grise dure	327 104	2 128	
Calcaire dur gris sombre	329 232	0 608	
Marne gris sombre	329 840	0 304	
Calcaire gris argileux	330 144	0 912	
Marne	331 056	0 304	
Calcaire gris dur	331 360	0 304	
Marne	331 664	0 304	
Calcaire gris dur	331 968	0 304	
Marne	332 272	0 304	
Calcaire gris dur	332 576	0 608	
Argile gris sombre	333 184	1 520	
Calcaire terreux	334 704	0 304	
Argile gris sombre	335 008	1 824	
Calcaire	336 832	0 304	
Marne	337 136	0 304	

	Profondeur sous le niveau des hautes mers	Épaisseur en mètres	Remarques
Calcaire	337 440	0 304	
Marne	337 744	0 304	
Grès	338 048		
TERRAIN HOUILLER			
Schiste houiller, sombre	338 352	3 494	
Grès	341 846	0 304	
Argile schiteuse (Blue Bind)	342 150	3 344	Calamites.
Veine de houille, brillante et bitumineuse, avec lits de grès (I)	345 496	1 084	Bonne houille ménagère, 0.76.
Argile avec lignes noires charbonneuses	346 860	2 280	
Grès avec lignes noires charbonneuses	348 840	1 064	
Schistes avec veinules de houille	349 904	1 976	
Grès avec lignes charbonneuses noires	351 860	12 920	
Veine de houille (II)	354 800	0 152	
Grès	354 952	8 664	
Veine de houille (III) bonne, avec flamme à taches de pyrite	373 816	0 608	Cleat, en cubes peu déformés. Le Cleat est un clivage de la houille en blocs parallélépipédiques.
Under-Clay	374 224	0 456	
Schiste	374 680	4 864	
Argile schiteuse (Blue bind)	379 512	9 272	
Houille avec flamme, taches de pyrites (IV)	388 816	0 408	Cleat, comme le précédent.
Argile schiteuse (Blue bind)	389 424	5 776	
Grès	395 200	3 572	
Houille bitumineuse (V)	398 772	0 380	Cleat, comme le précédent.
Schiste	399 152	0 456	
Argile schiteuse dure, gris sombre	399 608	14 288	Blue bind est un terme de mineur pour <i>Claystone</i> , argile schiteuse durcie.
Grès	413 896	1 368	
Argile schiteuse gris foncé, avec minces lits de grès	415 264	11 552	
Argile schiteuse (Blue bind)	426 816	3 648	
Argile schiteuse gris foncé	430 464	3 344	
Argile réfractaire, avec traces de charbon	433 808	0 304	
Argile réfractaire dure	434 112	1 520	
Veine de houille (VI)	435 632	0 304	
Grès gris foncé avec taches charbonneuses	435 986	2 128	
Argile feuilletée, sombre	438 064	4 560	
Veine de houille (VII)	442 624	0 760	Bonne houille ménagère

	Profondeur sous le niveau des hautes mers	Épaisseur en mètres	Remarques
Argile réfractaire et Bend	443 384	2 584	
Argile schiteuse dur, sombre	445 968	1 520	
Grès gris foncé, avec lignes charbon- neuses	447 488	12 464	
Argile schiteuse feuilletée	459 052	0 607	
Grès avec lignes charbonneuses	460 560	4 864	
Grès gris foncé, avec lignes charbon- neuses	463 424	5 472	
Veine de houille, mince	470 846	0 050	
Argile schiteuse, gris foncé	470 896	0 760	
Grès	471 656	1 064	
Argile schiteuse	472 720	1 216	
Argile schiteuse, gris foncé	473 936	3 344	
Houille pure brillante (VII).	477 280	0 684	Coking Coal.
Argile schiteuse.	477 964	1 444	
Grès gris dur, avec taches charbon- neuses.	479 408	9 120	
Argile schiteuse.	4 8 528	0 608	
Grès gris dur, avec lits charbonneux .	469 136	10 456	
Grès calcaireux, grès grossier, avec traces charbonneuses	508 592	2 432	
Grès gris dur, divisé par lits charbon- neux	511 024	14 592	
Argile schiteuse dure, gris foncé. . .	523 616	3 192	Composés volatils. 22
Grès gris foncé, divisé par lits charbon- neux	521 806	7 372	Carbone 68
Houille pure, brillante (IX)	536 100	0 836	Cendres 10
Schiste du mur, compacte, sombre.	537 016	1 672	Carbone 83.80
Grès à grains fins, lité.	538 611	3 344	Hydrogène 4.79
Argile schiteuse, gris foncé, avec divi- sions argileuses	542 032	3 648	Oxygène 4.15
Argile schiteuse et grès	545 680	1 216	Unités de puissance calorifique. . . 14.67
Grès feuilletés, gris, fins et schistes avec traces de charbon.	546 96	9 728	
Houille, pure, brillante (X)	556 624	0 506	C'est, comme précéd- demment
Schistes du mur, durs.	557 130	1 014	
Grès gris foncé à grains fins	558 144	1 520	
Argile schiteuse, gris foncé, lité. . .	559 664	3 040	
Argile tendre, gris foncé.	562 704	0 808	
Schiste, argile schiteuse et argile . . .	56 312	0 608	

	Profondeur sous le niveau des hautes mers	Épaisseur en mètres	Remarques
Argile schiteuse, feuilletée	563 920	0 012	
Argile schiteuse, compacte, sombre. . .	564 832	0 608	
Grès gris sombre, avec traces de char- bon et de végétaux	585 440	2 128	
Grès gris foncé.	587 558	1 520	
Grès gris foncé, avec traces de charbon.	589 088	4 256	
Grès gris foncé, avec végétaux	573 344	2 736	<i>Mariopteris. Neuropte- ris Scheuchzeri</i> , Hoffm. <i>N. rarinervis</i> , Blum. <i>N. tenuifolia</i> , Schloth. <i>Lepidodendron aculea- tum</i> , Sternb. <i>Carpoli- thes corculum</i> , Sternb.
Grès gris, avec traces de charbon. . .	576 080	9 120	<i>Cyclopteris. Neuropteris Scheuchzeri. N. rari- nervis. N. tenuifolia, Calamophyllites Gæp- perti</i> , Ellings. <i>Lepi- dostrobus variabilis</i> , Lind et Hutt. <i>Cardio- carpus (Carpolithes) corculum</i> , Sternb.
Argile schiteuse, sableuse	585 200	0 912	
Grès gris dur, avec traces de charbon,	586 112	16 720	
Argile schiteuse gris foncé, avec végétaux	602 32	0 912	
Argile dure gris foncé, avec végétaux.	603 744	4 256	
Grès gris foncé, lité.	608 000	1 520	
Argile schiteuse, sableuse gris foncé.	609 520	1 216	
Argile réfractaire dure.	610 756	1 216	
Argile schiteuse, sableuse	611 052	0 304	
Grès fin, gris.	612 256	0 608	
Argile schiteuse gris foncé, avec végétaux	612 864	6 688	<i>Neuropteris Scheucheri?</i> <i>Lepidodendron Lycopodioides</i> , Sternb. <i>Stig- maria fcoïdes</i> , Sternb.
Houille dure (XI).	619 552	0 304	
Argile réfractaire dure, gris foncé. . .	619 856	2 432	
Schiste sombre, avec végétaux et lits charbonneux.	622 288	0 912	
Argile schiteuse argileuse, avec végétaux	623 200	1 216	
Argile schiteuse, sableuse	624 416	1 216	
Grès gris grossier, avec traces de charbon	628 632	8 208	
Grès calcaireux lité, gris, avec lits char- bonneux.	633 840	6 080	
Grès gris dur, avec lits charbonneux.	639 920	4 256	
Bind bleu	644 176	1 520	
Argile schiteuse, sableuse	645 696	0 608	
Bind bleu.	646 304	0 608	
Grès à grains fins.	646 912	2 128	
Argile schiteuse, sableuse	649 040	2 736	
Schiste sombre, avec lits charbonneux et végétaux	651 776	0 912	

	Profondeur sous le niveau des hautes mers	Épaisseur en mètres	Remarques
Argile schisteuse grise, sombre, brisé.	652 6 8	1 520	
Bind bleu.	654 208	0 912	
Grès fin, gris lité	655 120	0 912	
Argile schisteuse argileuse, gris foncé.	656 032	0 912	
Grès fin gris, avec lit de 0,13 de bind bleu	656 944	1 520	
Argile schisteuse, gris foncé	658 464	3 496	
Houille bitumineuse (XII).	661 960	1 216	
	663 176		

D'après ce document, et les recherches de M Brady publiées par M Boyd-Dawkins, on croit donc que le terrain houiller a été actuellement coupé à Douvres sur une épaisseur de 350 m., montrant sur cet espace 12 veines de houille de 0 30 à 1,30 de puissance et donnant ensemble une épaisseur de 7 m 70.

Il est évident aujourd'hui que le bassin houiller du S.-E de l'Angleterre est exploitable; il y a lieu de croire que l'exploitation en sera facile puisque les couches en sont presque horizontales (l'inclinaison = 2°), et qu'elle sera fructueuse puisque l'approfondissement des travaux rencontrera de nouvelles veines. En effet, malgré l'inclinaison si peu élevée des couches, l'observation est ici d'accord avec les théories antérieurement émises, pour affirmer les relations de continuité de ce bassin, avec celui qui s'étend de Mons à Bristol. Suivant M Mac Murtrie, les couches rencontrées à Douvres, appartiennent à la division supérieure du bassin houiller du Somerset, où elles sont représentées par les couches de Radstock et Farrington, supérieures aux grès calcaires (Pennant rock) qui y séparent les upper coal-measures des lower. Suivant M. Watteyne, ces couches

doivent être classées dans le houiller moyen bitumineux de Belgique, de même âge que les couches précitées du Somerset. On sait, d'autre part, que les déterminations végétales de M Zeiller lui ont montré qu'elles appartiennent par leur flore au sommet du terrain houiller moyen, n'étant pas plus anciennes que les charbons gras du Pas-de-Calais.

L'épaisseur observée de 7 m. 70 de houille sur 350 m. de couches stériles, donne la proportion de 1 pied de houille pour 50 pieds dans le bassin de Douvres, tandis que cette proportion n'est que de 1/80 dans le bassin exploité de Radstock.

La découverte du bassin houiller du S.-E. de l'Angleterre n'est donc pas l'œuvre du hasard, mais bien une constatation des idées théoriques de Godwin-Austin, Prestwich, contrôlées sous l'impulsion de M. Boyd-Dawkins. Le succès de ce sondage est fait pour encourager de nouvelles recherches suivant les north-downs, au sud de Londres, conformément aux théories qui viennent de recevoir une si éclatante confirmation. Il est malheureusement plus difficile, malgré les importants travaux géologiques de M. Gosselet et de M. M. Bertrand, de prévoir comment se fera le raccordement de ce bassin du S.-E. de l'Angleterre, avec celui du Pas-de-Calais.

M. Hudleston a annoncé incidemment, dans son discours présidentiel à la Société géologique de Londres, la formation d'une association pour la recherche de la houille par sondages dans l'Est de l'Angleterre (Essex, Suffolk, Norfolk). Bien qu'on ne puisse prédire le succès à cette entreprise au moins très aventureuse, il sera intéressant pour nous de la suivre; le hasard peut y rencontrer sous les terrains secondaires de petits synclinaux houillers, qui nous instruiraient sur la constitution et la richesse possible du sous-sol de la Flandre.

Séance du 23 mai 1894

M. Gosselet rappelle à la Société la visite faite le jour même aux fouilles de la rue Nationale, où l'on a observé un ancien lit de la Deûle; il remercie M. Ladrèrè des explications qu'il a données et il espère qu'il voudra bien faire un travail d'ensemble lorsque les travaux seront terminés.

M. Cayeux envoie la note suivante :

**Dualité d'origine des Brèches du
Carbonifère franco-belge,
par M. L. Cayeux.**

Deux circonstances m'ont décidé à publier les observations qui suivent sur la brèche du calcaire carbonifère de l'arrondissement d'Avesnes(Nord) : 1° une opinion formulée, en 1893, par M. l'abbé Bourgeat sur l'origine de la brèche de Bachant (Nord) ; 2° la publication toute récente d'un mémoire de M. Briart dans lequel il est fait une place importante à la question de la brèche.

1° Dans une note consacrée à l'étude de l'Oxfordien et du Corallien des bords de la Serre, M. l'Abbé Bourgeat admet que les brèches du Virgulien et du Portlandien des environs de Saint-Claude sont dues à des Spongiaires, et il attribue la même origine aux brèches du Carbonifère du Nord.

« J'ai constaté, dit-il, qu'on observe aussi la trame d'organismes inférieurs dans beaucoup de fragments des brèches de Bachant qui ont tant préoccupé les géologues,

et qui étaient pour eux l'indice d'une émergence du sol durant le dépôt du Carbonifère marin du Nord (1). »

Ainsi donc, pour M. Bourgeat, les brèches de Bachant ont une *origine organique*.

C'est une manière de voir que je ne puis partager, et je vais en donner les raisons.

Il se peut qu'on observe la trame d'organismes inférieurs dans des fragments de brèche sans que la structure bréchoïde soit due à des organismes. De quel groupe d'Invertébrés est-il question pour la brèche de Bachant ? M. l'abbé Bourgeat ne le dit pas. S'agit-il de Spongiaires comme pour les brèches virguliennes et portlandiennes des environs de Saint-Claude ? Mais on ne pourrait être sûr de leur identité qu'en trouvant des spicules.

Je n'en ai jamais rencontré le moindre vestige bien que j'aie examiné un nombre respectable de brèches originaires de tous les points de l'arrondissement d'Avesnes qui en fournissent.

Non seulement je n'ai rien vu qui rappelle les vestiges d'Éponges, mais je ne vois pas bien comment ces organismes pourraient engendrer, par leurs débris, une brèche comme celle qui a été si longtemps exploitée à Doullers et qui est certainement le plus beau type de brèche de tout l'arrondissement. Si on examine les tablettes de marbre bréchoïde qu'on retrouve un peu partout dans le pays, on est frappé des différences de coloration que présentent les fragments anguleux de calcaire. Il y en a de noirs, de noir-bleuâtre ; d'autres sont gris foncé ou gris clair. Quand on connaît le détail des couches du calcaire carbonifère de la région, on peut même remonter à l'horizon qui a fourni telle catégorie des éléments de la brèche. C'est ainsi que

(1) Quelques mots sur l'Oxfordien et le Corallien des bords de la Serre, in B. S. G. F., 3^e série, tome XXI, 1893, p. 272.

l'on reconnaît les échantillons empruntés au calcaire à *Productus cora* : ce sont les fragments gris.

Il en ressort clairement que *les organismes sont restés absolument étrangers à la genèse de cette brèche, et que les fragments de calcaire sont empruntés à des roches préexistantes.*

En considérant leur intervention comme possible, il serait bien embarrassant d'expliquer le volume énorme qu'atteignent nombre d'éléments calcaires qui entrent dans la composition de la brèche. J'en connais qui dépassent la grosseur du poing. Ce ne sont certes pas des organismes, comme les Spongiaires, par exemple, qui sont susceptibles de leur donner naissance.

Bref, la solution organique proposée par M. l'abbé Bourgeat ne me paraît pas fournir la clef du problème si compliqué du mode de formation de la brèche du Carbonifère du Nord. D'ailleurs, l'argument que je donnerai plus loin pour établir la dualité d'origine de la brèche la contredit, peut-être plus, que ceux que je lui ai opposés.

2° M. A. Briart vient de démontrer dans sa « Géologie des environs de Fontaine-l'Évêque et de Landelies (1) » que la brèche de cette dernière localité est d'*origine dynamique*, et il est tenté de croire — sans l'affirmer — qu'il en est ainsi de toutes les brèches du calcaire carbonifère belge. M. Briart considère-t-il les brèches de Bachant et de Dourlers (Nord) comme dynamiques également ? Je l'ignore, mais il n'y a apparemment aucune raison pour en faire un groupe à part. Il rappelle que, dès 1853, d'Omalius d'Halloy avait exprimé l'opinion, au sujet des brèches de Bachant, que « les brèches sont le résultat du fendillement

(1) Ann. de la Soc. Géol. de Belg., tome XXI, Mémoires.

sur place du calcaire, fendillement occasionné par les phénomènes qui ont disloqué et plissé les couches (1).

J'ai eu l'occasion d'étudier la brèche de Doullers, il y a quelques années, lorsque la carrière qui avait fourni des marbres très estimés n'était pas encore comblée. J'ai pu observer un fait que je crois incompatible avec l'origine dynamique.

Il existe dans la brèche de Doullers des *galets* de schistes rouge foncé. D'où viennent-ils, de quelle assise sont-ils tirés? Je n'ai jamais pu trouver le moindre document à ce sujet. Je les ai vus en place, et dans des blocs retirés de la carrière.

Ce n'est point par abus de langage que je désigne sous le nom de *galets* les morceaux de schistes pincés dans cette brèche; ils sont tout à fait arrondis, et on ne peut émettre le moindre doute sur leur mode de transport: ils ont été entraînés et roulés par les eaux.

Or, à l'époque où j'ai pu les étudier, ils se montraient nombreux, de volume très variable et compris entre celui d'une noisette et la grosseur du poing.

La roche est donc une sorte de *brèche-poudingue*. Il serait impossible de répéter cette observation aujourd'hui, la carrière étant entièrement comblée. J'ai déposé au Musée de la Faculté des Sciences de Lille, il y a cinq ou six ans, quelques échantillons de cette brèche et notamment un bloc renfermant quelques petits *galets* de schiste. Ces spécimens pourront servir de témoignage à l'appui de cette note.

L'existence de véritables *galets* entraîne cette conséquence que la brèche de Doullers est une formation *détritique*.

Après avoir admis avec d'Omalius, que la brèche s'est

(1) B. S. G. F., 2^e série, tome X, p. 611.

formée sur place par suite du fendillement du calcaire et de la pénétration d'argile rouge dans les fentes, M. Gosselet s'est ensuite prononcé pour la formation par transport. Voici ce qu'il dit à ce sujet dans l'Ardenne (1) :

« La forme anguleuse des fragments qui la constituent exclut l'hypothèse qu'ils puissent venir de loin ; cependant il y a eu transport, car les belles brèches contiennent des morceaux de marbre différents par leur couleur et par leur origine. Il est probable qu'ils ont été arrachés à des rochers voisins consolidés, mais on n'a pas encore observé de traces de ravinement entre les brèches et les couches sous-jacentes. »

M. Briart a donné de trop bonnes raisons pour que la brèche de Landelies ne soit pas *dynamique* ; aussi je m'empresse de me rallier à son opinion pour Landelies, mais pour Landelies seulement. Toutes les brèches de Belgique sont-elles dynamiques ? C'est très possible, mais je ne crois pas qu'on soit autorisé à l'admettre sans avoir de preuves pour un grand nombre de cas ; aussi ai-je constaté avec satisfaction que M. Briart s'était mis en garde contre une généralisation hâtive.

L'exemple de Dourlers est là pour nous montrer qu'il peut exister des brèches détritiques incontestables, et que partant, il y a deux origines possibles pour les brèches du Carbonifère franco-belge, une origine *dynamique* et une origine *déritique*.

De l'existence de traces d'émersion dans le Carbonifère supérieur de l'Arrondissement d'Avesnes. — M. Gosselet a appelé l'attention, en 1888, sur une couche carbonifère de Bachant qui a reçu des carriers du pays le nom de « *banc d'or.* » Elle est formée de blocs roulés de calcaire noir

(1) p. 662.

ou bleu foncé empâtés dans du calcaire argileux rougeâtre. (1).

C'est un véritable poudingue, à galets calcaires, subordonné à l'assise à *Productus giganteus*, superposé à 2 ou 3 mètres de calcaire noir ou brun foncé, semblable au calcaire des galets qu'il contient. Ce substratum représente la base de l'assise de Visé.

M. Gosselet en conclut que « la brèche et le poudingue, en supposant qu'ils soient contemporains, ce qui n'est pas prouvé, indiqueraient qu'au milieu de l'époque carbonifère supérieure, il se produisit une émergence suivie de la formation de roches clastiques littorales (2). »

C'est, à mon sens, une conclusion qui paraît s'imposer dans l'état actuel de nos connaissances.

Le poudingue dit « banc d'or » est une formation extrêmement locale. On ne le connaît qu'à Bachant même et tous les autres affleurements carbonifères, ceux du Sud de l'arrondissement comme ceux du Nord, en sont dépourvus.

On arrive donc à la notion d'un poudingue à très gros éléments, parfaitement arrondis, *empruntés au calcaire sous-jacent* et connu en une seule localité.

L'interprétation de ces diverses particularités n'est pas chose facile. Comment des actions mécaniques assez puissantes pour donner naissance à des galets parfois aussi volumineux que la tête n'ont-elles pas réuni des éléments d'origine différente ? Pourquoi n'ont-elles pas marqué leur empreinte sur une plus grande étendue ?

Si l'on pouvait établir que le « banc d'or » de Bachant et la brèche-poudingue de Doullers sont deux formations équivalentes et synchroniques, la difficulté serait levée.

Or, à Bachant même, il y a coexistence de la brèche et du

(1) L'Ardenne, p. 658.

(2) Id. p. 662.

poudingue et ce dernier est inférieur à la brèche. Donc pour synchroniser le « banc d'or » et la brèche-poudingue, il faut admettre que la brèche de Bachant et celle de Doulers sont d'âge différent.

Il n'y a aucun motif pour s'arrêter à une solution plutôt qu'à une autre, et je considère ces questions comme insolubles pour le moment.

Quelles que soient les relations d'âge du « banc d'or » de Bachant et de la brèche-poudingue de Doulers, il n'en reste pas moins acquis que le Carbonifère de l'arrondissement d'Avesnes présente des traces d'émersion dans deux synclinaux différents et dans la même assise. Peut-être ces traces sont-elles contemporaines, peut-être datent-elles d'époques différentes.

M. Parent présente la note suivante :

*Sur la Station Paléolithique de Lauverdal,
Canton de Lumbres, Pas-de-Calais,
par M. Ponthier.*

Lauverdal est une ferme bâtie sur un plateau peu élevé, au Nord du val de Lumbres (altitude de 144 mètres d'après la carte de l'état-major) un ravin peu profond s'y étend au pied d'une colline crayeuse (étage turonien) et se dirige vers le village de Quelmes, dans la direction S. E. au N. O.

Pendant les vacances d'août 1893, M. Rebergues, un de mes amis, instituteur à Boulogne-sur-Mer, ayant exploré la contrée aux environs du village d'Acquin, trouva sur un tas de cailloux ramassés pour l'entretien de la route qui passe au Nord de la ferme de Lauverdal, un fragment de hache polie. M. Rebergues s'étant informé de la provenance des cailloux, les habitants du pays lui dirent que ces

cailloux étaient recueillis dans les champs dépendant de la ferme de Lauverdal. M. Rebergues pensa d'abord qu'une station néolithique avait pu exister là autrefois. Il me fit part de sa découverte et de son opinion, et nous résolûmes de faire une excursion à Lauverdal.

Dans une seconde exploration, M. Rebergues trouva encore sur un tas de cailloux, un superbe spécimen de hache taillée; dont l'authenticité est incontestable, car elle est patinée sur les deux faces. Cette nouvelle découverte modifia notre opinion : s'il y avait eu à Lauverdal une station de la pierre polie, elle avait dû être précédée d'une station de la pierre paléolithique.

EXCURSIONS A LAUVERDAL.

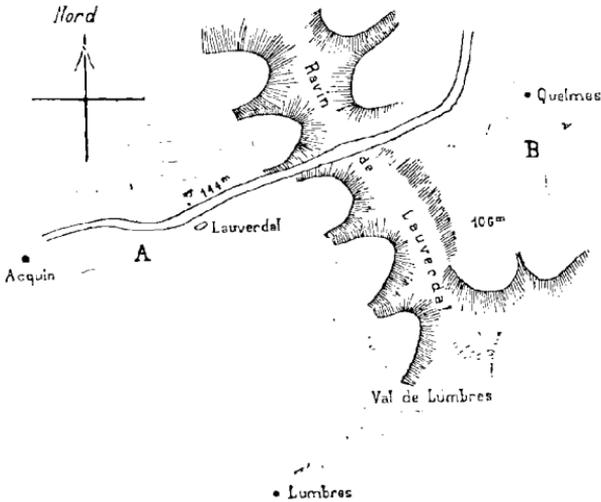
Dans une première excursion, nous trouvâmes : 1° neuf haches éclatées; ce sont des rebuts, il est vrai; les instruments ne sont pas terminés, mais la trace du travail de l'homme y est manifeste; 2° neuf grattoirs, ou éclats moustériens, qui tous présentent le conchoïde et l'esquillement de percussion, avec retouches; 3° un percuteur; 4° deux nucléi.

Dans une seconde excursion que je fis à Lauverdal, avec mon fils, nous recueillîmes dans le ravin une petite hache éclatée; ses arêtes sont vives, et elle ne paraît pas avoir éprouvé de frottements.

Nous nous livrâmes alors à des recherches dans la plaine située au bas de la côte de Lauverdal, et nous y recueillîmes deux pointes moustériennes qui font transition entre le coup de poing Chelléen et l'outil moustérien. Je les ai comparés à des spécimens que m'a envoyés M. Gin, ingénieur au Havre, et je crois que les silex de Lauverdal, sont parfaitement authentiques.

On trouve donc à Lauverdal : 1° des silex taillés (haches

éclatées; 2° des silex moustériens; 3° des nucléi qui offrent le plan de frappe ou de percussion, et dont le pourtour présente les facettes étroites et allongées d'où les lames ont été détachées. M. A. Six, professeur au lycée de St-Omer, à qui j'ai communiqué les grattoirs de Lauverdal, les pense franchement moustériens; il leur trouve beaucoup d'analogie avec les silex de la station des Noires-Mottes, près de Calais.



Les pointes trouvées à Lauverdal offrent les caractères de l'instrument Chelléen: elles sont retouchées sur les deux faces: ceci toutefois n'est pas étonnant, car d'après M. de Mortillet l'instrument Chelléen passe dans le moustérien et s'y maintient assez longtemps encore.

Les pointes de Lauverdal sont cependant moins lourdes que l'instrument Chelléen; peut-être forment-elles transition entre les deux époques? elles sont en silex du pays

(silex marin crétacé) très abondants soit dans le ravin de Lauverdal, soit dans les champs environnants.

Les pointes de Lauverdal offrent comme dimensions : longueur 115 mm., largeur 80. Longueur 114 mm., largeur 74. La longueur des racloirs est 111 mm. sur 70 de largeur ; 112 mm. sur 69 mm. de largeur ; 87 mm. sur 54 ; le plus petit grattoir a 57 mm. sur 27.

Comme les alluvions quaternaires n'ont pu se produire sur le plateau de Lauverdal, les instruments sont trouvés à la surface du sol. La plupart offrent une patine blanche assez épaisse ; ils présentent aussi des traces de rouille qu'il faut sans doute attribuer aux chocs de la charrue.

Quelques-uns ne sont pas patinés, ce qui tient sans doute à la nature du terrain argilo-calcaire où ils ont reposé, tandis que les silex trouvés dans le ravin et qui ont subi les influences atmosphériques sont patinés.

La situation de Lauverdal paraît avoir été favorable à l'établissement d'une station et d'un atelier. La colline qui s'élève au-delà du ravin protège le vallon contre l'âpreté du vent. Les hommes de la pierre devaient y trouver un excellent abri ; la nature crayeuse de la colline leur a sans doute permis d'y creuser des retraites, et la grande abondance des silex propres à la taille, devait leur fournir une ample provision de matériaux pour leur industrie.

Excursion géologique du 22 Avril 1894

à Roncq et à Halluin

par M. Ducamp, élève de la Faculté.

Dans cette excursion, M. Gosselet s'est proposé de nous montrer quelques monts où l'on voit affleurer les terrains tertiaires et en particulier l'argile de Roubaix recouverte

presque partout par un limon argileux panaché dont on se sert pour faire des briques.

Descendant à la Halte du Pied de Bœuf, nous nous dirigeons vers le Nord en gravissant la colline qui va rejoindre la Route nationale. Au sommet de cette colline, près de l'Estaminet de *la Montagne*, nous trouvons, à la Tuilerie de Roncq, une argile grise sableuse servant à faire des pannes. Cette argile est de l'âge des Sables de Mons-en-Pévèle. Mais nous n'y rencontrons pas de fossiles. Le limon qui forme la partie supérieure du sol contient à sa base des cailloux roulés et des fragments de grès ferrugineux. Ces grès de l'âge diestien contiennent des fossiles; un échantillon trouvé dans la pannerie renferme de nombreuses coquilles, coquilles de la mer diestienne.

Nous entrons dans Roncq et dans un enclos situé non loin de l'Église, nous avons pu remarquer une argile grise à Nummulites et à Turritelles. Cette argile provenait d'un puits creusé non loin de là. M. Maurice, membre de la Société géologique, a trouvé un bel échantillon renfermant de ces Turritelles et des Nummulites. Ces coquilles sont bien les fossiles des Sables de Mons-en-Pévèle; ce qui prouve que cette argile correspond bien aux Sables de Mons-en-Pévèle.

En sortant de Roncq nous passons du bassin de l'Espierre dans le bassin de la Lys, et nous traversons la vallée qui se trouve à la base du Mont d'Halluin. Le Mont d'Halluin domine le village de Roncq. Les versants sont en pente assez rapide; l'altitude étant de 63 mètres. Il nous présente le Panisélien caractérisé par ces grains verts de glauconie dont sont formés les grès et les sables du Panisel. Le grès trouvé est ici argileux et a quelque ressemblance avec le tuffeau. Cette couche devient de plus en plus argileuse vers la base. Tout à fait au sommet du mont, sur le flanc de la tranchée qui encaisse la route, l'argile est très sableuse :

elle est toujours verte, glauconieuse. Au bas de la montagne, c'est l'argile de Roubaix qui affleure. On a pu remarquer dans un éboulement du bord de la route, quelques grès ferrugineux qui certainement ont roulé du sommet. Le Diestien repose donc ici sur le Panisélien ; il n'y a pas d'éocène moyen et supérieur, la stratification est transgressive. Le sommet du mont est couvert de galets de silex bien arrondis qui sont l'équivalent du poudingue de Cassel ; la différence résulte de ce que le sable qui les accompagne a été ici enlevé par les eaux pluviales et les courants de l'époque quaternaire. Les galets qui sont plus lourds sont restés en place ainsi que les grès, ou ont roulé jusque vers la base de la colline.

Du Mont d'Halluin nous nous sommes dirigés vers la briqueterie d'Halluin qui, vraiment, méritait une visite. C'est toujours l'argile de Roubaix qui se présente, recouverte par le limon panaché devenant sableux à la base. Ce limon est différent de ceux qui ont été si bien étudiés par M. Ladrière. Des cailloux sont au contact de la diève et du limon. Des grès ferrugineux énormes du Diestien ont été trouvés au même niveau à 1^m40 de profondeur ; ces faits confirment l'hypothèse faite tout à l'heure au sujet des ravinelements dont les îlots tertiaires ont été l'objet à l'époque quaternaire.

La briqueterie d'Halluin a été le terme de la première partie de l'excursion.

Dans la seconde partie, après avoir déjeuné à Halluin, nous sommes allés vers la gare pour examiner des sables qui avaient été enlevés en creusant une cave. Ces sables sont d'un blanc gris, Meugy les rapporte aux sables de la Campine. Il est plus probable que ces sables sont des sables diluviens roulés. La rivière a roulé ce qu'elle a rencontré, puisqu'il n'y avait pas de silex sur les bords de la vallée, elle n'a pu rouler que du sable. D'ailleurs les sables campini-

niens sont ferrugineux, caractère que n'ont pas ceux que nous avons rencontrés. Ils sont un peu argileux, jaunes, et sont utilisés dans les fonderies.

Au Colbras où nous nous sommes arrêtés pour faire quelques sondages, un fait curieux nous a frappés. Sur un flanc de la route, M. Gosselet nous a fait remarquer des galets tertiaires remaniés dans le limon; tandis que sur le sommet nous avons pu voir qu'ils sont restés en place, à la surface du sol. Ces galets sont un dépôt de la mer diestienne, qui a été remanié par les courants diluviens. Un sondage fait au Colbras nous a montré sous les galets du sable panisielien, puis une argile verte, devenant plus verte encore vers la base; cette argile recouvre l'argile de Roubaix.

L'excursion s'est terminée par une visite à l'usine de Bousbecque, usine qui prend les eaux de la Lys pour les envoyer filtrer à Roubaix et Tourcoing.

Les Poudingues portlandiens

du Bas-Boulonnais,

par M. H. Parent (1).

Le terrain jurassique supérieur du Boulonnais est essentiellement composé de formations littorales ou du moins de sédiments déposés dans le voisinage des côtes dans une mer peu profonde. Les dépôts arénacés y sont prédominants et constitués par un sable grossier qui passe très souvent au gravier et qui renferme de nombreux lits de poudingue intercalés.

Ceux-ci prennent une importance de plus en plus grande à mesure qu'on monte dans la série jurassique: le

(1) Lû dans la séance du 9 mai 1894.

Kimmérien contient déjà des galets roulés, parfois disposés en bancs continus ; il en existe dans presque toutes les couches qui constituent l'étage *Portlandien*.

On peut observer des lits de cailloux roulés dans l'assise à *Ammonites portlandicus* à Ambleteuse, à Audresselles et sur la côte qui s'étend de ce village au Gris-Nez, à la Pointe de la Crèche, au cap d'Alpreck ; mais c'est surtout dans les grès à *Trigonia gibbosa*, c'est-à-dire à la partie tout à fait supérieure de la formation jurassique, qu'on les trouve en abondance, formant par leur réunion des masses parfois considérables, comme celle de la Pointe de la Rochette.

Le poudingue de la Rochette, visible également dans les carrières de Wimille où il est bien réduit, appartient comme nous venons de le dire à l'assise à *Trigonia gibbosa* ; sa partie supérieure a même été rangée dans le *Purbeck*.

La recherche de l'origine des galets réunis dans ce poudingue est des plus intéressantes.

On peut les séparer en deux groupes : le premier ne contenant que des roches jurassiques, le second groupe renfermant une grande variété de roches primaires.

Les plus abondants et les plus volumineux de ces galets proviennent de la partie inférieure de la zone à *Trigonia gibbosa* ; ils sont peu roulés, leurs angles sont seulement arrondis ; on peut y reconnaître : des grès de couleur grise avec *Cardium dissimile* ; des grès jaunes avec *Trigonia gibbosa* répandus à profusion dans le haut.

Les calcaires glauconieux du *Portlandien* moyen sont beaucoup plus rares ; j'ai trouvé quelques galets de calcaire pétris d'*Ostrea virgula* (lumachelles), venant certainement du terrain *Kimmérien*.

Aucune roche du jurassique moyen ne paraît représentée dans les poudingues portlandiens.

Puis vient une immense quantité de galets de quartz blanc ou rose, parfois rouge, pris presque tous dans les terrains primaires.

On trouve ensuite des cailloux bien roulés, complètement arrondis, en silex de couleur brune ou noirâtre ; ces silex m'ont montré, en les cassant, des débris de fossiles du terrain *Carbonifère* ; ils ne peuvent donc provenir que des couches à phanites qui surmontent le calcaire aux environs de Marquise.

On remarque parfois dans la masse du poudingue des morceaux de roches crevassées dans tous les sens ; ils sont en calcaire : on peut y distinguer le marbre violacé et le marbre gris exploités dans la Vallée-Heureuse (*Calcaire carbonifère*)

D'autres galets sont plats et très allongés ; en les brisant on reconnaît de suite des psammites du terrain *Famennien*.

Enfin on peut encore recueillir abondamment des morceaux anguleux de quartzites gris ou noir, venant soit du *Silurien*, soit du *Cambrien*.

Deux choses sont à retenir du rapide examen que nous venons de faire des galets du terrain *Portlandien*.

1° La présence de blocs de grès avec *Trigonia gibbosa* et *Cardium dissimile*, remaniés dans les poudingues du *Portlandien* supérieur, nous force à admettre une transformation très rapide du sable en grès, puisque celui-ci se trouve à l'état roulé dans un terrain qui contient absolument la même faune : la *Trigonia gibbosa* est en aussi grand nombre dans les blocs roulés que dans les grès qui les réunit

Il est curieux de trouver les mêmes fossiles dans toute une formation, séparée dans son milieu par une énorme masse de galets, sans que l'on puisse y observer le moindre changement.

2° La grande quantité de roches anciennes constitue

certainement un fait plus important, mais il nous semble bien difficile d'expliquer leur présence au milieu du terrain jurassique : en effet l'affleurement le plus rapproché de terrains primaires est séparé des dépôts qui en contiennent les débris, par un intervalle qui varie entre 10 et 20 kilomètres.

Comment expliquer l'existence d'une telle profusion de galets à une aussi grande distance d'un rivage ?

On sait que les cailloux roulés constituent des cordons littoraux au pied des falaises et que les nappes de galets se forment par la destruction et le recul de la falaise qui laisse derrière elle une couche continue de cailloux roulés.

On comprend de cette façon la présence de silex roulés répandus assez loin des côtes dans la Manche et le détroit du Pas-de-Calais : ils formaient, avant la destruction de l'isthme qui reliait l'Angleterre à la France, un cordon littoral ; celui-ci s'est converti en une nappe au fur et à mesure de la destruction de l'isthme et les galets sont restés au fond de l'eau (1).

Cette explication ne peut pas s'appliquer aux cailloux roulés du *Portlandien* ; le rivage ainsi que nous l'indique la nature des sédiments devait se trouver dans la direction de Calais, dans le voisinage des terrains primaires.

Il existe une autre région qui contient également des couches portlandiennes avec poudingues : c'est le Pays de Bray, qui sans doute formait à cette époque un haut-fond ou une île ; or, M. de Lapparent y a signalé l'existence de nombreux galets de roches anciennes, tant dans le grès

(1) DE LAPPARENT : *Traité de Géologie*, page 179.

DELESSE : *Légende de la carte lithologique des mers de France.*

STANISLAS MEUNIER : *Excursions géologiques*, page 189.

calcaire du *Portlandien* inférieur que dans les grès grossiers de l'assise à *Trigonia gibbosa* (1).

Ces galets ne peuvent que provenir du rivage qui, à l'époque jurassique, réunissait le Boulonnais à l'Ardenne et qui passait comme l'a figuré M. Gosselet (2) entre Amiens et Arras, Abbeville et Saint-Pol, c'est-à-dire à environ 60 à 100 kilomètres de la région du Bray. Ce sont les mêmes galets que ceux du Boulonnais, mais de taille beaucoup plus petite, dépassant rarement la grosseur d'une noix ; ceci nous indique un transport beaucoup plus long.

Ainsi donc nous avons la preuve qu'il peut exister à une grande distance d'un continent des amas de galets qui ne paraissent pas avoir été amenés par des courants puisqu'ils se montrent répandus uniformément sur plusieurs régions, ni par des rivières, les fossiles marins y étant intercalés en abondance.

Quelques mots sur les Sources vaclusiennes
des eaux de Joux (Suisse),

par M. Delessert (3).

M. E. Delessert entretient la Société des expériences de coloration exécutées récemment en Suisse, pour prouver la communication souterraine des lacs de Joux et Brenet, situés dans le Jura vaudois, avec la source de l'Orbe, près de Vallorbe (canton de Vaud).

Avant d'aborder son sujet, il fait une description som-

(1) DE LAPPARENT : Le Pays de Bray, pages 41, 47 et 92.

(2) Esquisse géologique du Nord de la France, 2e fascicule, Pl. VII A.

(3) Lû dans la séance du 23 mai 1894.

maire de la contrée, au point de vue géologique, sans négliger le côté historique, cherchant à montrer que le lac Brenet, dont il sera question, est plus récent que le lac de Joux (1020 mètres d'altitude), de même que le troisième et tout petit lac, devenu le lac *Ter*, de marais qu'il était à l'origine, comme le premier.

C'est en effet en 1126, que la pêche du lac de Joux est mentionnée pour la première fois, ainsi que celle de la piscine ou réservoir pratiqué à l'un de ses bouts, à l'endroit même où le lac Brenet apparaîtra plus tard. Vers le milieu du XIII^e siècle, les eaux du marais du *Brenaid* s'étant élevées par suite de l'obstruction effectuée à l'entonnoir principal (celui de Bonport) par les religieux de la localité, qui cherchaient tout naturellement à augmenter la gent poissonnière, source de leurs revenus et leur principale nourriture, ce terrain marécageux se transforma en lac, nommé dans la suite lac *Brenet*.

C'est au nord-est de celui-ci, à Bonport, que se voit le plus grand des nombreux entonnoirs, échelonnés tout le long des lacs (sur la côte nord-ouest), formés par l'affaissement du sol entre la chaîne du Mont Tendre et celle du Mont Risoux.

Un autre entonnoir non moins important, le Rocheray, qui fut aussi en dernier lieu l'objet d'une expérience analogue, se trouve tout à fait en amont, à l'extrémité occidentale du lac de Joux.

M. Delessert, tout en procédant à ce rapide exposé, dessine sur la planche noire un plan des lieux, ainsi qu'une coupe schématique du lac Brenet et de la montagne d'Orsaire, au-dessous de laquelle passent les canaux souterrains des eaux de Joux. Puis il indique les distances des divers points mentionnés au cours de son exposition :

Distance de l'entonnoir du Rocheray à celui de Bonport	8 km.
Distance de l'entonnoir de Bonport à la source de l'Orbe	3 »
Distance de la source de l'Orbe à Vallorbe	3 »
» » Vallorbe à Orbe	12 »
» » Orbe à Yverdon	11 »
Longueur du lac de Joux	10 »
» » Brenet.	1 ½ »

Niveau de ces lacs, à 230 mètres environ au-dessus de la source de l'Orbe.

On supposait déjà depuis longtemps une relation entre cette source et les eaux qui disparaissent dans les divers entonnoirs des lacs de Joux ; mais on n'en avait pas encore eu de preuve pour ainsi dire palpable.

Le régime de la source et sa température dénotaient bien une origine lacustre.

Cette température oscille entre 3°,5 et 14°,7 ; tandis que celle des autres sources sortant du Jura ne varie que fort peu : de 6°,8 à 7°,3 pour l'Aubonne ; de 7°,4 à 7°,9 pour la Venoge ; etc...

Un autre fait établi en 1884 par l'ingénieur du bureau cantonal des travaux publics, M. Guiguer de Prangins, et constaté encore plus tard, c'est que le niveau de l'Orbe, à Vallorbe, monte ou baisse suivant l'ouverture des vannes établies à l'entonnoir de Bonport.

En 1865, MM. Lucien Raymond et Aubert, voulant essayer de fournir la preuve directe de cette relation, firent jeter dans cet entonnoir 50 kilos d'amidon, mais sans succès ; on ne retrouva nulle part trace de cette substance, si facilement reconnaissable au moyen de l'iode.

En 1892, à la demande du Conseil d'Etat du Canton de

Vaud, MM. F. A. Forel et Gollietz entreprirent de nouveaux essais. Le 3 décembre, ils jetèrent à Bonport 1 kilo de violet d'aniline et conclurent à un « *résultat franchement négatif* », parce qu'aucune coloration ne s'était manifestée aux sources de l'Orbe cinq heures après l'expérience. Ce laps de temps était insuffisant, comme l'on va en juger ; d'ailleurs on aurait pu prévoir la décomposition du violet d'aniline par les roches calcaires du sous-sol. Dans le n° 110 du Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences naturelles, ces Messieurs rendirent compte de cette tentative infructueuse, sans indiquer en aucune façon leur intention de recommencer leur expérience.

Neuf mois plus tard, soit le 1^{er} septembre 1893, à 7 1/2 heures du matin, M. Jules Piccard, professeur de chimie à l'Université de Bâle, à qui des études préalables sur les eaux du Jura bâlois permettaient de mieux juger de la question, fit verser par le contre-maitre des travaux publics, à l'entonnoir de Bonport, 8 kilos de *Fluorescine* (1). Cette matière colorante, qui a l'avantage de ne pas être décomposée par les calcaires, produit une fluorescence verte, magnifique, surtout à la lumière solaire, et reconnaissable encore à la dose de un cent millionième.

Une superbe coloration émeraude commença à se montrer à la source de l'Orbe 50 heures plus tard et se propagea lentement tout le long de la rivière, par Vallorbe, Orbe et Yverdon. Jusqu'à son entrée dans le lac de Neuchâtel, mettant partout en émoi les populations riveraines. La durée totale visible de la sortie a été de 18 heures ;

(1) Poudre rougeâtre, dérivée de la *Fluorescine*, corps incolore, plus riche en hydrogène. Cette poudre, qui doit être préalablement dissoute dans de la soude caustique ou du carbonate de soude, peut être achetée toute préparée sous le nom d'Uranite.

la durée moyenne du séjour souterrain, de 59 heures. Connaissant approximativement le débit, M. Piccard a pu évaluer le volume des cavités souterraines, entre l'entonnoir de Bonport et la source, à 300,000 mètres cubes.

Il est à remarquer que lors de cette expérience, il y avait équilibre depuis longtemps établi entre le débit de l'entonnoir et celui de la source : ce qui ne fut pas le cas dans la tentative suivante.

En effet, le 28 décembre, à 11 1/2 heures du matin, après avoir fait subitement ouvrir les vannes de Bonport, MM. F. A. Forel et Golliez versèrent dans l'entonnoir 4 1/2 kilos de la même matière, et, 22 heures plus tard, en constatèrent l'apparition à la source de l'Orbe ; 5 heures après, on la remarquait à Vallorbe.

Le surlendemain de l'expérience, 30 décembre, la rivière devenait d'un beau vert émeraude à Orbe, et le soir de cette journée la fluorescence apparaissait enfin à Yverdon, après un trajet de 29 kilomètres.

On comprend facilement que, dans cette expérience, le séjour souterrain n'ait été que de la moitié de l'autre, la vitesse de l'écoulement s'étant accrue de l'augmentation du débit, par suite de la brusque ouverture des vannes de l'entonnoir de Bonport.

Néanmoins, en tenant compte des deux débits, à l'entrée et à la sortie, pour autant qu'il est permis de les apprécier, on arrive au même résultat pour le volume de l'Orbe souterraine entre ces deux points.

Enfin, un dernier essai fut tenté par ces Messieurs, pour constater si l'entonnoir du *Rocheray*, situé au nord-ouest du lac de Joux, est aussi en communication directe avec la source de l'Orbe. Le 6 janvier 1894, à 11 heures du matin, la même quantité de Fluorescéine y fut versée et ne fit son apparition à la source que le 18, car c'est ce jour-là, à 4 heures de l'après-midi, qu'on s'en aperçut à Vallorbe ;

le 19, toute la rivière était d'une magnifique fluorescence. Celle-ci se manifesta à Orbe dans l'après-midi du 19. La matière colorante avait donc mis treize jours pour effectuer son trajet.

Ces diverses expériences sont des plus concluantes et fournissent la preuve irréfragable que la source de l'Orbe provient effectivement des eaux des lacs de Joux et Brenet, par l'intermédiaire des entonnoirs précités.

M. Delessert présente en même temps à l'assemblée quelques photographies desdits lacs et de la source de l'Orbe, que M. Ch. Durier, vice-président de la Direction centrale du Club alpin français, a bien voulu lui confier pour la circonstance ; il lui en exprime ici toute sa gratitude.

Enfin, il reproduit dans un bocal d'eau cette superbe fluorescence, qui avait tant intrigué les riverains de l'Orbe au début de ces curieuses et très intéressantes expériences.

Séance du 6 Juin 1894

MM. Pontier, instituteur à Elnes,
Ed. Decroix, étudiant à Lille,
Déchin, foreur à Lille,

sont élus membres de la Société.

M. **Barrois** fait une communication sur quelques corps oolithiques, qu'il a observés dans les calcaires précambriens ; il leur croit une origine organique.

Séance du 4 Juillet 1894

MM. Treuffel, ingénieur à Dorignies,
Wiar, industriel à Cambrai,
Deblock, pharmacien à Lille,

sont élus membres de la Société.

Par suite de l'impossibilité où se trouve M. Gosselet de prendre part à l'excursion d'Emmerin, cette excursion et la séance extraordinaire annuelle sont remises à une date ultérieure.

M. Cayeux envoie la communication suivante :

*Sur la présence de restes de Foraminifères
dans les terrains précambriens de Bretagne.*

par M. L. Cayeux (1).

Dans un travail que j'ai présenté à la Société géologique de France, dans sa séance du 7 mai dernier (2), j'ai décrit un grand nombre de Radiolaires originaires du terrain précambrien des Côtes-du-Nord. Ces Rhizopodes à test siliceux ne sont pas les seuls organismes que l'on trouve dans le Précambrien de Bretagne. J'ai pu m'assurer, depuis longtemps, qu'ils sont accompagnés d'autres formes à test originellement calcaire et qui sont des Foraminifères.

Les roches qui renferment ces organismes sont des quartzites et phanites interstratifiés dans les phyllades précambriens de Saint-Lô, à Lamballe (Côtes-du-Nord).

Les coquilles précambriennes que je rapporte aux Foraminifères sont *simples* ou *composées*.

Les formes simples ou monoculaires sont susceptibles d'être confondues avec certains Radiolaires à pores obliques et ne peuvent fournir aucun argument décisif en faveur de l'existence de Foraminifères. Je les laisse de côté.

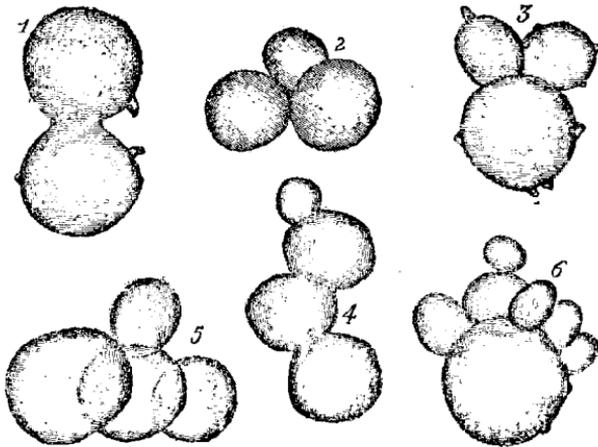
(1) Note présentée à l'Académie des Sciences dans sa séance du 18 juin 1894 (Voir C. R., tome CXVIII, p. 1433-1435).

(2) *Compte-rendu des séances de la Société géologique de France*, 1894, p. 79.

Les formes composées ou pluriloculaires comportent de deux à sept loges de dimensions généralement différentes.

Les individus biloculaires sont formés de deux cellules sphériques ou légèrement ovoïdes, largement soudées et munies de prolongements courts et rares (*fig. 1*).

Les coquilles triloculaires comprennent trois loges sphériques ou ovoïdes, garnies ou non de rudiments d'épines en très petit nombre. Ces loges ne sont pas disposées en



une seule série, mais groupées de façon que chacune d'elles soit tangente aux deux autres (*fig. 2 et 3*).

Les Foraminifères à quatre loges sont de deux sortes : A) Un premier type est réalisé par des cellules pseudo-sphériques d'inégales dimensions, groupées en une seule série en ligne brisée (*fig. 4*) ; B) d'autres formes se décomposent en loges globuleuses agglomérées en spire assez obscure (*fig. 5*). Toute trace d'épine fait défaut dans les deux groupes.

Je n'ai rencontré qu'une seule coquille ayant plus de

quatre loges. Les sept cellules qui la forment ont des dimensions très différentes, elles sont pseudo-sphériques ou ovoïdes et placées dans des plans différents. Il est impossible de s'assurer si leur distribution obéit à une règle déterminée. (*fig. 6*).

J'ai remarqué que quelques individus ont leur test percé de pores extrêmement fins ; ce caractère fait rentrer les Foraminifères qui en sont pourvus dans les *Perforata* de Carpenter.

De même que les Radiolaires précambriens, ces Foraminifères ont des dimensions qui s'écartent beaucoup de celles des Foraminifères paléozoïques connus. Les loges les plus volumineuses atteignent à peine 10 μ de diamètre.

Que l'on soit en présence de loges isolées ou agglomérées, il est toujours possible de distinguer les débris de Foraminifères des Radiolaires qui les accompagnent.

A) Même chez les Radiolaires les plus atteints par les métamorphoses de la silice ambiante, on réussit à mettre en évidence quelques vestiges de pores de grande taille ; ils manquent toujours dans les coquilles que je rapporte aux Foraminifères.

B) Les nombreuses tâches charbonneuses accumulées dans les coquilles de Radiolaires n'existent pas, ou peu s'en faut, dans les loges de Foraminifères.

Quant aux formes multiloculaires, à trois loges et plus, le mode d'agencement des différentes parties de la coquille exclut les Radiolaires et permet de les rattacher aux Foraminifères sans la moindre incertitude.

On conçoit que le petit nombre de matériaux dont je dispose à cette heure m'oblige à beaucoup de réserve en ce qui touche les conclusions à tirer de cette découverte. Il en est une à laquelle de nouvelles investigations donneront sans doute plus de relief, et que je désire formuler dès maintenant : c'est qu'il y a dans le Précambrien de

Bretagne des Foraminifères de forme relativement complexe comme il y existe des Radiolaires très différenciés.

Certains genres se sont-ils perpétués jusqu'à nos jours, comme c'est le cas pour les Radiolaires du même terrain ? La rareté de ces restes organiques, leur exigüité et leur conservation défectueuse ne laissent rien entrevoir dans cette direction. De nouveaux documents sont indispensables pour hasarder une comparaison avec les formes connues.

M. Gosselet présente pour la série des mémoires in-4^e, un travail intitulé :

Etude sur les Variations du Spirifer Verneuli
et sur quelques espèces voisines,
par M. Gosselet.

Frappé depuis longtemps du grand nombre des formes de *Spirifer Verneuli*, j'ai cherché si on pouvait y trouver des variétés constantes caractérisées par leur forme ou par leur position géologique. J'ai commencé par classer ces Spirifères en 6 groupes, d'après les rapports de dimension entre la longueur et la largeur ; j'ai constaté alors une série continue, telle qu'on n'y pouvait faire aucune coupure naturelle.

J'ai constaté aussi que la forme générale d'un *Spirifer* se modifiait avec l'âge, les diverses parties ne croissant pas progressivement dans les mêmes proportions. Je n'ai pu découvrir aucune raison pour prévoir à l'aspect d'un jeune Spirifère, s'il aura des ailes très étendues ou si sa forme sera presque quadrangulaire, si l'aréa prendra la forme d'un canal étroit ou d'une large surface triangulaire, si la petite valve sera bombée ou si ce sera la grande, etc.

J'ai examiné ensuite quelques espèces voisines du *Verneuli* qui se trouvent avec lui dans le dévonien supérieur

de l'Ardenne. Le *Spirifer aperturatus* et le *Spirifer Orbellianus* sont bien connus; j'ai dû faire une espèce nouvelle, le *Spirifer Malaisi* et, après bien des hésitations, j'ai rapporté quelques formes voisines du *Verneuili* au *Spirifer bifidus* de Rœmer.

J'espère appliquer la même méthode à l'étude des Spirifères du dévonien inférieur. Il est très probable qu'il faudra en réduire beaucoup le nombre des espèces.

Voici les conclusions générales de mon mémoire :

De la comparaison des diverses formes du *Spirifer Verneuili*, soit entre elles, soit avec les espèces voisines, on peut conclure que ce Spirifère est une espèce très polymorphe, dont tous les éléments varient, sauf le caractère des côtes, qui restent toujours simples sur les ailes, tandis qu'elles se multiplient par bifurcation ou par intercalation sur le bourrelet et sur le sinus.

Il y a des passages insensibles entre toutes ces variétés. Les coupures que l'on chercherait à y établir, ne peuvent être qu'artificielles. Non seulement elles se relient les unes aux autres d'une manière graduelle, mais le même individu passe successivement de l'une dans l'autre pendant le cours de son existence. On doit ajouter qu'elles ne sont pas cantonnées à un niveau géologique spécial.

Il faut faire une exception pour les Spirifères à grandes ailes de Barvaux, qui semblent propres à un faciès du Frasnie supérieur (1).

Ces Spirifères ne sont pas seulement caractérisés par le grand allongement des ailes, mais aussi parce que leurs côtes sont couvertes d'écailles imbriquées, relevées en

(1) On les trouve dans certaines couches de la région du Nord du Bassin de Dinant, que j'ai rapportées au Famennien, mais qui pourraient bien représenter les schistes de Barvaux.

forme de petits tubercules. Toutefois, si cette particularité concorde souvent avec l'allongement des ailes, elle ne l'accompagne pas nécessairement.

Je ne crois donc pas qu'il faille établir des variétés dans l'espèce dite *Spirifer Verneuilii*, mais plutôt des groupes de formes. Ces groupes se distinguent essentiellement des variétés zoologiques parce qu'un même individu peut passer successivement par plusieurs d'entre eux, avant d'arriver à sa forme définitive.

C'est dans la partie supérieure du Frasnien, c'est-à-dire au milieu de sa durée spécifique, que le *Spirifer Verneuilii* présente les variations les plus étendues. C'est alors qu'il est en quelque sorte dans toute sa sève, que la richesse des formes se joint à la puissance du nombre. Il peuplait les mers, l'emportant en quantité sur tous les autres fossiles, l'*Atrypa reticularis* excepté. Cependant aucune de ces formes ne donne naissance à une espèce nouvelle, pas même à une variété constante. Les formes un peu remarquables paraissent plutôt des variétés locales ; elles constituent une sorte de tribu ou de famille physiologique, ayant son cercle d'habitat, mais qui ne se propage, ni dans le temps, ni dans l'espace.

Le Famennien inférieur est déjà moins riche en variétés que le Frasnien. Quand on s'élève dans l'étage, le *Spirifer Verneuilii* présente de plus en plus des caractères intermédiaires. Il s'éteint enfin, dans le Famennien supérieur, sans qu'il soit possible d'admettre qu'il s'est transformé en une autre espèce. Est-il l'ancêtre du *Spirifer attenuatus* et des Spirifères du groupe du *Mosquensis* ? C'est possible, car la différence des deux types n'est pas extrême ; mais il n'y a pas de passage de l'un à l'autre. Dès que le *Spirifer attenuatus* se montre, il revêt immédiatement ses caractères distinctifs : toutes les côtes des ailes sont bifurquées. Or, jamais dans les couches inférieures aux schistes d'Etroeungt,

le *Spirifer Verneuili* n'a montré un indice de la bifurcation des côtes, jamais, malgré ses nombreuses variations, il n'a présenté une tendance à passer à l'*attenuatus* ; s'il y a filiation, la transformation a été rapide et complète.

On ne peut en dire autant des rapports du *Spirifer Verneuili* avec les *Spirifer Orbelianus* et *aperturatus*. Les caractères qui distinguent ces deux espèces sont assez peu importants et lorsqu'ils s'atténuent, elles deviennent presque des *Verneuili*. On pourra discuter si elles doivent être considérées comme des espèces ou de simples variétés, le passage de l'un à l'autre n'en reste pas moins acquis et leur filiation est une hypothèse fondée.

Il n'en est que plus curieux de constater que ces deux espèces ou variétés se produisent brusquement à la même époque dans tout le bassin, qu'elles ne sont précédées d'aucune tentative de l'espèce pour acquérir ces formes nouvelles, qu'elles naissent lorsque le *Spirifer Verneuili* ne s'était encore prêté à aucune variation importante et possédait toute son uniformité primitive, qu'elles disparaissent enfin très rapidement et aussi brusquement qu'elles sont venues, et que leurs descendants, s'ils en ont laissés, sont rentrés dans le type général de l'espèce *Verneuili*.

Quant au Spirifère nommé *bifidus*, s'il présente quelques formes que l'on peut rapprocher du *Verneuili*, il en diffère par un caractère essentiel qui se manifeste même dans le jeune âge. On doit aussi considérer que ces formes de passage, à détermination douteuse, ne se produisent que lorsque le véritable *Spirifer bifidus* du calcaire frasnien va disparaître de l'arène géologique, au moins dans l'Ardenne.

Ces divers faits confirment la loi que vient de poser M. Dollo, que l'évolution aurait lieu d'une manière discontinue et par sauts assez brusques.

Note additionnelle
à propos du **Spirifer Orbellianus.**

Depuis que le *Mémoire sur les Variations du Spirifer Verneuli* a paru, j'ai reçu de M. Dupont, directeur du Musée de Bruxelles, un exemplaire de sa note *sur les calcaires et les schistes frasniens dans la région de Frasne*. J'aurais déjà dû connaître ce travail, puisqu'il a paru dans le fascicule III, volume VI, du Bulletin de la Société belge de Géologie, qui fut distribué en février 1894. Accidentellement je n'avais pas ouvert ce fascicule. C'est un tort que je dois réparer par une note additionnelle.

Je commence par remercier M. Dupont de la courtoisie avec laquelle il cite et critique mes travaux. Je ne partage pas son opinion sur l'interprétation stratigraphique des massifs calcaires des environs de Frasne et sur l'âge du calcaire rouge, mais ce sont des questions que je n'ai pas à discuter ici.

Je ne m'attacherai qu'à une note, où M. Dupont dit que le *Spirifer Orbellianus* est un *Cyrtia*, parce qu'il est pourvu d'un deltidium. Un autre de mes amis m'a écrit dans le même sens ; il y a donc lieu de discuter la question.

Dalman (1) établit en 1827 le genre *Cyrtia* pour des Brachiopodes, spiriféroïdes dont la grande valve est conique, et dont l'aréa plat porte un trou circulaire ; il prend comme exemple *Cyrtia exporrecta* et *Cyrtia trapezoidalis*.

En 1849, d'Orbigny (2) accepta le nom de Dalman, mais, par une erreur singulière, il dit que la coquille du *Cyrtia* n'a pas d'ouverture pour le passage d'un muscle ; il le sépare

(1) DALMAN. — *Petrefacta sue cana*.

(2) D'ORBIGNY. — *Cours élémentaire de paléontologie, etc.*, tome II, p. 86.

du genre *Spirifer* par ce caractère et parce que le *Cyrtia* a un deltidium tandis que *Spirifer* n'en a pas.

Lorsque Davidson commença, en 1851, son magnifique travail sur les brachiopodes fossiles de l'Angleterre, il conserva le genre *Cyrtia* comme sous-section du genre *Spirifer*. Il le caractérise par son aréa large et triangulaire, par son ouverture deltoïde ou *delthyrium*, entièrement couverte par un *pseudo-deltidium* d'une seule pièce, généralement perforé par un trou circulaire ou *foramen*. Il fait remarquer que les seules différences qui le séparent du *Spirifer* sont une faible modification dans le caractère du deltidium et la présence du foramen pour le passage d'un pédicule (1).

Ce sont des modifications peu importantes, puisque, d'après lui, le genre *Spirifer* a aussi le *delthyrium* plus ou moins complètement fermé par un pseudo-deltidium échancré dans le voisinage du bord cardinal (2).

Six ans plus tard (3), le même savant reconnut que parmi les espèces rapportées au genre *Cyrtia*, il y a au moins deux types : l'un, comprenant *C. heteroclyta*, *C. Demarlti*, *C. septosa*, présente une coquille à test perforé de petits trous, et des plaques dentaires réunies au fond en une carène unique ; il en fit le genre *Cyrtina* ; l'autre, représenté par les types de Dalman, *Cyrtia exprorectu* et *trapezoidalis*, auquel il faut joindre le *Cyrtia Murchisoniana* du dévonien, possède une coquille à test fibreux comme les *Spirifères*. Il se rapproche tellement de ce dernier genre, que Davidson se demandait s'il ne doit pas y être réuni ; il ajoute que son deltidium en forme de voûte qui couvre entièrement

(1) DAVIDSON. — *British fossils Brachiopoda*, — *Introduction*. — *Classification*, page 83.

(2) Id. — *Id.*, page 80.

(3) DAVIDSON. — *British Brachiopoda, Carboniferous Brachiopoda*, page 66.

l'ouverture deltoïdienne est généralement, mais pas toujours, perforé par un trou circulaire. « Ces caractères, dit-il, sont d'importance à peine suffisante pour permettre la création d'un genre séparé. » Cependant il insistait sur l'ouverture arrondie du deltidium.

En effet, quelques pages plus haut (1), décrivant le *Spirifer cuspidatus*, que l'on avait rapporté au genre *Cyrtia*, il le réintègre dans le genre *Spirifer* proprement dit pour la raison suivante : « Bien que dans tous les spécimens qu'il avait pu observer, le deltidium ne fut pas entier, néanmoins et selon toute probabilité, ce deltidium n'était pas perforé par une ouverture circulaire, comme c'est le cas dans les vrais types de *Cyrtia*. »

En 1866, Davidson (2), en décrivant le *Cyrtia exprorecta* et le *Cyrtia trapezoidalis*, réunis en une seule espèce, les caractérisa encore par un deltidium convexe, terminé par un petit foramen, qui se cicatrice avec l'âge.

Puis il insista de nouveau sur le peu d'importance du groupe *Cyrtia*. « Si le terme de *Cyrtia* doit être maintenu, il ne peut être considéré que comme celui d'un sous-genre, ou d'une section du grand genre *Spirifer*. »

Ultérieurement, 1882, dans son supplément il revint un peu sur ce jugement ; il dit « qu'il semble y avoir quelque différence importante entre *Spirifera* et *Cyrtia* ; dans le premier, il existe un pseudo-deltidium sans foramen circulaire, tandis que dans le *Cyrtia* un deltidium convexe couvre complètement l'ouverture deltoïdienne et est perforé par un foramen circulaire. » (3)

(1) DAVIDSON. — *British Brachiopoda, Carboniferous Brachiopoda*, page 45.

(2) DAVIDSON. — *Silurian Brachiopoda*, page 99.

(3) DAVIDSON. — *British fossils Brachiopoda*. Supplément, page 80.

M. Zittel admit dans son traité de paléontologie le genre *Cyrtia* ; il le caractérisait par une grande valve pyramidale, un aréa grand et triangulaire, un pseudo-deltidium bombé avec une ouverture ronde et tubuleuse.

M. Oerth, dans l'appendice sur les Brachiopodes, qui termine le Manuel de Conchyliologie de Fischer, dit aussi que la coquille du *Cyrtia* est subpyramidale, que l'aréa est grand et triangulaire, qu'il y a un deltidium bombé percé d'un petit foramen arrondi.

Hall, dans ses plus récentes publications (1893-94), accepta de conserver le groupe *Cyrtia*, mais il déclare que c'est un groupe d'une très faible étendue et d'une très faible valeur morphologique. Il lui donne comme caractère, avec tous ses prédécesseurs, l'aréa très élevé et triangulaire, le deltidium convexe d'une seule pièce, et le foramen arrondi sur le deltidium.

Ces caractères existent-ils dans le *Spirifer Orbelianus* ?

L'aréa du *Spirifer Orbelianus* est très variable ; bien qu'il soit en général très élevé, cependant chez beaucoup de *Spirifer Orbelianus* le rapport de la hauteur de l'aréa à la longueur de la coquille est inférieur à celle de beaucoup de *Spirifer Verneuili*.

Le deltidium manque la plupart du temps, il est figuré dans les exemplaires qui ont servi de types à Abich ; je l'ai aussi observé dans un de mes échantillons, mais chez tous les autres il est absent.

Hall nous dit que le deltidium a le même mode de développement chez le *Cyrtia* et chez le *Spirifer*, il ne varie que par le degré de ce développement.

• L'ouverture triangulaire ou deltyrium, dit-il (1), peut rester ouvert pendant une période considérable de la vie

(1) HALL et CLARKE. — *An Introduction to the study of the Brachiopoda*. 1894, p. 152.

de l'animal ; mais, éventuellement, elle se ferme plus ou moins complètement par une paire de plaques deltidiales ayant la forme de triangles scalènes, qui se développent sur les côtés du deltidium. »

« A l'état adulte, ces plaques peuvent rester isolées, ou se rejoindre et se souder sur la ligne médiane de manière à constituer une simple plaque convexe (*Spirifer Cyrtina*). En se rencontrant, elles enferment complètement un foramen pédiculaire, circulaire ou ovale. »

L'absence usuelle du deltidium peut être due soit à ce qu'il a été résorbé peu à peu par l'animal, soit à ce qu'il s'est détaché accidentellement ; car la suture qui unit les plaques deltidiales aux bords du delthyrium ne présente jamais qu'une faible solidité.

J'étais donc, ce me semble, autorisé à considérer le deltidium accidentel du *Spirifer Orbelianus* comme ne s'opposant pas à ce que ce fossile appartint au genre *Spirifer*.

La présence d'un foramen est peut-être ce qui caractérise le mieux le genre *Cyrtia*, bien que cette ouverture puisse exister, comme on vient de le voir, chez les vrais Spirifères ; or, les figures d'Albich ne montrent pas de foramen.

Il se peut que M. Dupont possède de meilleurs échantillons que les miens et puisse y trouver des preuves positives que le *Spirifer Orbelianus* est un *Cyrtia*. Mes conclusions n'en seraient pas changées.

Nos coupes génériques sont des divisions arbitraires, dont la valeur est très variable. Quand elles sont fondées, comme dans le cas présent, sur des caractères si peu définis et si peu constants, elles n'ont aucune importance au point de vue du mouvement philogénique. Que la forme *Orbelianus* appartienne au genre *Cyrtia* ou au genre *Spirifer*, on restera libre d'admettre qu'il y a des passages entre cette forme et la forme *Spirifer Verneüli* et que la première n'est qu'une variété de la seconde.

*Excursion de la Société géologique du Nord aux sources
de Bénifontaine le jeudi 7 juin 1894.*

Compte-rendu par M. Gosselet.

Planches I et II.

La Société avait résolu de faire une excursion à Bénifontaine pour étudier les sources que la Ville de Lille a achetées pour son alimentation en eau potable.

L'excursion était guidée par M. Gosselet et par M. Mongy, Directeur des Travaux municipaux.

On est descendu du train à Pont-à-Vendin, et on s'est dirigé par Vendin-le-Viel sur Bénifontaine. En sortant du village, on a constaté que l'on est sur la craie. Le chemin monte légèrement et de chaque côté la surface des champs est couverte de granules de craie.

Vers le sommet du plateau, il y a un peu de limon ; puis, en redescendant vers Bénifontaine, on retrouve de la craie.

M. Gosselet montre la plaine de craie s'étendant au sud jusqu'au delà de Lens et d'Hénin-Liétard et à l'est jusqu'à Béthune. Elle plonge au nord d'une manière presque uniforme sous le terrain tertiaire de la Flandre.

M. Mongy conduit la Société aux sources, qui sont situées entre Bénifontaine et la fosse de Wingles ; puis on revient vers Hulluch, où l'on visite les sources, situées dans le parc du château.

Après le déjeuner, M. Gosselet expose l'origine de l'eau des sources en s'aidant des coupes et des plans qui lui ont été fournis avec la plus grande complaisance par M. Reu-

meaux, Ingénieur en chef, et par M. Lafitte, Ingénieur à la Compagnie des Mines de Lens (1).

« Avant d'aborder l'étude particulière des sources de Bénifontaine, il sera peut-être utile, pour plusieurs des personnes présentes, peu familières avec la Géologie, d'exposer quelques idées sur la nature et l'origine des sources en général.

Une partie de l'eau qui tombe sous forme de pluie ou de neige pénètre dans le sol; entraînée par la pesanteur et filtrant entre les particules solides, elle descend jusqu'à ce qu'elle rencontre une couche imperméable qui l'arrête plus ou moins complètement; elle s'amasse au-dessus de la roche imperméable, remplissant complètement tous les vides et tous les interstices de la couche qui la contient.

On désigne donc sous le nom de nappe aquifère une couche perméable, sable, grès ou calcaire, complètement imbibée d'eau; cette eau y circule comme dans les canaux superficiels en suivant la déclivité de la nappe aquifère et en général la déclivité de la roche imperméable, qui en constitue le fond.

Une source est un endroit où une nappe aquifère se trouve à fleur de sol et par conséquent où l'eau qui constitue la nappe peut couler à la surface et former un ruisseau.

La craie est une roche légèrement perméable; elle permet à l'eau de pluie de descendre lentement jusqu'à ce qu'elle soit arrêtée par une roche imperméable qui forme le fond de la nappe aquifère. Ici la couche imperméable

(1) Depuis lors, j'ai reçu des Ingénieurs des Compagnies de Béthune, de Courrières et de Liévin des documents qui m'ont permis d'étendre ce travail. Je leur adresse, ainsi qu'aux Ingénieurs de la Compagnie de Lens, mes bien vifs remerciements.

J. G.

est un ensemble de marnes argileuses connu sous le nom de *bleues* ou de *dièves*. On peut prendre plus facilement comme base de la couche perméable un banc de craie dure phosphatée, appelé *meule*, par les mineurs. Il repose presque directement sur les bleues.

Vous constatez dans la coupe N° 1 (pl. 1 et 2), celle qui passe par Bénifontaine, que toutes les couches, y compris le banc de meule, plongent vers le nord. Le niveau de la nappe aquifère suit la même pente : au puits N° 1 de Liévin (pl. 1), elle est à 35 mètres d'altitude ; au puits N° 3 de Lens, à 33^m ; au puits N° 11 à l'ouest de Lens, elle est à 30^m ; au sondage d'Hulluch, à 25^m et à la fosse N° 7 à Wingles, à 22^m. Les eaux souterraines descendent donc naturellement de Liévin vers Bénifontaine.

Si nous examinons la coupe N° 2, il y a plutôt une pente légère des couches vers le sud ; elle est probablement due au pli de terrain ancien, qui détermine la saillie du calcaire carbonifère de Meurchin au milieu du terrain houiller. Mais, si les couches inclinent vers le sud, il n'en est plus de même du niveau de l'eau souterraine. Situé à l'altitude de 30^m à la fosse N° 5, au sud de Lens, il passe à 27^m45 à la fosse N° 2 au nord de la même ville, à 25^m77 plus au nord encore à la fosse N° 8 et à 22^m à la fosse N° 10 à Vendin. Donc là encore l'eau descend de Lens vers le nord.

Dans la coupe N° 3 faite dans la concession de Courrières, le banc de meule présente une très légère inclinaison vers le nord ; il en est de même de la nappe aquifère qui coule aussi au nord. Le niveau de l'eau est à 29^m70, à la fosse N° 5 près de Sallau ; à 23^m90, à la fosse N° 9 au nord de Fouquières et à 22^m15 à la fosse N° 8 au nord de Courrières.

Dans la coupe N° 4, le banc de meule décrit une très légère courbe et, cependant, la nappe d'eau a encore son

écoulement vers le nord, mais la pente est très faible. Le niveau passe de 26^m80 au puits N° 3 de Courrières, à 25^m25 au puits N° 6, à 24^m05 au puits N° 7, à 25^m05 au puits N° 2 et à 22^m15 au puits N° 8 au nord de Courrières.

La très légère dépression de la nappe aquifère à la fosse N° 7, tient probablement à la présence de sources souterraines dans le grand marais de Montigny et le long du ravin, dit ruisseau de Montigny.

À l'ouest, la coupe N° 7, prise dans la Concession de Grenay, montre une inclinaison tout aussi remarquable de la nappe aquifère vers le nord. Elle passe peu à peu de l'altitude 33^m19 au puits N° 1, à l'altitude de 21^m, au puits N° 8. On voit en même temps le banc de meule s'abaisser d'une manière bien plus marquée encore.

Ainsi toutes les eaux souterraines de la plaine de Lens se dirigent vers le nord, vers Bénifontaine, Wingles et Vendin. Elles ont aussi une très légère pente vers l'est. Tandis que le niveau de l'eau est à la fosse N° 2 de Liévin à l'altitude de 42^m, elle est à la fosse N° 3 de Lens à l'altitude de 33^m, à la fosse N° 4 à 30^m, à la fosse N° 5 à 30^m84, à la fosse N° 4 de Courrières à 27^m15, à la fosse N° 3 à 25^m80, à la fosse N° 2 à 25^m05. Plus au nord, l'inclinaison vers l'est est moins sensible, l'altitude est à 22^m à la fosse N° 7 de Lens, à 22^m à la fosse 10, à 22^m15 à la fosse N° 8 de Courrières ; l'altitude du niveau d'eau reste donc à 22^m tout le long de la vallée de la Haute-Deule.

On peut conclure que dans la plaine située entre les collines de l'Artois et la vallée de la Lys, il y a une nappe aquifère, qui progresse lentement vers le nord-est et qui n'arrive au jour que dans les points où quelques vallées ont suffisamment creusé le sol.

Si cette nappe était contenue dans une couche de sable, elle serait d'une richesse et d'une régularité remarquables, mais la perméabilité de la craie n'est pas de même

nature que celle du sable. Si l'eau filtre lentement à travers la craie compacte, elle circule facilement dans les fentes qui coupent la roche à peu près dans tous les sens. Là, où les fentes sont nombreuses, l'eau coule en plus grande quantité. Si ces fentes sont larges, il peut s'y reproduire presque un ruisseau souterrain.

Il en résulte que les venues d'eau de la craie, sont d'inégales importances à des distances souvent très voisines. Si un puits ne rencontre que de la craie compacte peu fendillée, il ne produira presque pas d'eau.

Si, au contraire, il traverse une craie très fendillée, la quantité d'eau qu'il fournira peut être considérable.

Rien n'est plus instructif sous ce rapport que les documents suivants, qui viennent de m'être remis par M. Laffitte.

*Venues d'eau maximum dans les avaleresses
de la Concession de Lens.*

Fosse N° 1.	. . .	9.182 hectolitres à l'heure.		
» N° 2.	. . .	2.000	»	»
» N° 3.	. . .	2.500	»	»
» N° 4.	. . .	2.080	»	»
» N° 5.	. . .	25.000	»	»
» N° 6.	. . .	»	»	»
» N° 7.	. . .	150	»	»
» N° 8.	. . .	2 300	»	»
» N° 9.	. . .	12.000	»	»
» N° 10.	20 à	25.000	»	»
» N° 11.	. . .	7.080	»	»
» N° 12.	. . .	1 380	»	»

Remarquez que la fosse N° 4 de Lens, près de la ville, a donné 2.080 hectolitres à l'heure, tandis que la fosse N° 5, de l'autre côté du canal, a fourni 25 000 hectolitres; la fosse de Wingles, N° 7, n'a donné que 150 hectolitres,

tandis que celle de Vendin en a donné de 20 à 25.000 hectolitres.

La pauvreté de la craie de la fosse de Wingles en eau peut vous faire craindre que les sources de Bénifontaine, qui en sont voisines, ne soient pas abondantes. Voici ce que M. Laffitte, ingénieur aux mines de Lens, m'a fait observer à ce sujet :

« Nous prenons dans le niveau à cette fosse, pour l'alimentation des machines et pour la condensation de la vapeur d'échappement, une certaine quantité d'eau par jour. »

« Pour nous procurer cette eau, nous avons creusé dans le niveau même, à environ 1^m50 ou 2^m au-dessous de la surface de l'eau du flot de Wingles, un réseau de galeries pratiquées dans la craie et d'une longueur totale de 255^m. »

« Les pompes de la machine condensante aspirent 5^{mc}780 par minute ; les autres pompes alimentaires 0^{mc}762 soit au total 6^{mc}542 par minute. Mais cette marche ne peut être soutenue toute la journée parce que les galeries sont mises à sec au bout de 9 h. 20 m. On constate en effet que l'eau baisse de 1^m40 pendant ce temps. »

« En résumé, nous puisons dans le niveau journallement :

Pendant la marche de la machine condensante. . .	3.662 ^{mc}
Pendant l'arrêt.	633
Total.	<u>4 295^{mc}</u>

Si la craie des sources n'était pas plus aquifère que celle de la fosse N° 7, nous pourrions avoir des craintes. Mais, d'une part, M. Mongy nous dit que les sources de Bénifontaine ont donné 21,000 m. c. par jour (1). D'autre

(1) Rapport de M. Kolb au Conseil municipal.

part, l'existence même des sources est un indice de la présence de fentes nombreuses dans le sous-sol.

Il est clair que le niveau supérieur de la nappe souterraine étant le même partout, pour qu'une source se produise en un point plutôt qu'en un autre, il faut, ou que ce point soit particulièrement bas et inférieur au niveau de la nappe, ce qui n'est pas le cas ici, ou que l'eau y afflue en plus grande quantité par l'existence en cet endroit d'une cheminée souterraine.

Je crois que quand une nappe aquifère est à une faible profondeur, il peut s'établir des sources naturelles, ascendantes, dans les points où afflue le liquide souterrain.

Nous pouvons donc être tranquilles et admettre, sur le témoignage des jaugeages de M. Mongy, que la quantité d'eau fournie par les sources de Bénifontaine ne sera pas inférieure à ce qu'il nous a annoncé.

Bien plus, nous pouvons espérer qu'elle sera supérieure, quand les ouvertures seront agrandies et que l'eau pourra sortir plus facilement.

L'étendue du bassin d'alimentation est aussi une garantie que la nappe aquifère variera peu sous l'influence des modifications météorologiques.

Après l'échange de quelques observations entre MM. Mongy, Ladrière et Gosselet, la séance est levée et la Société reprend le chemin de la gare de Vendin.

Quelques observations géologiques aux environs de
Guiscard et de Sinceny,

par M. Gosselet (a).

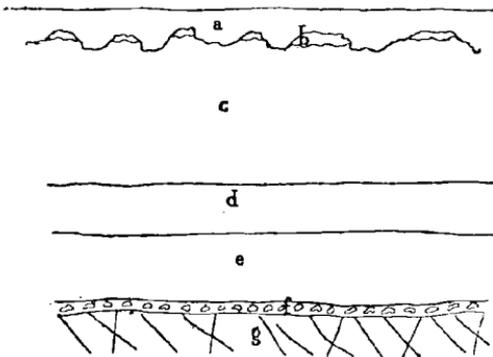
Les environs de Guiscard ont été étudiés depuis

(a) Lu dans la séance du 28 février 1894.

longtemps par Graves (1) et par Hébert (2). Il n'y a plus aucun détail géologique important à signaler, mais les coupes données par ces deux savants géologues ont disparu et on a ouvert d'autres carrières qui ne manquent pas d'intérêt.

Contrairement à ce qu'indique la carte géologique, la craie affleure dans la vallée autour de Guiscard. La partie basse du bourg est sur la craie; on y a creusé une large entaille pour établir la gare et on l'exploite dans plusieurs carrières pour faire de la chaux.

FIG. 1. Coupe d'un four à chaux à Guiscard.



g Craie.

f Sable vert argileux contenant des silex usés, verdis à la surface, 0m10 à 0m20.

e Sable gris clair, qui prend une teinte verdâtre dans le bas, 2 mètres.

d Sable vert d'apparence argileuse, 1m50.

c Sable vert ou gris verdâtre, à grains fins, 4 mètres.

b Concrétions calcaréo-arénacées contenant des moules de fossiles et paraissant isolées à la surface du sable.

a Limon.

(1) GRAVES, *Essai de topographie géognostique du département de l'Oise*.

(2) HÉBERT, *Bull. S. G. Fr.*, 2^e s. II, p. 647, 1854.

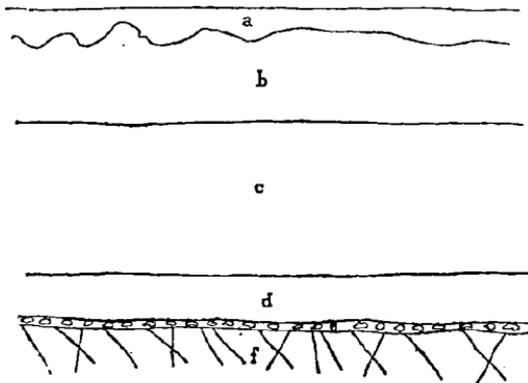
Dans la plupart de ces carrières, la craie est recouverte par des sables tertiaires de caractères assez variés.

Au four à chaux, situé un peu à l'est de la route, on observe la coupe ci-dessus.

Un peu au nord, à l'entrée du chemin de Berlancourt, on retrouve les mêmes concrétions arénacées dans du sable gris et elles sont recouvertes de marne verte.

Le grand four à chaux Hinckellrin, situé à 500 mètres à l'est du précédent, montre une coupe un peu différente. (fig. 2).

FIG 2. Coupe du four à chaux Hinckellrin à Guiscard.



f Craie.

e Sable vert avec cailloux, 0m20.

d Sable gris 1m75.

c Sable vert à grains fins, 5 mètres.

b Sable gris à grains plus gros, remplis de galets de marne, d'huitres roulées, de dents squales, en stratification entrecroisée irrégulière, 3 mètres.

a Limon.

La partie inférieure des sables est presque identique

dans les deux carrières, il n'en est plus de même de la partie supérieure. On ne voit pas dans la carrière Hinckellrin les concrétions arénacées fossilifères et les marnes vertes de la première carrière; au lieu de cela, on y trouve des sables tout particuliers, remarquables par la grosseur de leurs grains, par leur richesse en galets, qui les fait quelquefois passer à l'état de conglomérat et surtout par leur stratification entrecroisée.

Ils constituent une formation que je n'ai encore observée avec les mêmes caractères qu'aux environs de Guiscard; elle y est très développée. En effet, à un kilomètre au sud du bourg, il y a deux grandes sablières ouvertes, l'une à l'est, l'autre à l'ouest de la route de Paris, dans des sables qui présentent les mêmes caractères, mais qui se distinguent par une plus grande richesse en glauconie. Ces carrières offrent les plus beaux exemples de stratification entrecroisée que l'on puisse voir. Elles mériteraient d'être photographiées. La grosseur des grains de sable comme la quantité de la glauconie varie selon les couches. Il y a aussi des galets de marne, si nombreux en certaines places qu'ils forment une sorte de poudingue. Il n'est pas besoin d'aller chercher bien loin l'origine de ces galets. On voit dans un coin de la carrière, intercalée dans les sables, une couche irrégulière de marne identique aux galets. Ceux-ci proviennent certainement de couches marneuses semblables, qui se sont déposées à divers niveaux au milieu des sables et qui ont été détruites par les courants.

Ces galets de marne m'ont rappelé par leur forme ovoïde et aplatie les galets d'argile que l'on voit si fréquemment apportés sur la plage de Dunkerque, et ceux que j'ai trouvés dans les sables à stratification entrecroisée du port de Dunkerque (1).

(1) GOSSELET, Ann. Soc. Géol. du Nord, x, p. 46.

Je n'ai pas pu élucider complètement la position des sables grossiers de Guiscard par rapport aux autres couches tertiaires. Si on monte au-dessus de la carrière Hinckellrin, on ne voit ni les concrétions arénacées fossilifères, ni les marnes vertes ; mais à cent mètres de distance, il y a des trous d'anciennes marnières, où l'on a exploité la marne blanche signalée par Graves aux environs de Guiscard ; à un niveau un peu plus élevé, on arrive à l'argile plastique. La question se pose donc de la manière suivante : les sables grossiers viennent-ils s'intercaler entre les sables verts inférieurs et les concrétions fossilifères de la première carrière, ou ces dernières ont-elles été ravinées avec les marnes vertes avant le dépôt des sables grossiers ?

Je n'ai pas non plus d'opinion formelle sur les rapports du sable grossier avec les couches inférieures. Dans la carrière Hinckellrin, il semble y avoir concordance, ou au moins la ligne qui les sépare n'est que faiblement ondulée. Mais, à Sermaize, sur la route de Bussy, une sablière montre du côté nord-est une sorte de poche creusée dans le sable blanc et remplie de sable vert à stratification entrecroisée, qui rappelle beaucoup celui de Guiscard.

Le petit chemin de fer de Guiscard à Noyon, suit la vallée de la Verse ; il ne présente aucune tranchée, si ce n'est près de Bussy, où il traverse les sables inférieurs. Il n'en est pas de même de la ligne de Noyon à Lassigny, qui emprunte sur une grande partie de son parcours la vallée de la Divette.

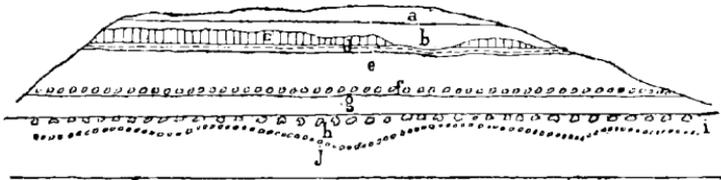
La tranchée du Moulin bleu, près d'Évricourt, est particulièrement intéressante (fig. 3).

Avant de discuter les caractères des différentes couches que l'on observe dans cette coupe, je dois rappeler les remarquables travaux faits par M. de Mercey (1) sur les

(1) DE MERCEY. — Bull. Soc. Géol. France, 3^e série, VIII, p. 19, 1880.

terrains tertiaires du Noyonnais. J'en ai constaté la scrupuleuse exactitude et je suis en tout point d'accord avec lui pour l'ordre de superposition des couches. Je dois cependant faire des réserves pour la partie théorique de son mémoire, car je ne partage nullement sa manière de voir au sujet de l'origine de l'argile plastique et du calcaire d'eau douce.

FIG. 3. Tranchée du Moulin bleu à Évrécourt.



- a Limon, 0m50.
- b Sable jaune quaternaire 0m20 à 0m60.
- c Calcaire gris d'apparence d'eau douce, 0m30 à 0m70.
- d Argile calcarifère violacée, 0m10.
- e Marne verte avec *Ostrea heteroclyta*, 1 mètre.
- f Concrétions calcaires dans la marne, 0m20.
- g Sable vert argileux, devenant gris et jaune dans le bas, 0m60
- h Sable gris contenant de grosses concrétions arénacées fossilifères, 0m40.
- i Ligne de galets noirs très ondulée.
- j Sable gris entièrement semblable à celui qui est sur les galets.

M. de Mercey distingue dans les sables de Bracheux trois assises séparées par des ravinements et des lits de galets. Il est très probable que la tranchée d'Évrécourt nous montre la ligne de galets, *i*, qui sépare ses deux assises supérieures, l'assise de Gannes dans le bas, et celle de Bracheux dans le

haut. Je ne suis pas convaincu que l'ondulation du lit de galets indique un ravinement. La ressemblance du sable supérieur avec le sable inférieur est telle, qu'ils paraissent appartenir à une même formation. Il suffit d'un simple flot de marée pour disperser à la surface de la plage un lit de galets semblable à celui d'Évricourt. — Cette ligne ondulée de galets n'aurait une véritable importance que si elle était continue sur un grand espace et si elle correspondait à une différence de faune, c'est ce dont je n'ai pu m'assurer.

M. de Mercey a pris les principaux exemples des lits de galets dans les tranchées du chemin de fer de Roye à Compiègne. Malheureusement ces tranchées sont maintenant en si mauvais état que je n'ai pu vérifier et à plus forte raison infirmer les faits observés par M. de Mercey, lorsque les tranchées étaient fraîches.

Une sablière ouverte dans un chemin au nord d'Auneuil m'a montré la coupe suivante de haut en bas :

- 1^o Marne verte sans fossiles, base des marnes à huîtres, 0m20.
- 2^o Sable fossilifère gris, 1 mètre.
- 3^o Ligne ondulée présentant de place en place quelques galets.
- 4^o Sable verdâtre avec lits d'huîtres.

Ici le ravinement est évident, mais le sable inférieur me paraît devoir être rapporté à la glauconie de La Fère, tandis que le niveau supérieur serait celui de Bracheux. Il manquerait l'assise moyenne de M. de Mercey.

Les concrétions arénacées fossilifères qui existent dans la partie supérieure du sable à la tranchée du Moulin bleu méritent de fixer notre attention. Nous les avons déjà vues aux environs de Guiscard ; elles sont bien développées près de Dives et de Lassigny.

A deux kilomètres en amont d'Évricourt, vis-à-vis le château de Dives, il y a une sablière qui montre à partir du bas :

- 1^o Sable présentant des zones horizontales et parallèles verdâtres ou jaunâtres, 4 mètres.
- 2^o Sable gris avec blocs de grès fossilifères; ces blocs sont en général sur le sable, mais quelques-uns sont dans le sable, 1 mètre.
- 3^o Marne verdâtre remaniée, qui contient quelques galets.

Un peu au nord de Lassigny, à 700 mètres sur la route Roye, il y a une sablière de sable gris avec bancs de grès intercalés et sur ce sable, un autre qui renferme les concrétions arénacées fossilifères et des galets. Il représente probablement à l'état remanié et mélangé, les diverses couches de sable que l'on a vues en place à Évricourt.

M. de Mercey a appelé avec beaucoup de raison l'attention sur les marnes vertes à huîtres, qui sont à la partie supérieure du sable. Il les désigna sous le nom de *Marnes de Marquéglise*, et il les caractérisa par la présence de petits rognons blancs de nature calcaire et parce qu'elles contiennent une très grande quantité d'huîtres : *Ostrea Bellovacina*, *Ostrea heteroclita*. Il fait observer qu'elles constituent un niveau géologique excellent parce qu'il est facile à reconnaître à sa couleur ; il le rapporte encore à l'assise des sables de Bracheux. Elles correspondent peut-être aux lumachelles sableuses à huîtres, qui sont à la partie supérieure du sable, à Bracheux. Elles affleurent partout aux environs de Lassigny.

Sur la marne verte vient un calcaire compact gris blanc ou gris de fumée que M. de Mercey a désigné sous le nom de *Calcaire de Mortemer*.

Mortemer, petit village à l'ouest de Raisons-sur-Matz, était naguère le centre d'une industrie importante de tailleurs de pierre, qui exploitaient le dit calcaire pour les constructions. Mais aujourd'hui toutes les carrières sont abandonnées et Mortemer n'est plus connue que par sa fabrication de veilleuses en terre faites avec l'argile plastique.

La seule carrière qui reste encore ouverte présente la coupe suivante de haut en bas :

1 ^o Limon argileux	0m40.
2 ^o Argile grise verdâtre.....	0m50.
3 ^o Argile grise avec concrétions blanches, les unes dures, les autres tendres.....	1m50.
4 ^o Sable argileux brunâtre (ancien sol végétal ?)	0m80.
5 ^o Sable jaunâtre calcaire, couche irrégulière	0m10.
6 ^o Calcaire concrétionné à tubulures	0m20.
7 ^o Sable blanc ou jaunâtre.....	1 m.
8 ^o Calcaire exploité.....	0m40.
9 ^o Argile verte avec huîtres.....	0m10.
10 ^o Sable.	

Cette coupe diffère très peu de celle qui a été donnée par M. de Mercey (1).

Le calcaire de Mortemer est généralement rubanné ; quelquefois il est compact et siliceux ; il présente tout à fait l'aspect d'un calcaire d'eau douce.

On n'y trouve pas de fossiles ; cependant on y a signalé des graines de *Chara* et une Paludine. Il pénètre dans les marnes vertes inférieures, se soude à elles, paraît même les empâter, de sorte que sa partie inférieure renferme les huîtres de la marne.

Il est très développé dans la vallée de la Divette, et autour de Lassigny. Vers l'ouest, M. de Mercey l'a suivi jusqu'à Coivrel ; mais vers le nord comme vers le sud, il perd ses caractères spéciaux.

Graves avait signalé au sud de Noyon, à Mélicocq et à Machemont des marnes calcaires séparées de la craie par les sables tertiaires. Hébert alla les étudier dans l'espoir d'y trouver les analogues des calcaires de Rilly.

Mélicocq et Machemont sont deux villages situés en face

(1) DE MERCEY, Bull. S. G. Fr., 3^e s. VI. p. 684, 1878.

l'un de l'autre, le premier sur la rive droite, le second sur la rive gauche du ruisseau du Matz.

A Mélicocq, on exploite sur le chemin de Thourotte du calcaire tuffacé, marneux par places et où la stratification n'est pas bien distincte. Il a 5 à 6 mètres d'épaisseur; on ne voit ni la couche qui est au-dessous, ni celle qui est au-dessus. Si l'on approche du village de Mélicocq, on aperçoit dans les fossés de l'argile grise, qui appartient à l'assise des lignites. L'église et le cimetière sont sur cette argile, mais du fond des fosses, on retire des concrétions calcaires semblables au calcaire exploité sur le chemin de Thourotte. La couche calcaire n'affleure pas (1); sur la route, près de l'église, et à trois mètres environ en contre-bas du cimetière, on voit la partie supérieure du sable de Bracheux. On peut en conclure que le calcaire de Mélicocq est entre l'argile plastique et le sable de Bracheux.

En face de Mélicocq, à 500 mètres environ à l'ouest de Machemont, il y a une autre carrière de marne tuffacée contenant un banc calcaire très dur. Ses relations avec les couches voisines ne sont pas visibles, mais on peut constater que le banc de marne blanche vient passer sur l'escarpement de la route, tandis que l'argile plastique se trouve à quelques mètres plus haut, formant le sol du village.

Graves et Hébert ont admis que les marnes de Mélicocq sont les mêmes que celles qu'on exploitait à Guiscard et dont il a été question plus haut. Les exploitations de Guiscard sont abandonnées; néanmoins j'ai pu voir encore la position d'une ancienne marnière entre les sables de la carrière Hinckellrin et l'argile plastique.

Ainsi les marnes de Mélicocq, de Machemont et de Guiscard, occupent exactement le niveau du calcaire de

(1) Graves dit que le village est sur un lit de marne calcaire jaunâtre.

Mortemer, c'est donc avec raison que M. de Mercey assimile ces deux couches.

Hébert n'a pas hésité à reconnaître dans les marnes de Mélicocq et de Guiscard l'assise qu'il avait si bien étudiée sous le nom de calcaire de Rilly. Elles en diffèrent néanmoins par leur nature plus marneuse et surtout par l'absence de fossiles. Mais il ne s'arrêtait pas à ces différences; la similitude de position lui suffisait pour identifier les deux niveaux calcaires.

Il reconnut aussi plus au nord, à Sinceny, près de Chauny, des marnes qui lui rappelaient complètement celles de Guiscard.

La marne de Sinceny affleure vers le bas de l'escarpement de l'Oise, au pied du village. Elle repose sur des sables blancs qui ont été exploités pour la verrerie.

Si Hébert se trompait quant à l'âge des sables de Rilly, il avait parfaitement raison d'en rapprocher les sables blancs de Sinceny, il se trouvait par suite conduit à assimiler la marne de Sinceny au calcaire de Rilly.

La marne de Sinceny est blanche, tendre, pénétrée et entremêlée de sable vert; elle contient des concrétions calcaréo-siliceuses, qui sont plus particulièrement entourées de sable vert. Hébert lui attribue six mètres d'épaisseur.

Elle est surmontée d'argile plastique jaune ou brunnâtre, puis d'argile à lignites. Hébert qui a vu ces argiles à une époque, où elles étaient exploitées, leur donne une épaisseur de 8^m35.

C'est immédiatement au-dessus de l'argile que viennent les sables si connus par les magnifiques fossiles qu'ils ont fournis à l'abbé Lambert, à Hébert, à M. Dollfuss et à bien d'autres. Cependant, je ne sais pas que la coupe détaillée de la sablière ait été donnée. La voici telle que je l'ai relevée en 1893.

On y voit, de bas en haut :

1 ^o Lumachelle sableuse avec galets très nombreux et lentilles de sable pur	1m20.
2 ^o Sable contenant quelques galets et des fossiles <u>abondants</u> , mais isolés.....	0m70.
3 ^o Sable légèrement coloré <u>sans fossiles</u>	0m10.
4 ^o Lit coquiller : huîtres très <u>abondantes</u>	0m05.
5 ^o Sable <u>fossilifère</u> limoneux	0m15.
6 ^o Ligne de stratification ondulée.	
7 ^o Limon sableux rempli de galets	0m20 à 0m40
8 ^o Terre végétale.....	0m30.

Dans le verger, qui est au-dessus de la sablière, il y a une couche, d'un mètre environ d'épaisseur, de marne grise remplie d'*Ostrea Bellovacina* et d'*Ostrea Sparnacensis*.

Il peut être utile de rappeler que l'âge des sables fossilifères de Sinceny a donné lieu à de longues discussions.

Ils furent découverts par l'abbé Lambert, qui en envoya les fossiles à Hébert. Celui-ci fut frappé de l'association remarquable qu'il y reconnut. C'est un mélange des espèces des sables de Cuise avec celles des lignites. Hébert en conclut que le dépôt de Sinceny est intermédiaire entre les lignites et les sables de Cuise (1).

Plus tard, après avoir observé la tranchée du chemin de fer qui est au sud de Sinceny, il admit que les sables fossilifères sont intercalés dans l'assise des lignites (2).

Quelques années après, MM. Dollfuss (3) et de Mercey (4), revinrent à l'opinion primitive d'Hébert et soulignèrent que les sables de Sinceny doivent former une assise spéciale, différente à la fois des lignites et des sables de Cuise. Hébert maintint sa seconde manière de voir (5).

(1) HÉBERT : Bull. S. G. Fr., 2^e s., XI, p. 655. 1854.

(2) HÉBERT : Bull. S. G. Fr., 2^e s., XVIII, p. 79. 1860.

(3) DOLLFUSS : Ann. S. G. N., V, p. 5, 1877. — Bull. S. G. Fr., 3^e s. VII, p. 16, 18, 412.

(4) DE MERCEY : Bull. S. G. Fr., 3^e s., VII, p. 402, 579, 610.

(5) HÉBERT : Bull. S. G. Fr., 3^e s., VII, p. 408.

Mais, comme le démontra M. de Mercey, la discussion n'avait qu'une importance théorique, car au point de vue de la position relative des couches, ils étaient tous d'accord.

J'ai pu vérifier la parfaite exactitude de la coupe donnée par Hébert (1) pour la tranchée du chemin de fer.

Bien que la végétation ait caché en grande partie les affleurements, on peut cependant distinguer encore les divers strates reconnus par notre illustre maître. Lors de ma visite une entaille faite dans la tranchée un peu à l'ouest du passage supérieur de la route d'Autreville, montrait 1^m50 de sable fossilifère avec fossiles de Sinceny, sans galets, mais contenant une petite veine ligniteuse. Les cinq centimètres supérieurs du sable renferment en abondance l'*Ostrea sparnacensis*. Sur ce sable on trouve une couche marneuse remplie de la même huitre et d'*Ostrea Bellovacina*. Du côté nord la même lumachelle marneuse à *Ostrea sparnacensis* et *Ostrea Bellovacina*, fait saillie au milieu de la végétation. Ces couches s'enfoncent légèrement vers l'est.

Un peu au-delà du pont, la lumachelle marneuse à huitres se trouve au niveau de la voie. Elle est surmontée par de la marne argileuse, remplie de débris de *Cyrena cuneiformis*, et enfin, au sommet de la tranchée, on voit un nouveau lit d'huitres, où l'*Ostrea Bellovacina* atteint une grande taille. Un peu plus loin en approchant de la station, on voit apparaître des sables jaunes, qui sont la base des sables de Cuise.

Ces diverses couches doivent-elles constituer un système à part, ou doivent-elles être réunies à l'assise des lignites, tel était en fait l'objet de la discussion. Je préfère la seconde opinion.

On trouve des marnes calcaires blanches analogues à

(1) HÉBERT : Bull. S. G. Fr., 3^e s., VII, p. 410.

celles de Sinceny, plus loin vers le nord. Elles sont signalées dans la carte géologique détaillée. Au nord-est de Tergnier, le long de la voie romaine et un peu à l'ouest du chemin de Frières, on a exploité pour l'agriculture des marnes blanches, remplies de nodules calcaires, très semblables aux marnes de Sinceny et situées comme elles à la partie supérieure du sable.

Si, d'une part, les marnes de Sinceny, de Guiscard, etc., sont de même âge que le calcaire de Rilly, comme l'admettent Hébert et l'abbé Lambert, si d'autre part les mêmes marnes sont dans le prolongement du calcaire de Mortemer, il faudra assimiler le calcaire de Mortemer à celui de Rilly.

Mais ce que l'on appelait anciennement calcaire et marne de Rilly, se trouve aujourd'hui divisé en plusieurs couches différentes.

D'après les travaux d'Hébert (1), de M. Dollfuss (2) et surtout de M. Eck (3), il y aurait à Rilly deux niveaux de marnes blanches dont l'inférieur contient seul la faune à *Paludina aspersa*, tandis que le supérieur est sans fossiles. M. Eck a montré que cette dernière couche s'étendait d'une manière très régulière autour de Reims. C'est probablement d'elle qu'il faut rapprocher les marnes calcaires de Sinceny et de Guiscard et par conséquent aussi le calcaire de Mortemer.

M. de Lapparent rapporte le calcaire inférieur fossilifère de Rilly à l'assise des sables de Bracheux et le calcaire supérieur ou marne de Chenay, à l'assise des lignites. Je ne vois pas cependant de raisons importantes pour mettre ces deux dépôts d'eau douce dans deux assises différentes.

(1) HÉBERT : Bull. S. G. Fr. 2^e s., V. 1848, p. 299. — An. Sc. Géol., IV, art. 4. 1874.

(2) DOLLFUSS : An. Sc. Géol. N., III. 1875, p. 153.

(3) ECK. Bull. S. G. Fr., 3^e s., V. 1877.

A Rilly, la couche d'argile grise qui les sépare n'a que quelques décimètres d'épaisseur. M. Eck lui assimile à Prouilly un calcaire lacustre avec physes, paludines et graines de Chara, mais il ne dit pas que ces fossiles, certainement différents de ceux de la marne de Rilly, soient spécifiquement identiques aux fossiles des lignites. Le même géologue admet que la couche de sable grossier lignitifère du Mont Berru, célèbre sous le nom de conglomérat de Cernay, est intermédiaire entre les deux bancs de marne. Or, la faune cernaisienne de mammifères se rattache mieux à l'assise de Bracheux qu'à celle des lignites.

Le calcaire de Mortemer, pour en revenir à notre point de départ, est aussi rangé par M. de Mercey et M. de Lapparent dans l'assise des lignites, tandis qu'on pourrait, je crois, sans inconvénient, le mettre dans l'assise de Bracheux. La question insignifiante, au point de vue théorique, a une certaine importance dans le tracé de la carte géologique.

Comme l'a fait remarquer M. de Mercey, le calcaire de Mortemer forme des terrasses étendues aux pieds des escarpements constitués par l'argile plastique et l'argile à lignites. L'aspect de la carte dépendra donc de la manière dont sera colorée cette mince couche calcaire. J'ai cru utile de poser la question, laissant à d'autres le soin de la résoudre.

Je termine par deux petites observations que j'ai faites aux environs de Roye et de Rosières.

1° Près de Roye-sur-Matz, la craie se voit au fond de la vallée des deux côtés du Matz, et jusqu'au niveau de la grande rue du village. Si on prend un chemin qui monte vers le sud-est, on rencontre des sables verts, puis un gros banc de grès blanc, très tendre, rempli de moules de Cyrènes.

Au-dessus vient un peu de sable blanc, de l'argile

plastique verte et enfin de l'argile ligniteuse noire, que la charrue relève au sommet de la petite butte très surbaissée, qui est entre le chemin et la route de Lassigny.

Le grès à Cyrènes, occupe la place du grès à Cyrènes, de Molinhard, près Laon, inférieur aux lignites et intercalé à la partie supérieure des sables de Bracheux.

2° Il y a quatre ans, j'ai donné quelques indications sur les terrains tertiaires des environs de Rosières, Lihons et Chaulnes (1). La sablière de Rosières montre des sables gris blancs ou jaunes recouverts d'argile ligniteuse. Au-dessus, il y a du limon rempli de galets. Ces galets, qui sont là remaniés, constituent, dans le voisinage, une couche épaisse de 3 mètres, souvent exploitée pour ballast, mais dont on ne voit plus actuellement les relations avec les autres dépôts tertiaires. Les puisatiers du pays m'ayant dit qu'ils les trouvaient entre l'argile et le sable, j'ai répété leur affirmation. Au reçu de ma note, M. de Mercey m'a écrit très amicalement que les galets sont supérieurs à l'argile. J'ai ouvert une nouvelle enquête et je me suis assuré qu'il avait raison.

Séance du 25 juillet 1894.

Le Président annonce que M. **Ladrière** vient d'obtenir une *médaille d'or* de la **Société d'Agriculture de France** pour ses travaux géologiques. Cette haute et rare distinction prouve que les représentants les plus autorisés de l'agriculture apprécient toute l'importance agricole des études de M. Ladrière sur les limons.

Le Président appelle aussi l'attention sur une carte agromique du canton de Cysoin faite par M. **Ladrière** en collaboration avec M. **Toussaint**, inspecteur primaire à Lille. Cette carte, visible à l'exposition de l'Ensei-

(1) GOSSELET : Bul. serv. cartes géologiques France, n° 8.

seignement primaire du Nord à l'occasion de l'Exposition régionale d'agriculture, a reçu une médaille d'or.

M. Gosselet lit la note suivante :

Note sur les couches tertiaires
de la feuille d'Amiens,
par MM. Gosselet et Cayeux.

Dans l'exploration que nous venons de faire de la feuille d'Amiens, notre attention a été particulièrement appelée sur les lambeaux de terrains tertiaires qui se trouvent à la surface de la craie.

Ces couches sont :

- Le sable blanc ou gris avec grès,
- Le sable vert avec silex verdis,
- Le bief,
- Le bief à silex.

1^o SABLE BLANC ET GRÈS

Le sable avec grès appartient à ce que nous appelons dans le Nord le sable d'Ostricourt et à ce que les géologues parisiens nomment sable de Châlons-sur-Vesle ou de Bracheux. Le sable a jadis couvert tout le pays, mais il a été enlevé presque partout par les ravinelements de l'époque diluvienne.

Quant au grès, il est d'une formation peut-être plus locale, mais il a été moins facilement emporté que le sable ; aussi reste-t-il plus de lambeaux de grès que de lambeaux de sable. Il n'existe pas dans la région de collines sableuses, comme celles du Cambrésis ; rien ne signale à l'extérieur les couches tertiaires dans cette vaste plaine couverte de limon. Mais lorsque le limon est peu épais sur les plateaux et sur les pentes, il arrive que le soc de la

charrue rencontre un grès. C'est une indication pour le propriétaire. En cherchant autour de ce premier grès, on en trouve généralement d'autres. Alors on établit un atelier pour la fabrication des pavés, ce que l'on appelle dans le pays une grésérie ; ou bien on porte les blocs de grès au village pour servir de bornes.

Nous nous sommes donc astreints, en traversant les villages, à faire attention aux bornes. Quand nous voyions de nombreux blocs de grès, nous nous informions d'où ils provenaient. On nous répondait invariablement qu'ils ont toujours existé là, que les plus vieux du village les avaient connus. Mais en insistant, on finissait par nous raconter qu'en labourant sur le territoire, on avait trouvé des blocs de grès. Nous nous rendions à l'endroit désigné, et presque toujours nous trouvions des fragments de grès dans le champ ; nous étions même souvent assez heureux pour voir un bloc qu'on avait déterré et qu'on avait laissé à la surface. Nous avons pu ainsi multiplier beaucoup les lambeaux de grès et de sable indiqués dans la précédente édition de la carte. Comme beaucoup sont déjà cachés et que presque tous les autres sont destinés à disparaître, nous croyons utile de donner quelques renseignements sur chacun d'eux.

Commençons par le N.-O.

Noyelle-en-Chaussée. — La carte géologique, 1^{re} édition, indique un affleurement de sable avec plusieurs exploitations, sur la rive gauche du vallon, qui est au nord du village. On voit encore une ou deux sablières de sable gris à grains moyens près de la Chapelle des Trois Cents Corps.

Les terrains qui surmontent le sable sont une couche d'argile sableuse panachée avec de petits éclats de silex et une couche de limon rempli de silex blancs cachalonnés.

Cet affleurement s'étend moins loin vers l'ouest que ne le

figure la carte; mais en revanche, il y a au sud-ouest de Noyelles, un autre gisement de sable exploité et contre l'Église, sur la route, un énorme grès.

Hiermont. — A 300^m à l'ouest du village, sur la route de Maison, on a ouvert une sablière, qui traverse pour arriver au sable 3^m de limon jaune sableux, contenant à sa base quelques silex assez gros, cassés et cachalonnés.

Yvrench. — Il y a une sablière dans le village d'Yvrench à l'angle de la chaussée et du chemin de Maison-Ponthieu.

Festel, hameau dépendant de la commune d'Oneux. — Entre le hameau et la route, on trouve dans les champs des grès mamelonnés.

Oneux. — Le village est rempli de blocs de grès et les cultivateurs nous ont dit qu'ils trouvaient des grès et du sable dans les champs sur la pente du plateau.

Saint-Manguille, hameau de Saint-Riquier. — A mi-côte, à 1 kil. environ au sud du hameau, on exploite du sable dans une poche de la craie; à la base du sable, il y a une couche de 0^m40 de silex usés et roulés dans du sable; le sable est recouvert à son tour par du diluvium très limoneux.

Domqueur. — On exploite du sable sur la route qui va à Longvillers; le sable est limoneux à la surface; mais blanc dans le fond; à côté, on a trouvé des grès; nous avons vu un de ces grès qui venait d'être extrait d'un champ voisin.

Fransu. — Ayant vu des grès dans le village de Fransu, nous nous sommes informés d'où ils venaient; on nous a désigné le coin du bois de Ribeaucourt, près du point marqué sur la carte d'État-Major, par la cote 112. Nous nous y sommes transportés et nous y avons trouvé effectivement quelques gros fragments de grès. Si l'on suit la lisière du bois vers l'ouest et que l'on dépasse la route

de 200^m, on constate également à la surface des champs de très nombreux fragments de grès; il y a dû avoir là une exploitation.

Brucamps. — Les exploitations de pavés de Brucamps, aujourd'hui abandonnées, sont relativement récentes; elles se trouvaient situées dans l'ancien bois, au sommet de l'escarpement qui est à l'est du village. On y trouve encore de nombreux débris de grès.

Ailly-le-Haut-Clocher. — Dans la rue d'Alliel, au nord du village, on a rencontré du sable à 2^m de profondeur; la couche de sable a 2^m50; elle est séparée de la craie par un lit de silex de 0^m20. Dans le voisinage, on trouve de gros blocs de grès à la surface du sol.

Villers-sous-Ailly. — Il y a de nombreux grès dans le village; on en trouve des blocs autour de la côte 108.

Vauchelle-les-Domart. — On a extrait des grès dans les champs, à l'ouest du village. On voit encore un gros grès sur le chemin qui conduit à la route.

Hangest. — Le village d'Hangest est rempli de grès; certainement, il doit y en avoir un gisement dans le voisinage, mais nous n'avons pu découvrir d'où ils provenaient.

Le Quesnoy-sous-Airaines. — On a exploité du grès entre le Quesnoy et Hangest sur un des points les plus élevés du plateau, celui qui porte la cote 104 sur la feuille d'État-Major.

Vignacourt. — La station de Vignacourt est située sur un des points les plus élevés de la Picardie. La vue s'y étend presque de tous côtés, aussi loin qu'elle peut porter. Le sol est formé par le limon, mais le sable s'y rencontre peut-être à peu de profondeur. En effet, on trouve des grès au sud du village dès que le niveau du sol baisse un peu; ils ont été exploités à plusieurs endroits.

Flesselles. — On a exploité du grès dans le bois, au sud-est du village, mais rien ne prouve que ce gisement se relie à celui de Vignacourt.

Beauval, Orville. — Dans toutes les exploitations de phosphate de chaux des environs de Doullens, on rencontre dans les poches profondes du sable plus ou moins limoneux, qui est séparé du sable phosphaté par le conglomérat à silex et qui appartient certainement au landenien. Au milieu du sable ou à la place qu'il devrait occuper, on rencontre quelquefois des blocs de grès.

Hérissart. — Le village est bâti sur le sable. On y exploite des grès ; on trouve encore partout dans les rues du village d'énormes blocs qui servent de bornes, de ponts ou d'escaliers. On y remarque d'abondantes perforations, que l'on considère comme des traces de racines.

Entre Hérissart et Puchvillers, on voit du sable dans quelques poches de la craie ; il n'y a pas de bief à silex, une petite couche d'argile noire ou brune contenant quelquefois un silex sépare le sable et la craie.

Toutencourt. — Dans le bois de Toutencourt, il y a encore des carrières de grès, mais elles ne sont plus exploitées que d'une manière intermittente.

Entre Toutencourt, Hérissart et Contay, on avait établi de grandes carrières, où on exploitait le sable comme ballast.

Bavelincourt. — A l'est du village et au nord d'un petit bois se dresse un énorme monolite en grès ; tout autour on voit des grès, ils ont dû être exploités.

Sur la rive droite de l'Hallue, au nord de la ferme Ebart, on exploite un peu de sable.

Baizieux. — Le village de Baizieux, est construit sur un large plateau en partie couvert de sable. On y a ouvert plusieurs exploitations. Celle qui est près du château montre

au dessus du sable une couche d'argile bien stratifiée avec veines ferrugineuses et ligniteuses. Cette couche est surmontée de 40 à 60 centimètres d'argile panachée. puis vient le limon dont la base contient une ligne de petits galets. Cette disposition rappelle celle qu'on voit à Lihons. Il serait possible que l'argile ligniteuse appartint à l'assise de l'argile plastique, mais rien ne le prouve. Néanmoins, dans le but d'appeler l'attention sur ce fait, nous avons indiqué un point de lignites à Baisieux.

Heilly — La sablière d'Heilly est ouverte dans un affleurement très réduit, qui est situé probablement dans une poche de la craie.

Fricourt — La colline au sud de Fricourt est couverte de sable. On y a creusé de grandes carrières pour tirer le ballast du chemin de fer d'Albert à Péronne (1).

Dans une autre sablière qui est sur le haut d'un plateau, le sable est recouvert d'une couche de 0^m30 d'argile feuilletée.

Bray-sur-Somme. — Tout le plateau au nord-ouest de Bray-sur-Somme est couvert par un banc de grès régulier qui a été exploité en plusieurs endroits.

Le sable est encore exploité à l'ouest de Bray.

Cérisy-Gailli. — Sur le chemin qui va de Sailly-Lorette à Varfusée-Abancourt, à peu près à mi-route des deux villages, on voit de gros blocs de grès et le lieu est dit *Champ-à-Grès*.

Sailly-le-Sec. — Au nord-est du territoire, sur le chemin de Sailly-Lorette à Treux, il y a une sablière où l'on exploite du sable gris et rouge, qui devient verdâtre vers le bas. La partie supérieure du sable est rouge et argileuse; elle contient des galets et elle semble pénétrer en poches dans

(1) GOSSELET. — *Considération sur le bief à silex de l'Artois*. Ann. Soc. Géol. Nord, XVII, p. 176.

lesables sous-jacent, bien qu'il ait passage insensible de l'un à l'autre. Le limon a 2 mètres d'épaisseur ; il présente une nappe de galets de 0^m15.

20 SABLE VERT OU GRIS A SILEX VERDIS

A la partie inférieure, les sables prennent souvent une couleur grise plus foncée ou même verte, en même temps leur grain devient plus fin. Il leur arrive de contenir une très grande quantité de silex, tantôt plus ou moins entiers, tantôt usés et arrondis. Leur surface présente une teinte vert foncé ou noire.

Lorsque les silex sont entiers ou presque entiers, leur couleur seule peut les distinguer de ceux du conglomérat. On peut même considérer ces sables à silex verdis comme un conglomérat sableux ; c'est ce que l'un de nous a fait dans une note précédente.

On voit rarement sur la feuille d'Amiens, les sables à silex verdis à l'état naturel ; on pouvait les observer il y a quelques années dans les grandes sablières de Ericourt (1), et dans la petite sablière de Sailly-le-Sec.

Cette couche se trouve plus communément sur les feuilles voisines d'Arras, de Cambrai et de Montdidier. Elle y est formée de sables fins verts avec petit silex verdis, roulés, usés, mais non transformés en galets.

Nous admettons que cette couche correspond au tuffeau de La Fère, aux sables, à *Ostrea eversa* de Champagne et aux sables verts, base des sables de Bracheux, des environs de Beauvais.

Sur la feuille d'Amiens, la surface de quelques plateaux est couverte d'un amoncellement de silex verdis. Ils suffisent à indiquer l'existence d'une ancienne couche dont le sable a été enlevé par les lavages de l'époque quaternaire ;

(1) LADRIÈRE. — Annales, Soc. Géol. du Nord, xvii, p. 177.

on en voit à Carnoy (à l'ouest d'Albert), autour du plateau de Franvillers où ils sont exploités et surtout sur la rive gauche de la Somme, en aval d'Amiens. Ces amas de silex ont souvent été confondus avec les silex pleistocènes et il est souvent bien difficile de les distinguer. Les silex pleistocènes typiques, quand ils proviennent directement de la craie ou de l'argile à silex, sont usés sur tous les angles comme les silex verdis, mais ils ont presque toujours des surfaces cachalonnées, blanchies ou jaunies. Or, les silex verdis exposés à l'air depuis l'époque pleistocène sont souvent éclatés, et alors présentent des surfaces également cachalonnées; de plus, ils ont souvent été remaniés à l'époque diluvienne et mélangés aux autres silex, de sorte que dans ces amas pleistocènes, on voit un nombre variable des silex verdis qui peuvent faire croire à l'existence d'un dépôt tertiaire; nous avons souvent été embarrassés pour diagnostiquer l'un ou l'autre. Ainsi, après avoir considéré pendant quelque temps les amas de cailloux de la Ferme de Grâce, près d'Amiens, comme tertiaire, nous nous sommes décidés à en faire du pleistocène.

3° BIEF

Le bief est une argile plastique qui sert à la fabrication des pannes. On le rencontre d'une manière tout à fait sporadique sur la feuille d'Amiens, sous le sable gris, peut-être sous les silex verdis. C'est aussi la position qu'il occupe dans la feuille d'Arras.

Il est généralement rouge, quelquefois jaune ou vert. On le trouve sur le sommet des plateaux ou sur leur pente, mais à une certaine hauteur au-dessus du niveau de la vallée.

Les gîtes de bief sont :

Sorel. — Le bief est jaune; il a près d'un mètre d'épais-

seur et paraît reposer sur la craie par l'intermédiaire du conglomérat à silex.

Cocquerelle. — Au nord-ouest du village, à l'endroit où la carte d'état-major marque la cote 109, on exploite de l'argile rouge plastique. Tout autour, le sol est couvert de silex verdis ; comme les trous étaient bouchés lors de notre visite, nous n'avons pas pu observer les rapports de ces silex avec l'argile plastique.

Long. — La fabrique de pannes est située sur le plateau au nord de Long. Elle présente une coupe très intéressante pour le limon ; nous renvoyons à ce sujet à la communication de M. Ladrière (1).

Sous le limon, on voit une couche sableuse remplie de silex verdis et contenant quelques galets tertiaires ; on peut hésiter, si c'est du diluvium ou un reste de couches tertiaires. Puis vient le bief rouge disposé en amandes qui remplissent les poches de la craie ; il contient quelques silex verdis disséminés ; ce fait exceptionnel ne peut s'expliquer que par la pénétration dans l'argile des silex qui lui étaient supérieurs lors de la descente du terrain tertiaire dans les poches de la craie. Au fond, on trouve du bief noir, épais, de 20 centimètres ; il serait possible que ce bief noir contint quelques silex entiers et se trouvât être un représentant très atténué du conglomérat à silex.

4° CONGLOMÉRAT OU BIEF A SILEX

Cette assise constitue certainement à l'ne des grandes difficultés de la feuille d'Amiens. Pour pouvoir la traiter il faut revenir à la définition du conglomérat à silex.

Nous appelons conglomérat à silex une couche formée de gros silex, presque toujours entiers, rarement cassés, non

(1) LADRIÈRE. — Annales, Soc. Géol. du Nord, xvii, p. 177.

roulés, enveloppés dans de l'argile noire, rougeâtre, verte ou jaune.

Les silex ont été détachés de la craie pendant la période d'émersion prétertiaire; ils sont restés sur place, ou, faiblement remaniés, ils se sont accumulés dans les dépressions de la craie. Ils ont ensuite été enveloppés d'argile plastique. Dans la Picardie, comme dans l'Artois, l'argile qui est à la base du conglomérat est noire et les silex qui y sont empâtés sont noircis à la surface.

C'est un caractère constant, très utile, pour distinguer le conglomérat; au-dessus de cette couche noire inférieure, l'argile est généralement colorée en rouge ocreux; les silex sont blanchis ou rougis à la surface, mais ils sont encore presque toujours entiers. Les faces de cassure, quand elles existent, sont cachalonnées et colorées comme la surface des silex.

Le conglomérat argileux à silex est toujours inférieur à tous les autres dépôts tertiaires. On pourrait presque dire qu'il est prétertiaire. Comme il est le résultat de l'exposition de la craie à l'air sur une surface continentale, sa formation a dû s'arrêter lorsque la mer tertiaire est venu recouvrir la craie. Le phénomène n'a pu recommencer qu'après les ravinelements qui ont enlevé les sables tertiaires, et qui ont mis de nouveau la craie à jour.

Peut-être ces ravinelements ont-ils commencé à la fin de la période tertiaire, mais c'est principalement pendant la période quaternaire qu'ils ont acquis leur plus grande intensité. Théoriquement, il a donc pu se former depuis l'époque pleistocène et il peut se former actuellement un nouveau conglomérat à silex. Mais en Picardie, les circonstances ne sont pas favorables à sa production; les plateaux crayeux sont rares et restreints. Le vallonnement de leur surface ne permet pas à l'argile de s'y déposer, les silex qui sont déchaussés, quand ils restent exposés à l'air, sont cra-

quetés, éclatés et cachalonnés. Nous n'avons encore vu nulle part un dépôt récent, qui présente les caractères du conglomérat à silex éocène, tel qu'il se présente en profondeur et dans une coupe fraîche.

Mais lorsque ce conglomérat est resté longtemps exposé à l'air, il a souvent perdu une partie de ses caractères typiques.

L'argile est enlevée, mélangée de limon, et même remplacée complètement par le limon ; les silex isolés, éclatent et se cachalonnent, ou même sont entraînés par les eaux de ruissellement.

Nous avons observé un fait qui montre ce que peut devenir le conglomérat exposé à l'air. Sur le plateau, à l'est de Soues, à peu près au point indiqué par la côte 98, il y a un champ en friche dont le sol est formé par la craie. La surface de la craie est couverte de gros silex noirs isolés des uns des autres sans aucune trace d'argile. La plupart de ces silex sont entiers ; il y en a qui sont cassés et légèrement cachalonnés. L'apparence du champ était des plus singulières.

Ce phénomène de l'enlèvement de l'argile par les eaux ruisselantes a dû se produire fréquemment pendant l'époque pleistocène, avant le dépôt du limon. Les silex lavés et séparés de leur gangue argileuse sont restés sur place et ont été de nouveau empâtés par les premiers dépôts de limon qui étaient encore assez mélangés d'argile pour produire une terre plastique rouge, qu'il est fort difficile de distinguer de l'argile du conglomérat.

D'une façon absolue, le conglomérat à silex éocène doit recouvrir toute la surface de la craie, partout où il n'a pas été enlevé par les ravinements quaternaires, c'est-à-dire en dehors des vallées ; cependant, il manque souvent. Les auteurs, dans la première édition de la carte géologique, conduits probablement par des idées théoriques, avaient multiplié à l'excès les affleurements de l'argile à silex

leur **M**. Comme il sera dit plus loin, il faut distinguer dans ce **M** plusieurs dépôts, mais une grande partie rentre certainement dans le conglomérat à silex éocène.

Dans un esprit de réaction tout naturel, mais que nous l'espérons n'est cependant pas exagéré, nous les avons diminué beaucoup.

Toutes les fois que la craie est recouverte de sables tertiaires, on voit entre les deux une couche d'argile plastique noire ou brune, dont l'épaisseur est en général de 10 à 30 centimètres. Partout où la craie contient des silex, ce qui est le cas général, en Picardie, on trouve dans cette argile, des silex entiers noircis à la surface. Il est évident que c'est un rudiment d'argile à silex. Néanmoins lorsqu'elle n'a pas plus de 30 centimètres d'épaisseur, que les silex y sont épars, *isolés, non superposés* ; nous n'avons pas indiqué la teinte de l'argile à silex ; il eut fallu en mettre sur presque toute l'étendue de la carte et masquer ainsi le véritable aspect du pays. Nous avons pensé préférable de réserver l'indication d'argile à silex aux points où le dépôt acquiert une importance réelle et forme un des traits caractéristiques du sol.

Nous sommes arrivés à distinguer les silex qui couvrent la campagne en cinq catégories :

1° Les silex du conglomérat argileux éocène, indiquant les affleurements de cette couche. Ils sont entiers, non roulés, blanchis ou noircis à la surface lorsqu'ils sont encore enfermés dans l'argile, mais éclatés et cachalonnés lorsqu'ils ont été exposés à l'air.

2° Les silex des sables verts éocènes. Ils sont roulés, verdis à la surface, généralement plus petits que ceux du conglomérat argileux ; cependant ils peuvent être de plus grandes dimensions et très peu roulés ; alors ils se distinguent à peine des précédents. Eux aussi présentent souvent des éclats et des surfaces cachalonnés, quand ils sont exposés à l'air.

3° Les silex du diluvium, comme nous l'avons dit plus haut, sont éclatés, usés, cachalonnés, mais on trouve dans les amas diluviens des silex provenant des deux catégories précédentes surtout des silex verdis.

4° Les silex de la base du limon sont les silex du conglomérat et ceux des sables verts qui ont été remaniés, plus ou moins cassés, pendant la période continentale du tertiaire supérieur et empâtés dans les couches inférieures du limon.

Quand ces couches inférieures se sont faites au dépens du sable, elles sont sableuses ; quand elles ont emprunté leur matière à l'argile à silex, elles sont argileuses et dans ce cas, on les confond souvent avec le conglomérat à silex. On reconnaît ces dépôts à l'abondance de silex brisés ou cachalonnés.

5° Les silex de la craie, déchaussés à l'époque récente, sont quelquefois très abondants ; ils sont très peu roulés, mais éclatés et cachalonnés. Souvent on est embarrassé pour savoir si les silex éclatés et cachalonnés qui couvrent un champ et que ramène la charrue sont simplement des silex de la craie déchaussée depuis l'époque quaternaire où des silex du conglomérat éocène qui ont subi des influences météoriques.

On voit contre quelles difficultés nous avons eu à lutter dans l'étude de ces cailloux. Leur détermination est essentiellement une question d'appréciation ; deux géologues pourraient arriver à colorier la même carte d'une manière toute différente.

Après avoir colorié notre carte d'après ces principes, nous avons été frappés de voir que l'argile à silex manque dans le synclinal de la Somme, bien que les couches de craie qui y affleurent paraissent contenir autant de silex qu'ailleurs. D'autre part, c'est dans le même synclinal et en particulier sur la rive gauche que l'on trouve les amas les plus nombreux de silex verdis ; n'y aurait-il pas rela-

tion entre ces deux faits ? Le synclinal n'aurait-il pas été envahi le premier par la mer tertiaire, dont le flot aurait détruit le conglomérat et roulé les silex ? La mer ne se serait élevée sur le plateau qu'au moment du dépôt du sable blanc. Le synclinal de la Somme aurait déjà donc existé au début de l'âge tertiaire.

Séance du 25 Juillet 1894

Le Président annonce que **M. Ch. E. Bertrand** offre à la Société un album photographique des préparations de l'algue du Kérosène Shale de la Nouvelle-Galles du Sud (*Reinschia australis*) par MM. C. E. Bertrand et B. Renault. Des remerciements sont adressés au nom de la Société à M. Bertrand.

M. Ladrière présente des observations au sujet des publications de M. de Munck sur le terrain de Belgique.

M. Gosselet communique la *Coupe d'une tranchée faite pour une écluse sur le canal de la Bourre, à la Motte-au-Bois* entre Merville et Hazebrouck, à la cote 18^m41.

On y voyait :

Terre végétale, limon brunâtre argileux.....	0m50
Limon gris dans le haut et jaune dans le bas, contenant quelques fragments de silex.....	2m50
Sable jaune	1m10
Gravier dans un ciment argileux jaune, divisé par petits paquets lenticulaires isolés.....	0m20
Argile sableuse grise ou jaune, remplie de petites coquilles terrestres : Succinées, Bulimes, Hélix....	0m40
Sable argileux fin gris, bleu quand il est mouillé, visible sur.....	1m00

Un sondage fait dans le voisinage a montré :

Alluvions et limon	3m33
Sable jaune.....	1m05
Sable argileux bleu.....	0m30
Argile bleue sableuse.....	4m63
Argile bleue plastique	

L'argile bleue du sondage, qu'elle soit sableuse ou plastique, est l'argile des Flandres. Quant au sable argileux bleu qui la surmonte aussi bien dans le sondage que dans l'écluse, je le crois pleistocène. Il n'est séparé du tertiaire par aucun dépôt caillouteux, ce qui n'a rien d'étonnant puisque la vallée de la Bourre ne traverse que des couches argileuses et sableuses.

La couche à petites coquilles est certainement très remarquable. L'abondance extrême de ces coquilles terrestres et l'absence de coquilles d'eau douce ne peut guère s'expliquer que par une sédimentation dans des eaux d'inondation.

Quant aux couches sableuses, limoneuses et argileuses qui sont au-dessus, on doit les rapporter à la division supérieure des limons de M. Ladrière. Il est intéressant de constater qu'elles sont ici séparées par un gravier du quaternaire inférieur. Il se pourrait cependant que le limon gris et jaune fut du limon de lavage.

M. **Barrois** entretient la Société de la limite du terrain primitif et du terrain cambrien dans les Côtes-du-Nord.

Séance du 7 Novembre 1894

M. **Barrois** fait une communication sur le détroit qui reliait le bassin de Laval au bassin de Châteaulin.

M. **Gosselet** annonce que les travaux entrepris actuellement près de la poterne de la moyenne Deûle, près de la machine des eaux de Roubaix pénètrent dans le tuffeau landenien. Il y avait en ce point une saillie de terrain tertiaire qui repoussait la Deûle primitive un peu au nord ; la rivière devait passer sur l'emplacement d'un redan de la fortification actuelle.

Séance du 18 Novembre 1894

M. Ladrière fait la communication suivante :

**Le Terrain quaternaire
de la vallée de l' Eure, aux environs de Chartres,
par J. Ladrière.**

J'ai pu reprendre, au mois de septembre dernier, mes études sur le quaternaire que, depuis notre petit Congrès de 1892, j'avais dû un peu négliger pour m'occuper plus spécialement de géologie agricole.

• Pendant cette retraite forcée, mes travaux ont été discutés au sein de différentes Sociétés donnant lieu à quelques observations dont j'aurai à vous entretenir.

A la Société Belge de géologie, outre M. Rutot qui a fait de notre excursion un rapport très remarquable, M. de Munck a consacré trois notes différentes à mes découvertes. Je me bornerai à constater, pour le moment, que, malgré les dates qu'elles portent (1), aucune de ces notes n'avait paru en juin 1892, lors de notre réunion à Mons; tandis qu'à cette époque il avait reçu, ainsi que tous les géologues qui font partie de notre Société, mon « *Etude stratigraphique du terrain quaternaire du Nord de la France* », et mon « *Etude stratigraphique du terrain quaternaire des environs de Mons* ».

A la Société Géologique de France, c'est M. Boule qui a

(1) Essai sur la concordance probable entre les différentes assises du terrain quaternaire des environs de Mons et celles du quaternaire du Nord de la France. — 27 octobre 1891.

Compte-rendu de l'excursion de la Société belge de géologie le long du nouveau canal du centre à Ville-sur-Haine, Thieu, Bracquignies, etc. — 1^{er} décembre 1891.

Compte-rendu de l'excursion faite avec M. Ladrière pour l'étude du quaternaire de Ville-sur-Haine, Thieu, Bracquignies, etc. — 29 décembre 1891.

bien voulu appeler l'attention des géologues sur mes travaux et comme M. Rutot, il l'a fait avec une bienveillance dont je lui suis très reconnaissant.

J'ai été moins heureux à la Société d'Anthropologie ; là tout me paraît remis en question, même les divisions que j'ai établies dans le quaternaire et que je croyais admises après la démonstration que j'en avais faite sur le terrain.

Il est fâcheux que ni M. de Mortillet, ni M. Capitan, ni M. d'Ault Dumesnil, si compétents en pareille matière, n'aient pu nous accompagner en juin 1892. En présence des faits, je crois que leurs objections seraient tombées d'elles-mêmes ; dans tous les cas, il eut été plus facile alors de les refuter.

Il est vrai que M. d'Acy, qui était avec nous pendant les deux premières journées et qui avait paru un instant partager mes vues, me lui-même en doute aujourd'hui l'existence de mon assise moyenne.

Je regrette vivement que son mauvais état de santé l'ait obligé à nous quitter si tôt, et ne doute pas que les nombreuses coupes que j'ai montrées aux autres géologues n'eussent fini par le convaincre lui-même. Je ne désespère point d'ailleurs de le ramener à mes idées, ainsi que ses savants confrères.

Aujourd'hui, je laisserai de côté Saint-Acheul, tout récemment encore sujet de graves discussions au sein de la Société d'Anthropologie, et je m'occuperai uniquement d'une importante carrière que M. de Mortillet a étudiée en septembre 1893 et que j'ai tenu à visiter moi-même pendant les dernières vacances.

Cette carrière est située dans la vallée de l'Eure, sur la commune de Luisant, attenant au village de Bas-Luisant.

Voici ce qu'en dit M. de Mortillet :

« Cette importante carrière est ouverte dans le flanc de
« l'escarpement. Grâce à l'association d'une balastière et

« d'une briqueterie, le quaternaire y est exploité sur toute
« sa hauteur.

« La balastière extrait l'assise la plus inférieure composée
« de sables et de graviers parmi lesquels se rencontrent
« des silex travaillés surtout des coups de poing. Souvent
« ils sont façonnés à grands éclats. Les arêtes sont émou-
« sées, parfois même presque effacées par le roulis, ou le
« choc des autres cailloux.

« Cette assise de cailloux de deux à quatre mètres de
« puissance forme le fond de la carrière Elle est surmontée
« d'abord par une argile sableuse d'un mètre cinquante
« d'épaisseur, ensuite par deux mètres et plus de terre à
« briques. La briqueterie exploite ces deux assises dont
« elle mêle les produits.

« Entre l'argile sableuse et la terre à briques, on
« remarque un petit lit de débris pierreux contenant des
« silex travaillés. Mais à ce niveau les arêtes des silex sont
« restées plus ou moins vives, bien que parfois ils portent
« des cassures entièrement patinées, ce qui prouve qu'elles
« sont anciennes.

« Les formes des silex travaillés de ce second niveau
« industriel ne sont généralement pas les mêmes que celles
« du niveau inférieur. On rencontre là de ces larges et
« grands éclats qui sont généralement désignés sous le
« nom d'éclats Levallois.

« Ainsi les environs de Chartres nous offrent parfai-
« tement caractérisées et très nettement superposées les
« deux industries qui, à Amiens, se rencontrent groupées
« dans deux localités fort distinctes : Saint-Acheul et
« Montières. »

Il y a, à Luisant, deux exploitations importantes, à quelques centaines de mètres l'une de l'autre ; toutes deux sont situées à flanc de coteau sur la rive gauche de l' Eure. La première que l'on rencontre en venant de

Chartres est celle de M. Dubois. Elle se trouve dans un jardin, derrière l'habitation. Toute la propriété est entamée sur une longueur de plus de cinquante mètres. La coupe diffère un peu suivant les points où on la relève.

A l'une des extrémités on voit :

Récent	}	A Limon de lavage avec silex formant une sorte de placage sur les dépôts quaternaires.....	0,10 à 1,50
Assise supérieure		}	a Limon supérieur brun rougeâtre, traversé de grands trous de vers ayant une direction verticale, et d'une multitude de petits trous formant une sorte de réseau capillaire; ils sont tapissés d'un enduit brunâtre. On y constate en outre des traces de racines et quelques petits silex disséminés dans la masse.....
Assise moyenne	}		b Ergeron calcaire, gris blanchâtre, contenant également quelques petits silex et d'assez nombreuses traces végétales recouvertes d'un enduit calcaire. Quelques traces de vers se prolongent dans l'erguson et conservent le même aspect brunâtre qu'ils ont dans le limon supérieur.....
		}	c Limon rougeâtre représentant le limon fendillé; mais ici le fendillement est peu marqué et, comme le gravier supérieur fait défaut, si la réparation présente une certaine netteté, c'est surtout à cause de la couleur différente des deux couches en contact et de leur nature: l'erguson est sableux et contient des silex, tandis que le fendillé est argileux et relativement pur, partie visible.....

En se rapprochant un peu de l'habitation, la coupe se modifie de la façon suivante :

Récent	}	A Limon à silex, petits éclats patinés, un peu usés, disséminés sans ordre dans toute la masse.....	2 à 4 m.
Assise supérieure		a Limon supérieur brun jaunâtre, renfermant quelques petits éclats de silex ..	1
	}	c Gravier supérieur, lits de petits éclats de silex, tranchants et patinés.....	0,20
Assise moyenne		d Limon brun noirâtre très pur, un peu fendillé (ancien sol).....	0,15
	}	e Limon rougeâtre fendillé	»

Ici l'ergeron manque, mais le gravier supérieur est parfaitement constitué ; on retrouve en outre sous ce gravier un petit affleurement de l'ancien sol de l'assise moyenne, ce qui est des plus intéressant. La séparation des deux assises est donc on ne peut mieux marquée.

Cette seconde coupe est prise dans un lambeau de terrain formant une butte contre le mur du jardin qui longe la route de Chartres. Tout à côté, dans le prolongement de cette même tranchée, mais à un niveau un peu plus élevé, les couches sont mieux développées. Le limon supérieur a été utilisé presque en totalité pour la fabrication des briques, mais l'ergeron, que nous n'avons pas signalé dans la coupe précédente, est ici parfaitement caractérisé, il repose sur le gravier supérieur dont l'épaisseur augmente et atteint 0,40.

En dessous, l'on aperçoit encore en quelques points le limon brunâtre, puis le limon fendillé rouge brun, très beau, parfois un peu caillouteux. Enfin apparaît un nouveau terme de l'assise moyenne : c'est le limon à taches noires ou traces végétales, très nombreuses ; comme il ne contient pour ainsi dire point de silex, il est fort employé.

En face de l'habitation, là où l'exploitation est surtout très active, les divers niveaux limoneux et caillouteux sont représentés de la façon suivante :

Récent	A	Limon à silex.....	0,40
Assise supérieure	a	Limon supérieur brun rougeâtre.....	1m.
	c	Gravier supérieur formé d'éclats de silex	0,60
Assise moyenne	e	Limon fendillé rouge brun, contenant quelques silex et traversé comme le limon supérieur de grands trous de vers qui pénètrent assez profondément dans la couche sous-jacente...	1,10
	f	Limon à taches noires, jaune clair, très fin, très doux, un peu argileux, contenant des traces végétales en immense quantité; nulle part ailleurs je n'en ai vu davantage. Les trous de vers et de racines y sont tous tapissés d'un enduit brunâtre, différant en cela de ce qui existe dans l'ergeron et le limon supérieur où chaque espèce de perforation a son revêtement particulier	1,30
	g	Limon panaché grisâtre, sableux, contenant quelques grosses concrétions ferrugineuses.....	0,60
	h	Gravier moyen, constitué par quelques silex anguleux, énormes, très patinés et corrodés, qui apparaissent au fond de l'excavation.....	

Ces deux derniers termes complètent la série des couches qui forment mes deux assises moyenne et supérieure; l'assise inférieure n'est visible nulle part dans cette carrière.

Mais, à quelques centaines de mètres vers l'ouest, on rencontre une seconde exploitation appartenant à M. Gougie; ici la coupe est plus complète. Comme la précédente, elle présente un développement considérable. C'est celle dont a parlé M. de Mortillet dans les termes que j'ai rapportés plus haut.

Cette coupe varie également quelque peu suivant le point où on l'étudie. C'est tantôt l'une, tantôt l'autre des couches

qui est plus ou moins bien représentée, mais la structure générale est la même dans les deux exploitations quant aux assises supérieure et moyenne.

Voici la coupe que j'ai relevée vers le milieu de cette tranchée :

Récents	A Limon de lavage avec silex.....	0,30
Assise supérieure	a Limon supérieur rouge brun, presque sans silex.....	1,00
	b Ergeron gris blanchâtre, calcaire.	0,30 à 1,00
	c Gravier supérieur formé d'éclats de silex peu volumineux.....	0,20
	e Limon fendillé, rougeâtre, contenant d'assez nombreux éclats de silex....	0,30
Assise moyenne	f Limon à taches noires, très doux, très pur, fort recherché.....	0,30 à 1,00
	g Limon panaché grisâtre, contenant quelques concrétions	0,50
	h Gravier supérieur : bande de silex entiers, énormes, fortement corrodés, aux angles à peine arrondis, à patine blanche fort épaisse. Leurs cavités sont remplies de limon	0,15

Au dessous de ce gravier à éléments si volumineux et que les ouvriers appellent « banc de pierre » à cause des difficultés d'extraction qu'il présente, il y a une nouvelle série de couches que je n'ai point rencontrées dans la carrière Dubois, soit qu'elles y fassent complètement défaut, soit que les trous d'exploitation ne pénètrent pas assez profondément; c'est :

Assise inférieure	} J-K Glaise grisâtre et sable grossier. Ces deux couches ont ici fort peu d'importance. Je ne les ai pas vues superposées comme dans beaucoup de localités; c'est tantôt l'une, tantôt l'autre qui se montre sous le gravier moyen. 0,10 à 0,40.

Assise inférieure } I Diluvium ancien formé uniquement de galets plus ou moins patinés et de couleur rougeâtre ou brune, exploité sur une épaisseur de 3 à 4 mètres ; il contient vers sa partie moyenne une couche de sable ou de glaise sableuse assez continue, c'est une disposition assez fréquente. Ces divers dépôts constituent mon assise inférieure.

Le quartenaire de Luisant comprend donc les couches limoneuses et graveleuses que j'ai signalées en Belgique et dans tout le nord de la France y compris la Normandie ; elles ne constituent pas seulement deux divisions, comme le pense M. de Mortillet, mais trois, nettement délimitées. Et ce n'est pas sur une coupe théorique, un simple schéma, que je base mon affirmation, mais sur l'analyse détaillée de coupes naturelles dont tous les éléments, directement superposés, sont pris dans le sens vertical.

Le gravier moyen n'a pas attiré l'attention du savant maître ; cependant, il est très net à Luisant et il a une grande importance au point de vue stratigraphique. Comme je l'ai dit plus haut, il diffère totalement du diluvium à cailloux roulés ; et, si on le confond souvent avec ce dernier, c'est que, dans la plupart des cas, il le recouvre directement, les autres dépôts de l'assise inférieure : glaise (sable gras) et sable grossier (sable aigre), ne s'étant pas formés ou ayant tout à fait disparu.

L'origine des éléments qui constituent ces deux amas de cailloux n'est pas la même. Tandis que le diluvium est composé de galets qui peuvent être de nature très variée et qu'un courant rapide a entraînés parfois fort loin de leur lieu d'origine, le gravier moyen, au contraire, est formé pour ainsi dire uniquement de roches arrachées au coteau voisin par une action extrêmement violente, mais de courte durée ; il est très rare qu'on y trouve des galets du diluvium ancien. A Luisant, il est composé de silex entiers qui

me paraissent provenir exclusivement du conglomérat tertiaire.

Cette violence des phénomènes atmosphériques qui a marqué le début de la période moyenne du quaternaire, est d'ailleurs indiquée de la façon la plus évidente par le mode de gisement des dépôts de cet âge. Comme je l'ai dit dans mes notes précédentes, ordinairement, à Luisant entre autres, on constate leur présence dans de vastes poches, et les plus curieuses que j'ai examinées sont certainement les puits à phosphates dans lesquels ces dépôts descendent parfois jusqu'à la base, tout en conservant les principaux caractères qui les distinguent. Ceci permet de croire que l'origine des uns n'est pas étrangère à la formation des autres.

J'ajouterai encore que les sédiments de l'époque moyenne affectent souvent une disposition stratigraphique particulière. Ainsi il ne faudrait pas s'imaginer, par exemple, que, dans ces immenses entonnoirs qui traversent et les dépôts du quaternaire inférieur et même les différentes assises tertiaires, les couches de gravier et de limon sont toujours disposées horizontalement, comme si elles étaient le produit d'une simple décantation, parfois ces couches sont inclinées, et il y a discordance de stratification entre elles et celles des autres assises.

Aucun ossement n'a été signalé à Luisant, mais on y rencontre des silex taillés. J'ose à peine toucher à cette question des instruments paléolithiques qui paraît se compliquer de plus en plus, à en juger par les discussions auxquelles elle donne lieu journellement à la société d'Anthropologie. Comme je l'ai dit d'ailleurs, je ne m'occupe guère que de stratigraphie. Depuis que j'ai vu à Amiens des caisses pleines de silex taillés, de fabrication toute récente, je suis devenu fort sceptique à cet égard.

Je n'en ai pas ramassé moi-même à Luisant, mais j'en

ai acheté provenant de la première carrière ; ce sont de grands éclats Levallois, et de beaux Moustériens taillés sur une seule face, comme ceux d'Hargicourt, mais un peu plus volumineux. Je les crois authentiques.

D'après le propriétaire, ils n'existent que dans l'assise supérieure ; cependant les Moustériens descendraient bien un peu plus bas, on en trouve parfois, dit-il, dans la partie supérieure du limon fendillé. Le diluvium à cailloux roulés n'étant pas exploité dans cette tranchée, il n'a pu me fournir de coups de poing.

Mais, ainsi que le dit M. de Mortillet, ces instruments sont assez communs dans l'autre carrière où le diluvium est extrait comme ballast. Ici il ne paraît point y avoir de mélange ; la ballastière est un peu isolée des briqueteries, les couches de galets sont d'ailleurs complètement mises à nu depuis plusieurs années sur un certain espace ; enfin, ce ne sont pas les mêmes ouvriers qui font les recherches.

D'après eux, les gros instruments proviennent uniquement de la ballastière, tandis que les Moustériens et les éclats Levallois ne se rencontrent que dans le gravier supérieur et les limons.

Mais ceci n'est encore qu'une probabilité et ne résout pas la question. J'estime que seules les trouvailles faites par les géologues eux-mêmes ont quelque valeur ; mais je sais par expérience combien il est rare de mettre la main sur des silex en place.

Ne pourrait-on pas, comme l'a fait M. Rutot, il y a quelques années, pour la tranchée de Mesvin, procéder, en présence de géologues, à des fouilles méthodiques dans quelques-uns des principaux gisements ; ce serait, à mon avis, le seul moyen d'arriver à une solution.

M. Derennes fait une communication *sur le captage des sources pour la ville de Chantilly*.

Séance du 16 décembre 1894

M. Gosselet parle de deux fouilles qu'il a eu occasion d'observer dans la ville de Lille. L'une, rue Gambetta, 242, montre 2 m. d'erguson rempli de petits granules de craie disposés en lignes bien stratifiées ; au-dessus il y a des terres rapportées. L'autre, place de Tourcoing, sur le rang N.-O. est complètement creusée du côté de la place dans les dépôts d'alluvion tourbeux de la Deûle ; du côté opposé la craie se relève brusquement et arrive à 1 m. à peine du sol, recouverte par une terre noire d'alluvion. Dans toute la plaine d'apparence marécageuse, qui s'étend jusqu'aux fortifications par les rues de Labassée, Roland, Denfert-Rochereau, de Canteleu, etc , on trouve la craie à 1 mètre environ de profondeur et au-dessus une terre noire qui paraît très récente.

M. Ladrière dit qu'il a constaté les mêmes faits dans plusieurs constructions.

M. Gosselet montre quelques échantillons qui lui ont été remis par **M. Sanguinetti**, préparateur à la Faculté de Sciences de Lille. Ce sont :

1^o Des ossements qui se trouvaient en très grande quantité dans une couche tourbeuse épaisse d'un mètre environ à Cartigny, près de Péronne. Cette couche tourbeuse située à 200 m. de la rivière, est surmontée par 6 m. d'argile jaune ; on n'a aucune notion sur l'âge de cette argile jaune qui doit être très récente. La tourbe repose sur 10 centimètres d'une terre noire tourbeuse remplie de Cyclostomes. Puis ; on trouve un léger conglomérat crayeux superposé lui-même à la craie. Ces échantillons et ces renseignements sont fournis par **M. Farez**, Ingénieur-Chimiste à la Fabrique de sucre de Cartigny.

2^o Les autres ossements sont des molaires et des défenses

d'éléphant recueillis à Pronville près de Marquion, par M. Rinquin.

M. Gosselet présente une carte agronomique de la commune de Doullers qui vient de valoir à son auteur M. **Richepin**, instituteur à Doullers, une grande médaille d'argent, au concours de la Société des Sciences de Lille.

La carte de M. Richepin a figuré à l'Exposition Scolaire qui était annexée au concours régional d'agriculture tenu à Lille en juillet. A côté de la belle carte agronomique de M. Toussaint, inspecteur primaire et de M. Ladrière, j'espère que notre collègue nous montrera sa carte dans une prochaine séance. On y reconnaîtra la main du géologue exercé dont les travaux sont connus de tous.

La carte de M. Repelin est plus modeste. Néanmoins, elle indique encore l'inspiration d'un géologue, car il n'y a qu'un géologue qui puisse comprendre aussi nettement et surtout aussi scientifiquement l'influence du sous-sol sur le sol. Que M. Repelin ait eu lui-même cette idée, ou qu'elle lui ait été inspirée par un géologue de métier, il a le grand mérite d'avoir su l'appliquer sur le terrain.

Il a reconnu dans la commune de Doullers six espèces de sol.

1. Limon des plateaux sur calcaire carbonifère.
2. Limon des plateaux sur argile à silex et sur schistes.
3. Dépôts meubles des pentes et alluvions sur calcaire carbonifère.
4. Dépôt meubles des pentes et alluvions sur schistes.
5. Argile à silex.
6. Schistes.

Sur les côtés de la carte, on lit une légende détaillée où M. Richepin décrit les caractères de chaque sol, la culture qui lui est appropriée, les amendements qui lui sont néces-

saïres. Des analyses chimiques dues à un chimiste dont l'autorité est bien connue, M. Dubernard, précisent encore le caractère de ces sols.

M. Rabelle envoie la note suivante :

*Additions à une note sur les craies à belemnites
des environs de Ribemont (1).*

par **M. Rabelle.**

1^o CRAIES GRISES

3^o Une craie grise friable, phosphatée dans la proportion de 35 à 60 %/o. Son niveau est immédiatement au-dessous de la couche de nodules n^o 1.

Je connaissais cette craie à Faucouzy, Mont des Combles, où elle affleure au voisinage de la craie noduleuse n^o 1.

Je n'y avais pas vu nettement les niveaux relatifs des deux couches. La craie grise de Faucouzy m'avait donné de 35 à 45 %/o de phosphate, et, à ses abords immédiats, j'ai trouvé sous 3 à 4 mètres de limon, du sable phosphaté argileux de même dosage.

Depuis plusieurs années, je suis aussi soigneusement que possible les marnages de la région. Tout récemment un marnage fait à la ferme de Séru-Ribemont vient de révéler dans plusieurs puits cette craie phosphatée avec un dosage plus élevé qu'à Faucouzy.

La ferme de Séru est à une altitude élevée, tout près des sables tertiaires de Pleine-Selve. C'est dans un terrain en pente vers le S., S-O., que le marnage en question est fait, et dans 5 puits sur 12 on y a trouvé la craie phosphatée. Le sol est argileux. Sous 2 à 3 mètres de limon, on atteint la

(1) Ann. Soc. Géol. Nord, XXI, p. 344.

craie blanche et c'est à environ un mètre dans cette craie blanche que l'on arrive à la craie phosphatée.

La craie blanche supérieure offre différents aspects : elle est marneuse, durcie, c'est-à-dire en roche suivant les marneurs, ou noduleuse. Cette variété noduleuse est celle que j'indique comme Nodules n° 1 ; j'y ai trouvé le *Belemnites quadratus*, un oursin, des dents de squale ; et c'est au-dessous que se trouve la craie grise phosphatée. La craie blanche noduleuse passe à une craie phosphatée très friable et présentant les mêmes fossiles, avant d'arriver à la craie grise en blocs.

M. Gosselet lit la lettre suivante :

*Lettre de M. Ninon, instituteur à Hautmont, à M. Gosselet,
sur les **Silex taillés** d'Hautmont.*

Je crois bien faire en vous signalant les faits suivants qui n'ont probablement pas encore été portés à votre connaissance et qui, à mon avis, sont de nature à intéresser la science géologique.

M'occupant d'une monographie de la ville d'Hautmont, j'ai fait des recherches historiques et cela m'a mené si loin que j'ai constaté d'une manière certaine la présence de l'homme quaternaire à Hautmont même.

Le bois dit d'Hautmont ou du Fayt, rive gauche de la Sambre, renferme nombre de silex éclatés ou polis : grattoirs, haches, etc. J'avais remarqué ces pierres depuis longtemps, mais je n'en parlais pas, me défiant de moi-même. Aujourd'hui ces constatations ont été faites par diverses personnes compétentes. Un de mes amis possède entre autres, provenant du bois d'Hautmont, un grattoir en pierre éclatée et une hache en pierre polie sur l'identité et la provenance desquels aucun doute n'est permis. Vous

pourrez les étudier quand vous voudrez ; mais au surplus d'autres trouvailles seraient faciles à cette saison, et je m'en occuperai si vous le désirez.

J'ajoute que la hache, d'un poli admirable, est cassée dans la partie s'adaptant au manche, certainement de main d'homme, comme les spécimens nombreux qu'on a trouvés aux environs de Mons.

J'ai moi-même recueilli, il y a six ans, sur le plateau qui s'étend entre Dousies et Montplaisir, dans la partie qui s'abaisse en pente douce vers la Flammenne, plusieurs instruments en pierre polie qui ne sont plus malheureusement en ma possession.

A côté des pierres éclatées du bois d'Hautmont, je vous signale aussi l'existence de grottes dans les carrières de Boussières, situées à quelques centaines de mètres. Plusieurs ont déjà été mises à jour. Une d'entre elles fut conservée plusieurs mois dans la carrière Friart. Un éboulement la combla.

Ces cavités ont-elles été habitées par les primitifs de la pierre éclatée habitant notre vallée ? C'est un problème que je vous aiderai peut-être à résoudre, si vous jugez cette question intéressante.

M. Gosselet présente la note suivante :

Forage fait dans la Vallée de la Lys à Warneton

chez M. Émile Six, brasseur, en 1893.

Profondeur	Épaisseur
Terre végétale.....	0,50
0,50 Argile jaune sableuse.....	2,70
3,20 Gros sable et gravier.....	1,20
4,40 Argile jaune plus ou moins grasse....	12,60
17 Sable grossier.....	0,50
17,50 Argile jaune.....	0,50
18 Sable grossier ferrugineux.....	1,50
19,50 Argile tertiaire.	

Les trois premiers termes du forage appartiennent aux couches récentes, dont l'âge remonte au plus à l'époque romaine comme je l'ai reconnu avec M. Ladrière, à Houplines. Le reste est pleistocène ou quaternaire. Un fait important à signaler au point de vue économique, c'est la présence d'une nappe aquifère séparée des eaux de la Lys actuelle.

Tous les sondages de la Vallée de la Lys vont jusqu'aux sables landeniens, après avoir traversé l'argile d'Orchies, base de l'argile des Flandres. Il semble donc que le niveau des gros sables trouvé à Warneton n'est pas très abondant, puisqu'on ne l'avait pas encore remarqué.

La masse d'argile, épaisse de 12 mètres, qui est située entre ces sables grossiers et les alluvions récentes représente une ou deux des assises de limon de M. Ladrière. Il est probable que si on avait pu suivre le sondage avec soin, on eût trouvé que la partie inférieure est moins jaune, plus sableuse; nous avons reconnu à Houplines cette partie inférieure à l'état de sable gris très fin, d'apparence argileuse.

Le sondage de Warneton est fait à 9 mètres au-dessus du niveau de la Lys actuelle.

Répondant à une demande que je lui ai faite récemment, M. Em. Six m'écrit : « Le forage a donné beaucoup d'eau, de 80 à 100 mètres cubes en 24 heures avec un diamètre de 0,20; mais, ensuite, il s'est ensablé et maintenant il donne bien peu; je ne puis pas apprécier ce qu'il donne, car il communique avec un grand puits ordinaire. »

Le Bassin du Ménez-Bélaïr

(Côtes-du-Nord et Ille-et-Vilaine),

par M. Charles Barrois (*).

INTRODUCTION

La colline de Bel-Air (*Ménez-Bélaïr* 540^m) (1), point culminant du département des Côtes-du-Nord, appartient à un massif que son importance pour la détermination du partage des eaux a signalé depuis longtemps à l'attention des géographes. L'étude de sa structure nous a paru à la fois remarquable par sa simplicité et par l'étendue des conclusions qu'on en peut tirer, pour l'intelligence de l'orogénie générale de ce pays.

Les sommets de ce massif sont formés par des couches schisto-cristallines, antérieures au Cambrien. Sur son flanc nord, on rencontre toute une série de couches siluro-carbonifères redressées et disloquées, dépendant d'une région naturelle, principalement gréseuse, de forme longue et mince, de structure synclinale, que nous désignerons ici sous le nom de *Bassin du Ménez-Bélaïr*. Cette région remarquablement étroite dans son ensemble, s'élargit de part et d'autre à ses extrémités, dans les cantons d'Uzel et de St-Aubin-du-Cormier, où s'effectue le raccordement des couches resserrées et disloquées, qui la composent, avec les séries stratigraphiques normales plus régulières, des Bassins de Châteaulin et de Laval. Nous avons pris comme objet du présent mémoire, ce bassin écrasé *du Ménez-Bélaïr*, en nous fixant pour bornes ses limites naturelles, les aires de raccordement d'Uzel et de St-Aubin.

Les sujets d'étude abondent en Bretagne, et le géologue n'a que l'embarras du choix, parmi tant de problèmes qui

(*) Lu dans les séances des 25 juillet et 7 novembre 1894.

(1) *Landes du Mené*, de la Carte d'État-Major.

se présentent à son esprit. Tandis que dans les Ardennes, le Jura, nous connaissons à la fois la structure tectonique des plis du sol et la succession des couches qui les composent, il n'en est pas encore de même en Bretagne; ainsi la position exacte des divers niveaux de grès siluriens reste à fixer, et la discussion sur l'âge des divers calcaires dévoniens ne saurait être considérée comme close! On a décrit la Bretagne, montagneuse, telle qu'elle fut modelée par les cataclysmes de l'époque houillère, mais nul ne nous a encore expliqué la dissymétrie (1), ni l'exiguïté des fossés synclinaux, où sont ensevelis et limités les strates siluro-carbonifères de la région? Les faunes splendides d'Angers et d'Erbray, les grèves populeuses des grès siluriens restent encore entourées de mystère, quant à leurs éléments; les migrations des formes animales nous sont aussi inconcues que l'étendue et les limites des mers qu'elles habitaient! Les massifs cristallins nous ont révélé leur âge et leur variété de composition, mais les motifs de leur distribution ont échappé jusqu'ici?

Avant d'aborder la description de la structure tectonique de la presque île armoricaine, telle que nous la comprenons, avant de chercher à développer des vues générales sur son orogénèse, nous voudrions dans cet essai, limiter notre effort à l'anatomie détaillée de l'un des plis synclinaux constitutifs du sol breton, pris isolément, avec l'espoir avoué, qu'une observation précise nous donne directement et d'elle-même, l'intelligence de l'ensemble, la clef de la structure du pays? Nous voudrions, laissant momentanément dans l'ombre, tout ce qui a trait à la géologie historique, à la lithologie et à la paléontologie, concentrer ici tout notre

(1) Cette dissymétrie a été mise en lumière sur nos feuilles au 1/80000 de Vannes et de Redon, publiées en 1890, ainsi que sur celle d'Ancenis de M. Bureau (1890).

intérêt sur l'agencement et la figure des affleurements, nous voudrions en décrire la morphologie, l'expliquer s'il se peut, et en déduire l'emplacement et la forme des bassins où s'opérèrent les dépôts paléozoïques, comme aussi la loi de la distribution des masses éruptives ou intrusives.

Pour obtenir ce but, nous avons fait choix comme sujet de notre étude du *bassin du Ménez-Bélaïr*, comme du principal pli synclinal du pays, pli qui s'étend d'une façon continue de l'Océan au bassin parisien, traversant le centre de la Bretagne, de Châteaulin à Laval, par le Ménez-Bélaïr. Il constitue une des plus longues lignes tectoniques de France, et justifie notre choix, tant en raison de son importance orographique, qu'à cause des phénomènes intrusifs et volcaniques manifestés suivant sa direction.

Il nous montrera un exemple de la dissymétrie des flancs des synclinaux bretons, et fournira une explication de cette structure ; il nous apprendra que les centres d'injection n'y furent pas dispersés au hasard, mais que les granites intrusifs s'élevèrent dans l'écorce, suivant les lignes directrices de la région, tandis que les diabases effusifs, trouvèrent leur voie suivant les décrochements transversaux.

Ce long pli du centre de la Bretagne est connu depuis longtemps des géographes, il a été étudié par quelques géologues :

HISTORIQUE

Puillon-Boblaye, dans son *Essai sur la configuration et la constitution géologique de la Bretagne*, exposait dès 1827 les grands traits orographiques de la contrée avec une telle netteté et une telle largeur de vues que son œuvre est restée classique. Les géologues comme les géographes, ont adopté ses idées : de Fourcy, Dufrénoy,

Dalimier, Lebesconte, Oehlert, aussi bien que Reclus, Joanne les rappellent dans leurs écrits sur la Bretagne.

La presqu'île armoricaine est constituée d'après Puillon-Boblaye par deux vastes plateaux dirigés à peu près Est-Ouest, et séparés par une vallée longitudinale ou bassin intérieur, qui se prolonge depuis la Rade de Brest jusqu'à la limite orientale du massif breton, au bord du bassin de Paris.

Le plateau septentrional s'étend de Brest à Alençon, par St-Brieuc, Dinan, etc., parallèlement au littoral nord de la Bretagne. Le plateau méridional s'étend de Brest à Parthenay en passant par Vannes et Nantes, parallèlement à la côte méridionale de la Bretagne. Entre ces deux plateaux est une longue dépression, resserrée en son milieu, vers Uzel, et donnant ainsi naissance à deux bassins : l'un occupe la moitié occidentale (*Bassin du Finistère*), l'autre la moitié orientale (*Bassin de Rennes*). Au nord du plateau septentrional s'ouvre un troisième bassin, connu sous le nom de *Bassin Normand*.

Dalimier, auquel nous devons des notions si précises sur la stratigraphie de la Bretagne, essaya d'interpréter les faits observés par Puillon-Boblaye et de reconstituer l'histoire géologique de cette contrée. D'après lui (1), « le bassin « oriental ne paraît pas avoir été en communication à « l'Ouest avec le Finistère, mais il se relie davantage avec « le bassin normand, et tous deux devaient communiquer « avec une mer commune, située probablement du côté « oriental. Pendant la période silurienne, la mer se retirait « lentement du côté de l'Est ; à une certaine époque, elle « occupait donc une série de golfes parallèles qui s'avan- « çaient plus ou moins à l'Ouest. La communication entre

(1) DALIMIER : Essai sur la géologie du plateau méridional de la Bretagne. B. S. G. F., 2^e sér., T. XX, 1862, p. 127, 154.

« le bassin oriental et le bassin normand ne devait se faire
« que du côté d'une haute mer orientale. Le bassin du
« Finistère ne recevait pas ses eaux du côté oriental ; elles
« devaient arriver de l'Ouest et elles se sont retirées de
« ce même côté, après avoir déposé les grauwackes et
« calcaires dévonien inférieurs. »

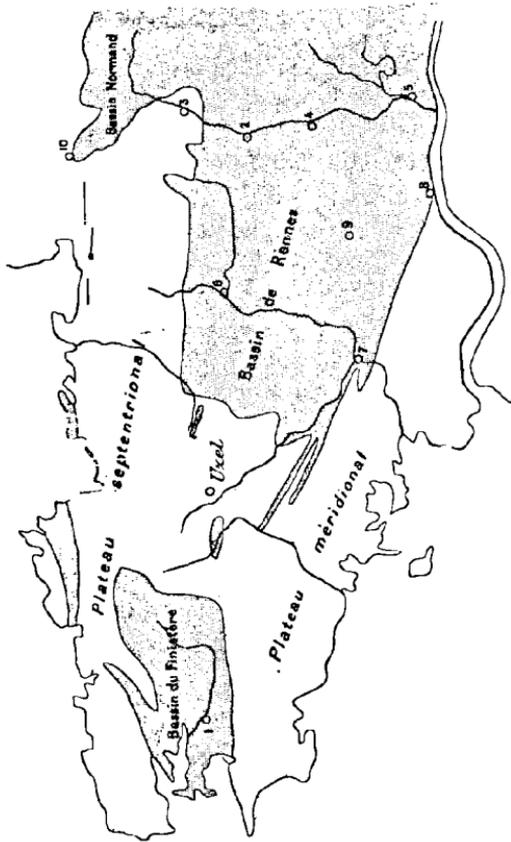
L'esquisse suivante montrera quel était l'état de nos connaissances sur l'extension des mers paléozoïques, en Bretagne, avant la publication de la Carte géologique de France, au millionième (Voir Fig. 1, p. 186.)

La carte de Bretagne que nous avons dressée en 1888 pour l'édition au millionième, de la Carte géologique de France, à la demande de M. Michel-Lévy, Directeur de ce Service, différait surtout des précédentes, en ce qu'elle substituait aux grands bassins indépendants, admis jusqu'alors, une série nombreuse de petits synclinaux très étroits, parallèles entre eux, et indéfiniment allongés de Ouest à Est. La carte de Bretagne prenait ainsi l'aspect d'une carte appalachienne. Les grands traits de l'orographie, tels qu'ils ont été esquissés par Puillon-Boblaye, étaient reportés à l'époque carbonifère. Ils étaient dus à un rideau général du sol, postérieur au Culm et antérieur au Terrain houiller supérieur, mouvement qui refoula latéralement et en même temps tous les strates, sur une largeur de plus de trois degrés de latitude, de la Normandie à la Vendée, en leur donnant une direction dominante uniforme O. 20° N. — à E. 20° S. (Voir Fig. 2, p. 187.)

Ce fut pour nous une satisfaction précieuse, de voir ces conclusions adoptées successivement, sur la carte géologique de MM Carez et Vasseur et sur les cartes schématiques de M. Marcel Bertrand (1) : elles nous parurent ainsi

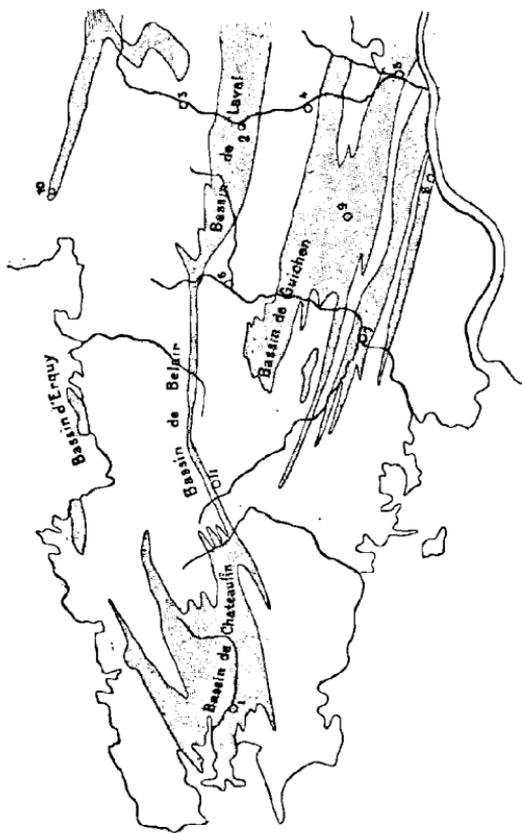
(1) Marcel BERTRAND : Comptes-rendus Acad. Sciences, janvier 1894.

Fig. 1.
Carte des bassins siluriens de Bretagne avant 1888



Légende : La même légende est commune aux deux figures; les parties distinguées par des hachures, représentent les bassins siluro-carbonifères; les portions laissées en blanc, correspondent aux formations plus anciennes.

Fig. 2.
Carte des bassins siluriens de Bretagne depuis 1888



1. Châteaulin. — 2. Laval. — 3. Mayenne. — 4. Château-Gontier. — 5. Angers.
— 6. Rennes. — 7. Redon. — 8. Ancenis. — 9. Châteaubriand. — 10. Mortain.
— 11. Uzel.

suffisamment établies (1). Cependant si la notion de cette structure appalachienne de la Bretagne, constitue un progrès réel, il s'en faut toutefois de beaucoup qu'il soit suffisant.

Nous savons il est vrai, que le pays d'Armorique a été modelé à une date connue, par des mouvements de son sol sollicité par des forces tangentielles, mais nous devons reconnaître en même temps, que cette déformation, dont les couches de la Bretagne ont surtout conservé l'empreinte, loin de nous éclairer sur les contours des anciennes mers paléozoïques, n'a pu avoir sur ces contours, qu'une influence perturbatrice ! Il y a lieu de croire que les ride-ments carbonifères en se superposant aux déplacements antérieurs, ont dû voiler et cacher leur trace, s'ils ne l'ont même pas entièrement fait disparaître ? Nous revenons ainsi à poser à nouveau le problème, dont Dalinier croyait déjà avoir entrevu la solution.

Nos cartes géologiques permettent de retracer rationnellement aujourd'hui, l'orographie de certaines parties de la Bretagne à l'époque houillère, mais c'est encore à une série d'inductions qu'il faut faire appel, pour reconstituer la géographie du pays avant cette époque ! On ne sait, quelles relations précises, les grands plis synclinaux, façonnés par les plissements de l'époque carbonifère, offrirent avec la géographie ancienne des mers pré-carbonifères ; on n'est guidé dans cette recherche, que par la liaison intime et si souvent constatée, qui existe entre l'histoire des dépôts sédimentaires et celle des phénomènes orogéniques.

Dans cette théorie, le ridement carbonifère n'aurait fait

(1) Elles ont été exposées dans diverses notes, sur lesquelles nous ne croyons pas devoir revenir ici : Annales de la Soc. géol. du Nord, T. X, p. 56, février 1883 ; T. XI, p. 87, janvier 1884 ; T. XI, p. 278, mai 1884 ; T. XVI, p. 1, novembre 1888 et B. S. G. F., T. XIV, p. 655, 1886.

qu'accentuer une disposition en bassins parallèles, datant de l'époque cambrienne. Et en effet, les rayures du sol paléozoïque breton, se poursuivent toujours semblables à elles-mêmes, avec des caractères lithologiques et stratigraphiques constants de O. à E, sur une longueur de près de 5° de longitude ; ces caractères au contraire changent à quelques kilomètres de distance, quand on passe d'une rayure à l'autre, en se dirigeant du N. au S. — Ainsi, avant que les phénomènes de plissement aient descendu les synclinaux carbonifères, leur position était jalonnée aux époques siluriennes et dévoniennes par des conditions spéciales de dépôt, uniformes suivant des bandes déterminées, très limitées.

Les sédiments paléozoïques ne s'accumulaient pas dans les mêmes conditions de profondeur, au N. et au S. du pays, à la latitude des diverses rides synclinales parallèles. Mais il y a encore assez loin de cette notion, à la détermination des golfes siluriens parallèles, supposés par Dalimier, comme aussi à la connaissance de la forme et de l'extension primitives des étroites gorges synclinales, où affleurent seules aujourd'hui les crêtes de couches verticales !

S'il paraît nécessaire d'attribuer à ces ondulations du sol une grande amplitude verticale, pour se rendre compte de leurs différences respectives, si notables suivant les parallèles ; il semble cependant, que des profondeurs considérables ne soient pas en relation avec le rapprochement de leurs affleurements actuels. Ces plis paraissent trop rapprochés et trop resserrés pour être très profonds ; ils sont d'autre part trop différents dans leur composition, pour s'être formés très près les uns des autres ? Il y a là une contradiction apparente, qu'une étude stratigraphique détaillée peut seule résoudre.

La carte de la région, que nous donnons ici (pl. III et IV), et qui n'est que la réduction un peu schématisée de portions

de nos feuilles au 1/80,000, (1) montre en un coup d'œil la figure d'ensemble du pli synclinal du centre de la Bretagne (Ménez-Bélaïr). On ne saurait en comparer la forme à celle d'une vallée à flancs parallèles, et son contour fixe d'abord l'attention par son irrégularité : ainsi son diamètre d'une quinzaine de kilomètres d'étendue vers Uzel et Saint-Aubin-du-Cormier, se réduit à moins de 1 kil., vers Trébry et Bécherel. Mais la dissymétrie de son contour n'est pas moins frappante que les variations de sa largeur : tandis que le bord sud, offre un contour rectiligne, ou une courbe unique à grand rayon, à convexité tournée vers le N., le bord nord présente un contour beaucoup moins uniforme, découpé et festonné en une série de zig-zags capricieux, dont les plans axiaux coïncident avec les rayons de la courbe précédente.

Cette forme géométriquement simple, du détroit de communication des bassins de Châteaulin et de Laval, est trop visiblement en relation avec des déformations mécaniques de l'écorce terrestre, pour n'avoir pas plus qu'un intérêt local.

Quoiqu'il en soit de cette déformation, sur laquelle nous aurons souvent l'occasion de revenir au cours du mémoire, la structure générale du massif se dégage assez bien sur la carte, comme formée de bandes à peu près parallèles, à peu près verticales, paraissant par suite concordantes entre elles, et limitées au N. et au S., par des schistes précambriens, également concordants. Il est donc permis d'y voir un bassin, une vallée synclinale, réunissant les bassins plus largement étalés du Finistère et de la Mayenne. Ce premier résultat exact en lui-même, se heurte cependant bientôt à des diffi-

(1) Les quatre feuilles de Pontivy, Saint-Brieuc, Dinan et Rennes, dressées par nous, et publiées par le Service de la carte géologique détaillée de la France.

cultés de détail, qu'il y a lieu d'interpréter. Ainsi, le Terrain dévonien par exemple, au lieu de se montrer comme on devrait s'y attendre, compris entre le Silurien supérieur et le Carbonifère, se présente indifféremment recouvert dans les diverses coupes, par l'Ordovicien, par le Silurien supérieur, ou au contraire les recouvre ; dans le même ordre d'idées, on voit le Carbonifère au contact de l'Ordovicien.

La première interprétation qui s'offre à l'esprit est de considérer ces terrains comme reposant transgressivement sur ceux qui les précèdent, opinion qui se trouve confirmée par l'observation faite par M. Ehlert dans la Mayenne, par nous-même dans le Finistère (1), de la réalité de cette double transgression à E. et à O., dans les parties ouvertes plus largement de ce bassin central. Toutefois la concordance apparente des couches, jointe à l'irrégularité de leur succession dans cet étroit pli synclinal, montre bien vite que l'explication proposée n'est pas adéquate, et qu'un phénomène nouveau est venu réassortir, pour ainsi dire, en un faisceau concordant, les couches siluro-carbonifères, plus ou moins obliques entre elles, lors de leur dépôt. Il suffit pour mettre ce fait hors de doute, de faire remarquer que les couches siluriennes les plus anciennes, ne se trouvent pas toujours aux limites externes de ce bassin synclinal, mais qu'il est au contraire limité successivement et irrégulièrement par les diverses couches qui le com-

(1) Dans le Finistère, j'ai tracé cette transgression sur la feuille de Châteaulin, terminée en 1884, mais seulement publiée en 1886 et j'insistai à cette époque sur son importance, devant la Société Géologique de France, réunie à Quimper (B. S. G. F., 3^e sér., T. XIV. 1886, p. 17) ; M. Ehlert signala le fait dans la Mayenne, dans le courant de la même année (B. S. G. F., 3^e sér., T. XIV., 1886, p. 527, en note) : l'accord de ces observations faites d'une façon si indépendante, témoigne en faveur de la généralité du fait avancé.

posent, du Silurien au Carbonifère. Des failles ont donc nécessairement dénivélé ce bassin synclinal primitivement continu, et un certain nombre des tranches ainsi relevées ont été complètement balayées par les dénudations.

On peut donc reconnaître l'existence d'une étroite bande synclinale, plus ou moins compliquée par des failles, entre les bassins synclinaux de Château'in et de Laval, et les réunissant, conclusion qui s'imposait d'ailleurs, à la seule inspection de la carte (pl. III et IV). Ce qu'il reste à mettre en lumière, c'est la direction exacte des plis, c'est la façon de dégager s'il se peut, l'allure sinueuse de leur profil en hauteur, c'est le groupement des cassures à disposition curviligne, qui auraient isolé dans cette gorge, une série d'esquilles de forme lenticulaire, c'est enfin une tentative de réunir tous ces faits, en un schéma unique.

On trouve un certain nombre de documents précieux dans divers ouvrages antérieurement publiés sur la région :

Dufrénoy (1) est le seul géologue qui après Puillon-Boblaye, ait envisagé dans leur ensemble les terrains primaires de la Bretagne : il fait remarquer que la direction générale des chaînes de la Bretagne est généralement E. 10° à 15° N. — à O 10° à 15° S, et il ajoute que la direction N.-S. paraît se rattacher aux roches amphiboliques (nos diabases actuels).

Les travaux les plus complets sont certes dûs aux auteurs des cartes géologiques de la région, Dufrénoy, Toulmouche(2),

(1) DUFRÉNOY : Rapport sur l'âge et la composition des Terrains de transition de l'Ouest de la France, Annales des mines, T. XIV, 3^e sér., p. 213 et 351, 1838.

(2) TOULMOUCHE : Carte géologique d'Ille-et-Vilaine, Mém. Soc. géol. de France, T. 2, 1835; et Annales des mines, VIII, p. 337.

Durocher et M. Massieu (1), M. de Fourcy (2); mais ces cartes sont accompagnées pour la plupart de textes trop souvent écourtés et insuffisants. Il convient de citer dans cette catégorie de travaux, les profils des chemins de fer bretons de MM. Triger, Guillier, Delesse et Mille (3).

Durocher (4) dans son célèbre mémoire sur le métamorphisme des roches, a choisi divers exemples, dans la région qui fait le sujet de cette étude; nous y reviendrons dans un chapitre spécial en traitant du granite de l'ellipse de Bécherel. Les vues stratigraphiques de Durocher sur la région, sont limitées à leur représentation graphique sur sa carte géologique d'Ille-et-Vilaine, publiée par M. Massieu en 1866, et si malheureusement privée de texte.

Marie Rouault (5) s'est occupé à diverses reprises, de la succession et de la faune des assises siluro-dévonniennes de la région; de Verneuil (6) contribua puissamment aux progrès accomplis à cette époque.

Parmi les mémoires plus récents, une place d'honneur doit être réservée à l'excellent résumé, donné par M. D. Œhlert (7), de ses vues, sur les oscillations qui se sont produites pendant la période primaire dans le Bassin de Laval,

(1) DUROCHER et MASSIEU : Carte géologique du département d'Ille-et-Vilaine, 1866.

(2) DE FOURCY : Carte géologique du département des Côtes-du-Nord, 1843. M. de Fourcy a résumé son travail dans le B. S. G. F., T. 2, 1844, p. 125.

(3) GUILLIER, TRIGER, DELESSE, MILLE : Profil géologique de Paris à Brest, 1863.

(4) DUROCHER : B. S. G. F., 2^e sér., T. III, 1846.

(5) MARIE ROUAULT : B. S. G. F., 2^e sér., T. VII, p. 350, 1850; *ibid.*, T. VII, p. 724; *ibid.* T. VIII, p. 358, 1851; etc.

(6) DE VERNEUIL : Catalogue des Trilobites des T. paléozoïques des environs de Rennes, B. S. G. F., 2^e sér., T. 4, 1846, p. 309.

(7) M. D. ŒHLERT : Comptes rendus Acad. Sci., 21 Fév. 1887.

région qui n'est que l'épanouissement de la contrée décrite dans ce mémoire.

Remarquable aussi par son exactitude, est la récente description des environs de St-Germain-sur-Ille, de MM. Seunes et Lebesconte (1).

On doit à M. M. Delage (2), un volumineux mémoire accompagné de 7 planches de coupes et de 4 cartes, présenté comme Thèse à la Sorbonne : ce Mémoire sur la Stratigraphie des terrains primaires dans le département d'Ille-et-Vilaine, donne de nombreuses coupes, parfois exactes, à travers la région qui s'étend de St-Germain à Vitré, comprenant ainsi les deux massifs de St-Aubin, du présent travail.

La tendance spéciale de notre mémoire, nous amène à signaler aussi ici, en débutant, les travaux de M. Lecornu (3) dans une région voisine, en Normandie : si de Verneuil a fait connaître l'identité des séries paléozoïques de la Normandie et de la Bretagne, c'est à M. Lecornu qu'on doit de pouvoir comparer la structure tectonique de ces massifs, qui se trouve être identique. Il a eu le mérite de bien délimiter le premier, les étroites bandes synclinales de cette province, et d'expliquer leur structure par le jeu de failles longitudinales, semblables à celles que nous avons retrouvé partout en Bretagne.

Nous donnerons dans les pages qui suivent, une descrip-

(1) **LEBESCONTE et SEUNES** : Coupe suivant le profil en long de la voie ferrée de St-Médard à St-Germain, B. S. G. F., 22 Janvier 1894.

(2) **M. DELAGE** : Stratigraphie des T. primaires dans le N. du dép. d'Ille-et-Vilaine, Thèse, Paris, 1877, 11 pl., 138 p.; voir aussi B. S. G. F., 3^e sér., T. III, p. 368, 1875; T. IV, 1876, p. 623.

(3) **LECORNU** : Bull. Soc. Linn. de Normandie, Vol. I, p. 11, 1887; *ibid.* Vol. IV, p. 8, 1890; *ibid.* Vol. V, p. 7, 1891.

tion détaillée du pli synclinal rétréci qui faisait communiquer le bassin de Châteaulin avec celui de Laval : nous suivrons toujours les couches, dans le but de simplifier la description, de O. à E., puis du N. à S., divisant ainsi la bande étudiée en un certain nombre de massifs, ou tronçons successifs, délimités sur notre planche IV. — Aucun auteur n'ayant encore parcouru, avec les mêmes préoccupations, l'ensemble de la région comprise entre les feuilles de Pontivy et de Laval, il nous suffira pour terminer cet exposé historique, de rappeler les grands travaux de M. Lebesconte.

Les travaux de MM. de Tromelin et Lebesconte (1), sont les plus importants qui aient paru jusqu'à ce jour, sur la paléontologie des terrains primaires de l'Ille-et-Vilaine. Depuis la publication de ces travaux, faits en collaboration, notre ami M. Lebesconte (2), a encore donné une série de mémoires sur la stratigraphie de la région, et son nom reste lié à tous les progrès de la géologie bretonne. Nous ne pourrions ici résumer son œuvre, car il fut notre collaborateur pour le levé de la feuille de Rennes (3), et nous devrions le citer à chaque page, si la plupart des observations qui suivent ne nous étaient communes.

(1) DE TROMELIN et LEBESCONTE : Catalogue raisonné des fossiles siluriens de Bretagne, Assoc. Franç. Av. Sci., Nantes 1875. — Observations sur les T. primaires d'Ille-et-Vilaine, B. S. G. F., 3^e sér., T. 4, 1876, p. 583.

(2) P. LEBESCONTE : Classification des assises siluriennes d'Ille-et-Vilaine, B. S. G. F., T. X, 1881, p. 55. — Constitution générale du massif breton, B. S. G. F., T. XIV, 1886, p. 776. — Sur les assises les plus anciennes de Bretagne, B. S. G. F., T. XVII, 1889, p. 621. — Grès armoricain, B. S. G. F., T. XIX, 1890, p. 15. — Poudingues rouges de Montfort, Revue des Sc. nat. de l'Ouest, Juillet 1891. — Etude géol. sur l'Ouest de la France, Bull. Soc. Scient. et Médic. de l'Ouest, T. 2, N° 1, 1893.

(3) M. Lebesconte a plus spécialement étudié la moitié N.-E. de la feuille de Rennes, pendant que je m'occupais de la moitié S.-O., pour le Service de la Carte géologique.

Nous espérons que grâce à ses efforts persévérants, les lacunes qui déparent ce travail seront bientôt comblées. La stratigraphie détaillée de la région, décrivant la superposition des assises, leurs subdivisions et leurs variations locales de faciès, reste encore à faire : nous avons dû nous borner à déduire les traits essentiels de la tectonique, de la considération de quelques individualités stratigraphiques, groupées plus ou moins artificiellement, tout en regrettant l'incertitude de divers résultats, inévitable quand l'âge et le classement de certaines bandes sont ainsi laissés en suspens.

CHAPITRE I

MASSIF D'UZEL

Planche V.

De Corlay à Colinée, nous distinguerons au côté occidental de la carte, (Pl. III et IV), sous le nom de massif d'Uzel, un premier lambeau de terrain, caractérisé de la façon suivante :

1° Continuité matérielle immédiate de ce massif d'Uzel avec le grand bassin carbonifère de Châteaulin (1); tous deux sont constitués par les mêmes couches, loin que le premier soit formé de strates siluriens et précambriens, comme on l'avait admis à tort, jusqu'ici.

2° Largeur considérable du N. au S. de ce massif, qui présente au moins dans cette direction, cinq ondes synclinales parallèles, allongées de O. à E.

3° Rétrécissement graduel du massif vers l'Est, dû à l'arrêt brusque des ondes synclinales septentrionales, absorbées par le granite de Moncontour; les deux ondes méridionales du massif, se continuent seules vers l'Est, dans les massifs suivants.

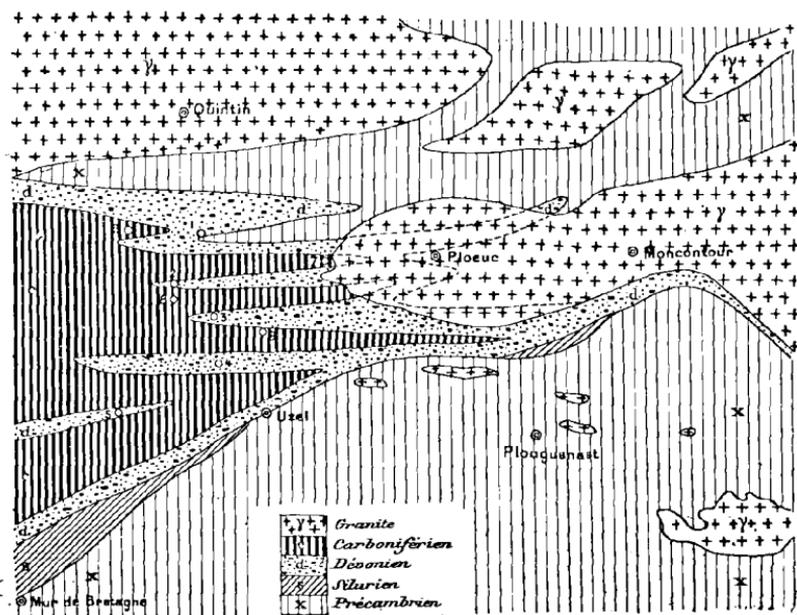
L'esquisse ci-dessous montrera ces faits en un coup d'œil, elle permettra en outre de suivre les descriptions qui nous ont amené à cette conclusion.

(1) L'âge carbonifère de ce bassin a été établi par nous, en 1886, par la publication de la feuille de Châteaulin, de la Carte de France au 1/80.000.

Fig. 3.

Esquisse du massif d'Uzel

Echelle 1/350.000



Légende :

- | | |
|--------------------------------|------------------------------|
| 1. Bande de Feibusquet. | 5. Anticinal de Merléac. |
| 2. Anticinal de Vieil-Argouet. | 6. Synclinal de Bellevue. |
| 3. Anticinal de Toulmin. | 7. Synclinal de l'Hermitage. |
| 4. Anticinal de Kerdoré. | 8. Synclinal du Bodéo. |
| | 9. Synclinal d'Allineuc. |

1. Bord nord du bassin : Les montagnes de Feibusquet correspondent au bord nord du massif synclinal

d'Uzel : elles nous montrent sous les schistes et psammites carbonifères de Corlay, la succession des assises dévoniennes et siluriennes, relevées.

Les assises dévoniennes sont représentées par des schistes grossiers micacés sombres avec bancs de quartzites alternants, que nous rapportons en raison de leur gisement et de leurs caractères lithologiques, à l'étage du *grès de Gahard* : elles sont d'ailleurs fossilifères à l'est de ce massif. Les assises siluriennes sont moins bien caractérisées : l'état des affleurements et les modifications métamorphiques éprouvées par les couches, ne nous ont pas permis de les distinguer ; par suite le terrain dévonien paraît reposer en stratification transgressive sur les Phyllades de Saint-Lô, au N. des Montagnes de Feubusquet.

Cette opinion nous a paru assez vraisemblable, pour que nous l'adoptions sur la carte, malgré certains faits discordants que nous devons signaler ici. On peut en effet invoquer en faveur de la présence du Silurien dans ce district, l'existence de certaines roches de ce niveau : telles sont les bavalites du Bas-Valet et du Foyer, identiques à celles du Silurien des environs de Goarec, et les psammites blancs passant à l'arkose, du Bas-des-Landes, identiques à ceux de Saint-Germain.

2. La bordure orientale du bassin, est dessinée par un relèvement d'ensemble du fond de ce bassin, qui réduit les affleurements carbonifères à de maigres bandes synclinales, comprises entre d'étroites bandes anticlinales dévoniennes (Pl. III et IV) ; toutes ces bandes sont également interrompues à l'Est par le granite de Montcontour.

Les bandes dévoniennes anticlinales sont parallèles entre elles, dirigées E. O. et au nombre de cinq (voir la carte schématique, p. 198), qu'on peut distinguer, comme suit :

1^o *Bande de Feubusquet* (N. de la Harmoye), de la Jaunaie à Lanfains.

2^o *Bande du Vieil-Argouet* (Bodéo) à Bel-Orient (en l'Hermitage).

3^o *Bande de Toulmin* (en Allineuc) à Douancre en l'Hermitage.

4^o *Bande de Kerdoré* (en St Martin) au Rocher Luron en Uzel.

5^o *Bande de Merléac*, de St-Mayeux à Merléac.

Ces 5 bandes (voyez la carte p. 198) sont également formées par les *schistes et quarzites de Plougastel* (= *Gahard*). L'étude du contact de ces couches dévoniennes avec les assises carbonifères est intéressante ; elle est de plus possible, malgré la rareté des affleurements, en raison de l'étendue de la zone de contact.

On constate ainsi que les *schistes de Châteaulin* ne reposent pas partout sur les *quarzites de Plougastel*, en stratification transgressive ; ainsi on observe à leur limite, dans la seconde bande, du G^d Gargalideuc au Moltay et à la Vallée, l'existence de schistes à nodules, analogues à ceux des *schistes de Porsguen*. Le minerai de fer interstratifié dans les schistes et quarzites du Vieil-Argouet correspond au *minerai de Landevennec* ; enfin j'ai reconnu la faune de Néhou dans un lit de grauwacke ferrugineuse de 1^m, dans le chemin creux du P^t Gargalideuc à Vieil-Argouet. Le Coblencien de la Rade de Brest, invisible sur les bords N. et S. du bassin de Châteaulin, où il était débordé transgressivement par les *schistes de Châteaulin*, reposant sur les *quarzites de Plougastel*, a cependant rempli le fond du bassin, puisque nous le voyons réapparaître à l'affleurement, sur sa bordure orientale.

Le *terrain carbonifère* recouvre donc de ce côté, des couches dévoniennes assez élevées dans la série, passées inaperçues jusqu'à ce jour. Il débute par des poudingues

à galets variés et des lits interstratifiés de roches éruptives et tuffacées, recouverts à leur tour par les schistes et psammites de Châteaulin, avec lentilles de calcaire fossilifère. Les couches que nous rapportons au Carbonifère occupent divers petits plis synclinaux, compris entre les anticlinaux précités de cette région : nous les décrirons sommairement, en commençant par les plus septentrionales. Nous négligerons toutefois l'étude lithologique des roches, aussi variées qu'intéressantes ; elle nous entraînerait trop loin et nous paraît plus à sa place dans la description du bassin de Châteaulin, où elles sont mieux exposées.

1° *Bande synclinale de Bellevue*, présentant un beau développement des *schistes de Châteaulin*, micacés, maclifères. Ils sont entourés par une ceinture de schistes et grès dévoniens, bien exposés au Nord de Lanfains au Pas, et qui se termine 12 kil. à l'Est, dans la Forêt de Lorges.

2° *Bande de l'Hermitage*, pauvre en affleurements de *schistes de Châteaulin*, modifiés par le granite. La succession des couches a été nécessairement la même dans ces divers synclinaux, les différences apparentes signalées ici, ne sont dûes qu'à l'irrégularité des affleurements, au caprice des dénudations et probablement aussi à de petites failles longitudinales que l'état des affleurements ne permet pas de relever en détail. Cette bande carbonifère synclinale, est comme la précédente, entourée par une ceinture de roches dévoniennes, de schistes maclifères à petits lits de quartzite, formant 2 bandes parallèles au N. et au S. de l'Hermitage : toutes trois s'arrêtent brusquement à E. de l'Hermitage, coupées par l'ellipse granitique de Moncontour. Elles ne paraissent nullement dérangées par l'intrusion du granite, qui s'est borné à trouver sa place au travers de ce synclinal, comme le prouve d'une façon irrécusable, la continuation et la terminaison de ce pli dévonien, reconnue à la Brousse, à 12 kil. de là, de l'autre côté du massif granitique (voir

carte p. 198). C'est de Hénon, qu'on a la meilleure vue de ce synclinal de grès dévonien, perché au milieu des schistes précambriens de la Brousse à la Roche, sous forme d'une haute crête nue, couronnée de quelques pins : dans une carrière à la Brousse, on exploite des quartzites verts dévoniens ($N = 45^\circ$) ; au N. sont des quartzites blancs plus cristallins ; vers Cocolain quartz géodique et lits de quartzite micacé.

3° *Bande du Bodéo*, formée par les schistes de Châteaulin, avec rares affleurements de diabase et de schiste diabasique, et plusieurs lits interstratifiés de porphyroïde. A la Croix, près le Pont, le porphyroïde en lit mince est nettement interstratifié dans le schiste carbonifère, dont il suit les ondulations. Il est assez répandu dans toute cette région, comprise entre Kerigan et Kergonano, en lits de 0.50 à 5 m. d'épaisseur, franchement intercalés et contemporains des sédiments entre lesquels il est interstratifié. Les affleurements en sont beaux à Kergonano, où ses lits alternent avec des schistes et des diabases. Les poudingues de Châteaulin affleurent à O. du Guerny.

4° *Bande d'Allineuc* remarquable par le beau développement des diabases, formant des rochers, de Questucot, à la Porte au Moine, Kerguetus, Quinteno, Bosmétéac, Allineuc, Fonteny, la Ferrière, les Forges, la Ville-Louis : ces diabases sont en couches interstratifiées dans les schistes et y alternent avec des nappes de porphyrites amygdaloïdes et des schistes verts à actinote. Au S. de la Chapelle St Jean-Baptiste, à Kerdanot, porphyroïde blanc qu'on suit jusqu'au bord de l'étang S. de Kerigan ; il constitue une couche supérieure aux diabases, qui forment ici un synclinal dont les 2 ailes sont visibles à Kerdanot d'une part, à Soulereaux d'autre part. Près du barrage de Bosmétéac, des porphyroïdes alternent en lits interstratifiés de 3 à 4^m avec des schistes diabasiques et des schistes argileux.

5° *Bande de Merléac*, relevée en son centre par une petite onde anticlinale (Anticlinale de St Mayeux à Merléac), montre les *schistes de Châteaulin* gris-bleuâtre avec leurs caractères ordinaires, alternant avec psammites grauwackeux grisâtres, et lits ardoisiers exploités en divers points (Pouffos, Kereunne). Ils affleurent bien sur les bords de la Rigole, et offrent des inclinaisons variables N.-S., indices des plissements nombreux correspondant à ce synclinal.

Les schistes amphiboliques affleurent aux deux bords de cette bande de Merléac, et présentent leur plus beau développement autour du bourg même de ce nom. Ils sont recouverts par les porphyroïdes, ou alternent avec eux, S. de Kerma, E. Rigolvan; on y observe également les poudingues carbonifères à galets de quartzite dévonien (Kerbloux, Kerfagot).

3. Partie centrale du bassin : les couches sont ondulées dans tout ce bassin de Corlay, en vagues synclinales et anticlinales correspondant aux plis dévoniens de sa bordure orientale. Les *schistes de Châteaulin* qui le remplissent, sont des schistes argileux à veines alternantes gris-clair et bleu foncé, avec bancs psammitiques; ils ne se distinguent lithologiquement des schistes précambriens avec lesquels on les a confondus jusqu'ici, que par les veines bleues du phyllade, moins argileux et plus résistant aux altérations, et par le grain plus grossier des psammites.

Les ridements qui ont affecté ces couches ont fait réapparaître en divers points, à l'intérieur du bassin, les strates inférieurs de la formation, ainsi à l'est du Faouet en Corlay, affleurent les diabases en nappes et les poudingues de la base de la série. Les lits de porphyroïde qu'on observe intercalés dans les schistes, sont également cantonnés vers la partie inférieure de la série carbonifère.

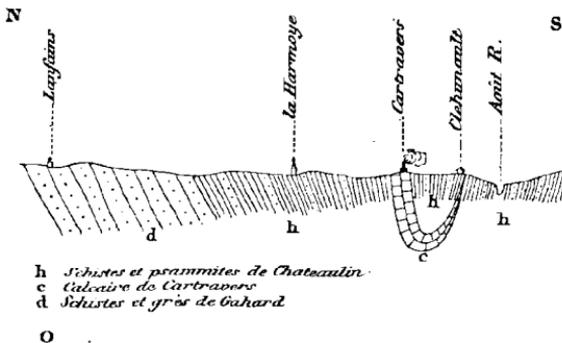
Le calcaire de Cartravers, célèbre dans cette région où le

calcaire est rare et très recherché, qui a été rapporté jusqu'ici au Précambrien, a un gisement analogue : il occupe le centre du petit synclinal de L'Hermitage, où il se trouve interstratifié dans l'étage des schistes carbonifères de Châteaulin. Ce calcaire très encrinétique en certains points, et contenant des rognons dolomitiques, forme une lentille

Fig. 4.

Coupe de Cartravers

Échelle 1/80.000



épaisse de 30^m, dont la disposition est synclinale ; son bord nord est seul exploité, son bord sud (si la lentille se continue jusque là), devrait être cherché au S. des maisons de Cléhunault

4 **Le bord sud du bassin** est constitué par une crête saillante de roches siluriennes fortement inclinées vers le Nord. On peut y distinguer de bas en haut, la succession des étages suivants :

Schistes pourprés de Montfort, représentés par des dalles schisteuses violacées, soyeuses, compactes, avec lits inter-

calés de quartzite vert-clair ou rosé, à Trevejean sur le Blavet, au Bas de la Lande et à St-Guen.

Grès armoricain suit le Blavet, de Goarec à Mur-de-Bretagne, où il change un peu de direction, et se poursuit avec ses caractères ordinaires et ses fossiles jusqu'à la Lande de Lorette, où il est bien exposé.

Schistes ardoisiers d'Angers, exploités et fossilifères à Mur-de-Bretagne, Bois de Larlay, etc., et recouverts par par les *Grès de St-Germain* et les *ampélites à graptolites*, visibles au S. de St-Gelven, Château de Liscuis, Zélo, etc. On devrait peut-être rapporter à ces niveaux les quartzites du Tertre d'Uzel, de Beauregard, du Pavillon, qui en seraient le prolongement à l'Est ? Nous avons cru préférable de rapporter cette crête d'Uzel, aux *grès de Gahard*. Ceux-ci, en tous cas, recouvrent nettement les couches siluriennes précédentes, de Goarec à St-Gelven, Caurel, St-Gilles du Vieux Marché et Uzel, ils sont en outre caractérisés par leurs fossiles dans les landes de St-Gelven et dans la vallée pittoresque au S. de St-Gilles-du-Vieux-Marché.

En résumé, la série stratigraphique siluro-dévonienne, complète et régulière, à la longitude de Mur-de-Bretagne, s'amincit et se transforme graduellement à l'Est, vers Uzel. On peut hésiter à rapporter cette modification, à une faille tranchant obliquement toutes les couches, ou à un laminage de toute la série ; mais en tous cas, la faille serait une faille d'étirement et on doit reconnaître la trace d'une action mécanique intense : c'est pour nous, le passage de la grande faille d'étirement, qui limite dans toute son étendue, le bord sud du bassin de Bélair. Nous avons rapporté en bloc, au grès dévonien de Gahard, toutes les couches qui au N. des monts de Bélair représentent le prolongement oriental de la crête d'Uzel, parce qu'un certain nombre d'entre elles nous ont fourni des fossiles, et parce qu'on ne peut y suivre de divisions lithologiques continues ; enfin, parce que l'existence

de lambeaux siluriens reconnaissables (grès armoricain, ardoises d'Angers), vers les Landes de Phanton et la Lande du Val, témoigne en faveur de leur disparition dans les autres points de cette bande, rapportés sur notre carte au dévonien.

Si néanmoins notre interprétation était erronée, et que l'on pût arriver à distinguer les divers étages du Silurien dans les mauvais affleurements, si modifiés par le granite, de ce faisceau d'Uzel, il n'en resterait pas moins acquis que le Dévonien est représenté au N. du Ménez-Bélaïr, à Gouray, et que la continuité des bassins paléozoïques de Châteaulin et de Laval se trouve ainsi établie (voir la coupe donnée dans les Annales de la Société, tome XIII, p. 70, en 1885).

Le tracé de la bande dévonienne du Ménez-Bélaïr se trouvant indiqué sur nos cartes de Pontivy et de St-Briec au 1/80000, il serait oiseux d'entrer ici dans le détail des localités. Les couches très disloquées inclinent parfois S, mais l'inclinaison dominante est $N = 75^\circ$. Les roches qui se trouvent au contact du granite, d'Uzel à Gouray, sont des schistes bleu-noirâtre, grossiers, micacés, et chargés parfois de petites macles, comprenant des lits intercalés plus ou moins épais de quartzite verdâtre, d'aspect dévonien. J'ai trouvé des tiges d'encrines et de mauvais fossiles, d'apparence dévonienne, dans les schistes à S. de Bas-Bonite, à la Roche, et dans le ravin à l'Est de cette localité.

5. **L'ellipse du granite de Moncontour**, est formée d'un granite porphyroïde, généralement en arène, riche en mica noir, et parfois chargé de mica blanc, notamment au voisinage des filonnets granulitiques. Les macles d'orthose affectent une tendance à la disposition parallèle, horizontale; cette disposition contribue vraisemblablement à donner au granite de cette ellipse, ses divisions faciles en lits plans, superposés, au lieu des divisions habituelles en boules.

Ce granite est uniformément grenu au N. et à O. du massif, au contact des roches encaissantes ; il a une tendance à devenir feuilleté, gneissique, au S. E. du massif. Mais ces modifications, comme celles qui ont été produites par le granite sur ses salbandes, nous paraissent devoir mieux trouver la place de leur description dans un mémoire spécial. Nous ferons seulement remarquer dans cette étude, purement stratigraphique, la position qu'occupe cette ellipse granitique relativement aux lignes directrices des plis de la région : elle coïncide exactement, comme le montrent les cartes (Pl. III et IV), avec le point de convergence des deux grands axes anticlinaux de Saint-Malo et de Dinan. On voit de plus que la terminaison du pli de Saint-Malo est en relation manifeste avec le relèvement du bassin synclinal de Corlay, sur sa limite orientale.

CONCLUSIONS.

Le massif d'Uzel doit être regardé comme un bassin synclinal, continuation immédiate vers l'est, du grand bassin carbonifère de Châteaulin : il ne diffère en rien de ce bassin plus largement ouvert, il n'y a pas de différence dans les caractères de leurs sédiments, schistes, grès, poudingues, porphyroïdes et calcaires.

La comparaison des coupes transversales (pl. V.), montre que ce synclinorium d'Uzel comparé à celui de Colinée est plus large et moins profond : ce que celui-ci perd en surface ou en largeur, il le gagne en profondeur ; les couches renversées dans ce synclinorium, sont droites dans celui d'Uzel, qui donne ainsi des notions plus nettes sur la succession vraie des couches et permet de conclure à l'âge carbonifère des calcaires et des porphyroïdes.

Le massif d'Uzel présente 5 ondes synclinales parallèles, progressivement réduites vers l'est : les ondes septentrionales sont tranchées brusquement, de ce côté, absorbées dans le granite de Moncontour ; les 2 ondes méridionales que nous désignerons d'une façon uniforme, dans ce mémoire, sous les noms de *pli de Gahard* et *pli de Liffré*, se poursuivent seules dans les massifs orientaux. L'amin-cissement graduel de ces 5 ondes synclinales a des causes homologues, mais distinctes : la terminaison des 3 premières est déterminée par la rencontre de l'axe anticlinal de St-Malo (voir la carte, pl. IV) ; le relèvement et la constriction des 2 dernières sont dûs à la rencontre de l'axe anticlinal de Dinan.

L'ellipse granitique de Moncontour s'est mise en place à l'époque carbonifère, et après l'époque de formation des porphyroïdes, suivant l'anticlinal de St-Malo ; l'ellipse granitique de Dinan s'est mise en place dans les mêmes conditions, suivant l'anticlinal de Dinan ; nous verrons plus loin, que l'ellipse granitique de Bécherel, se montrera de même suivant l'anticlinal de Fougères : la règle est générale dans la région.

À la rencontre de l'axe anticlinal de Dinan, les fonds des deux synclinaux méridionaux du massif d'Uzel sont relevés, pour redescendre et s'approfondir de nouveau, au delà, dans le massif de Colinée ; nous voyons ainsi leur arête synclinale monter et baisser suivant sa direction, relativement à l'horizon. Cette disposition est identique à celle que nous retrouverons dans le massif de Bécherel, où de meilleurs affleurements nous permettront de la décrire en détail et de la discuter.

CHAPITRE II

MASSIF DE COLINÉE

Planche V.

De Colinée à Caulnes, nous limiterons sous le nom de *Massif de Colinée*, un second lambeau qui présente les caractères généraux suivants :

1° Largeur N.-S. importante, présentant du N. au S., la répétition de mêmes couches, par plis ou failles ;

2° Régularité relative du bord nord du bassin, limité d'une façon régulière par la série ascendante des couches sédimentaires de la région ;

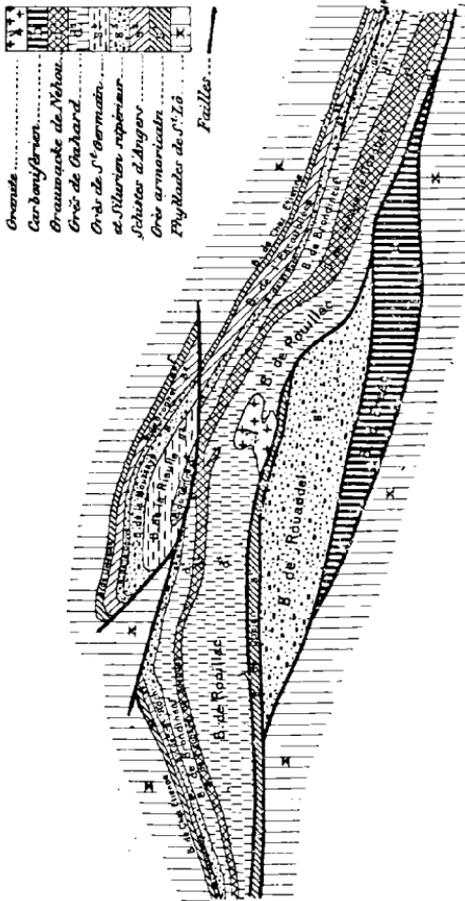
3° Irrégularité du bord sud, où la série normale fait défaut, et dont les différents termes viennent successivement buter obliquement sur les schistes de St-Lô ;

4° Inclinaison dominante des couches vers le nord, montrant que leur ensemble dépend de plis déjetés vers le sud. Les couches sont cependant peu éloignées de la verticale, et même dans certains cas exceptionnels inclinent sud, notamment au N. du bassin.

Nous caractériserons brièvement, en les suivant de l'ouest à l'est, et commençant au N., pour finir au S., les divers termes de ce tronçon, représentés sur les cartes (pl. III et IV) par des bandes à contour elliptique, allongées, à peu près parallèles entre-elles. L'esquisse suivante permettra de suivre plus facilement la description des différentes bandes.

Fig. 5.
Esquisse géologique du Massif de Colinié.

Echelle 1/200.000



Ce massif présente la succession des bandes suivantes, du Nord au Sud :

§ 1. *Faisceau de la Rieulle* : 1^o Bande de Limoelan; 2^o B. du Grognet; 3^o B. de la Douve; 4^o B. de la Mousse; 5^o B. de la Rieulle; 6^o B. du Tertre.

§ 2. *Faisceau de Rouillac* : 1^o Bande de Chez-Ftienne; 2^o B. de l'Escoublière; 3^o B. de St-Roch; 4^o B. de Brondineuf; 5^o B. de l'Abbaye de Bosquen; 6^o B. de Rouillac.

§ 3. *Faisceau d'Eréac* : 1^o Bande de Coelan; 2^o B. de Rouaudel; 3^o B. d'Eréac.

Pour mettre plus d'ordre dans une énumération forcément aride, nous grouperons les diverses bandes composantes de ce massif, en 3 faisceaux parallèles, qui seront du N. au S. :

1° *Faisceau de l'Étang de la Rieulle,*

2° *Faisceau de Rouillac,*

3° *Faisceau d'Eréac,*

qui nous paraissent correspondre à autant de plis parallèles.

1° Faisceau de l'Étang de la Rieulle

1. **Bande de Limoëlan (S¹).** Au S. des Phyllades de St-Lô, qui constituent la région de Plénée-Jugon à Broons et Caulnes, affleure une bande continue de grès, que nous rapportons au grès armoricain. Ces grès reposent en effet directement, et apparemment en concordance, sur les schistes de St-Lô, ils sont recouverts par les schistes ardoisiers d'Angers. Ils sont caractérisés lithologiquement, par de gros grains de quartz, arrondis, de 0,001 à 0,01 de diamètre, disposés plus ou moins obliquement, avec apparences de fausse stratification. Ces grès sont tendres, à ciment argileux peu cohérent; ils se divisent facilement en plaquettes de 0,10 à 0,20 d'épaisseur et sont recherchés par les maçons de la région pour les constructions. On les exploite en de petites carrières à E. de Ville-Jehan, Rieulle, Hautière (S. = 80°), Launay (S. 40° O. = 90°), Limoëlan (S. = 80°).

2. **Bande du Grognet (S²).** D'anciennes carrières près Grognet correspondent à un niveau ardoisier également visible au N. du moulin Rocherel et au N. de la Douve; ce niveau qui correspond à celui d'Angers, est ici moins bien représenté que le niveau des ardoises de la Moussaye dont il va être question.

3. **Bande de la Douve** (S³). Des hauteurs situées à l'ouest du château de la Moussaye, au moulin de la Rieulle, à celui de Rocherel et à la Douve, s'étend une crête de quartzites verts, continue et très saillante. Elle est située au N., et par conséquent en-dessous, de la bande ardoisière de la Moussaye, et occupe ainsi la position des *grès du Chatelier*, sur la feuille de Redon.

Ces bancs de quartzite oscillent autour de la verticale, leur inclinaison dominante très élevée est vers N (N. 10° E. = 80° à la Moussaye); ils inclinent cependant S. dans la région du moulin de Rieulle : les plus belles carrières sont actuellement ouvertes à la Douve (S. 10° O. = 75°), où on exploite un banc très dur pour les routes, et des dalles gréseuses pour les constructions. Ils ne nous ont fourni que de mauvais *lamellibranches*, dans les landes O. de la Moussaye.

4. **Bande de la Moussaye** (S⁴). Des landes situées à O. du Château de la Moussaye, jusqu'au moulin de la Rieulle et à celui de Rocherel, on peut suivre une ligne continue d'ardoisières, au S. des quartzites de la bande de la Douve. Elles nous ont fourni des fossiles au moulin de Rieulle, au moulin Rocherel, où nous n'avons pu reconnaître, il est vrai, les Calymènes si habituelles au niveau d'Angers, mais bien des tiges d'Encrines et divers Brachiopodes en mauvais état (*Orthis redux*, *Orthis Berthoisi*), voisins, sinon identiques, de ceux du niveau de Riadan.

Bien que la superposition de ces ardoises aux quartzites de la bande précédente, soit évidente au moulin de la Rieulle, il faut cependant reconnaître que les quartzites verts ne sont pas limités à ce niveau, mais qu'ils forment différents lits dans l'épaisseur de ces schistes ardoisiers supérieurs : il est facile d'y constater leur intercalation dans la gorge du moulin de Rocherel, ainsi que dans les carrières

des Touchettes. Il nous semble donc que les quartzites verts de la Douve, interstratifiés dans les schistes ardoisiers, pourraient se répartir en 2 niveaux; l'inférieur correspondant aux grès du Châtelier, le supérieur aux grès de St-Germain : nous avons cependant été incapables de les distinguer sur la carte et pensons que cette question des grès siluriens réclame une étude plus approfondie, que celle que nous avons pu en faire. Les recherches persévérantes de M. Lebesconte arriveront à résoudre nous l'espérons, cet important problème, de la géologie locale.

5. **Bande de Rieulle** (S⁴) : Schistes fins, bleuâtres, avec sphéroïdes calcaréo-siliceux, remplis de fossiles siluriens : *Orthocères* variés, *Cardiola interrupta*, etc., bien exposés sur les bords de l'étang de la Rieulle, ainsi que dans les champs au N. des Touchettes (N = 75°).

Ce niveau dont l'âge est bien fixé par sa faune, succède immédiatement au moulin de Rieulle à des schistes ardoisiers, qui présentent vers leur partie supérieure un niveau grauwakeux avec *Orthis* ordoviciennes, analogues à celles de Rosan.

6. **Bande du Tertre** (d¹) : Cette bande succède immédiatement aux schistes à sphéroïdes précédents; elle est bien caractérisée par des grès rosés, contenant la faune de Gahard, vers Beauchêne et au N.-O. du Tertre.

2° Faisceau de Rouillac

1. **Bande de Chez-Etienne** (S¹) : Des grès visibles à O. de la Ville-lieu-de-fer (S. 10° O. = 45°), au S. des Landes, représentent le grès armoricain au N. de ce massif. Nous ne les avons point retrouvés à E. du moulin Perdriel, de la Guillaudière à St-Meleu; là les quartzites verts présentant les caractères des grès de St-Germain, arrivent au

contact des schistes de St-Lô (visibles à la Brousse), dont ils sont séparés par une faille.

A l'est de Limoëlan, on retrouve la bande de grès armoricain, qui continue au N. de ce massif la bande précitée de Limoëlan; elle se montre à Bas-Permelin, Chenotais, Chez-Etienne (N. 10° E.), moulin de Broons (N. 20° E. = 60°), S.-O. de la Chenaie, N. de l'Ermitage, où il contient de véritables galets de quartz blanc et noir, V^e-ès-Douilllets (N. 10° E. = 80°), Recouvrance, V^e-ès-Ferré (N. 20° O. = 70°), Barbotais (N. 30° O. = 45°).

A l'est de la Barbotais, le grès cesse brusquement et on ne trouve plus sur son prolongement que les schistes de St-Lô. De la Marette à Hirel près Caulnes, des débris gréseux assez largement répandus, paraissent continuer cette bande, qui se trouverait ainsi rejetée au S. par un faible décrochement horizontal. Le seul affleurement est celui de Hirel, où une petite carrière montrait bien les caractères de ce niveau.

A l'est de Caulnes, on ne voit plus de traces de grès armoricain au N. du terrain silurien : on peut attribuer ce fait à une faille, ou plus probablement à l'épais manteau diluvien qui recouvre toutes les couches, dans cette partie de la vallée de la Rance. Au château de la Roche, des rochers de quartzite peuvent représenter ce niveau, comme aussi la crête de quartzite qui forme à Guenroc, au milieu du granite, un mur vertical si pittoresque, de quartz métamorphique blanc-rosé, épais de 15^m, en lits distincts (Pl. X, Frontispice).

Dans toute son étendue, cette bande se montre envahie et pénétrée de filonnets de quartz, indices de modifications lithologiques secondaires, assez générales.

Nous évaluons l'épaisseur de ce niveau de 30^m à 50^m. Ses caractères lithologiques le rapprochent surtout du niveau inférieur du grès armoricain, actuellement distingué

dans l'Ouest, sous le nom de grès feldspathique ; sa position stratigraphique permet d'ailleurs de le ranger à cette place. Nous ne pourrions cependant donner aucune preuve, en l'absence de fossiles, pour empêcher d'y voir un faciès particulier, réduit, de tout l'ensemble des couches, comprises entre le grès armoricain et le poudingue pourpré.

2. **Bande de l'Escoublière (S²)** : Des schistes sombres, noir-violacé, rappellent par leurs caractères lithologiques, les schistes d'Angers ; ils ont été de même exploités en divers points, pour ardoises. Ils sont en outre caractérisés par leur gisement sur le grès armoricain, et par leur faune, reconnue dans la tranchée du chemin de fer de Caulnes.

Dans le ravin de l'Escoublière, on observe cependant, deux bandes parallèles d'ardoises, séparées par une zone de quartzite gris-verdâtre : la bande septentrionale ayant fourni à M. Lebesconte des fossiles du niveau ardoisier de Riadan, il faut admettre que cette répétition est due à un petit synclinal au centre duquel serait le grès de St-Germain.

Quoiqu'il en soit de ce point, les ardoisières du Bois de Broons et celles de Chez-Etienne sont manifestement au N. des quartzites verts de St-Germain, entre lui et le grès armoricain, c'est-à-dire dans la position des ardoises d'Angers. Cette bande nous paraît débiter à O. près de Colinée, près la chapelle de St-Roch, et forme une ligne continue de là au moulin de Perdriel, à la Roche Hue, S. de St-Meleu et Trévère. Elle est très développée à E. de Rouillac, S. de la Vallée-Blosse, où il y a plusieurs lignes parallèles d'ardoisières d'âge différent, et de là se continue vers Chez-Etienne, l'Escoublière et Caulnes.

3. **Bande de St-Roch (S³)** : Au S. de la bande précédente, dont nous ne pouvons la séparer nettement, se

trouve une bande de quartzites verdâtres, alternant avec des schistes, parfois ardoisiers, qui paraît correspondre à l'ensemble des *grès du Chatelier*, des *ardoises de Riadan*, et du *grès de St-Germain*. L'interstratification des quartzites verts, en bancs de 0^m50 à 2^m dans des schistes bleus ardoisiers, est facile à constater en nombre de carrières : c'est le motif qui nous avait décidé en l'absence de fossiles caractéristiques, à exagérer sur la feuille de Pontivy, l'importance de l'étage des *quartzites de Plougastel*, qui présentent habituellement cette disposition. Les fossiles rencontrés dans les schistes ardoisiers du moulin Rocherel, l'Escoublière, Caulnes, nous ont fait abandonner cette opinion, et il y aura lieu de distinguer le niveau du *grès de St-Germain* sur la feuille de Pontivy.

Ces quartzites verts affleurent en nombre de points, formant des crêtes nues, remarquables, comme à St-Roch (N = 90°), la Ville, Motte-du-Parc (N. 25° O), les Rochers (N 90°), moulin Perdriel (S.), N. Beussière (N.), la Haie (N.) ; puis plus loin au S. de Mauny, où ils ont une grande puissance (N = 70°), S. de Coquité, N. de Cranne, moulin de Broons, Cambel, L'Anerie et l'Escoublière.

Ces quartzites sans fossiles, sont caractérisés dans les carrières, par leur division en dalles, à surfaces micacées, pouvant être indifféremment employés comme ceux de St-Germain pour les routes et comme moëllons à bâtir ; on suit dans cette bande un banc de quartzite siliceux, très dur, vert, épais d'environ 2^m, et spécialement recherché pour les routes. Ces quartzites verts ne sont pas strictement limités au sommet du niveau ardoisier, comme nous l'avons admis dans ce mémoire pour les *grès de St-Germain*, car en nombre de points on les y reconnaît sous forme de bancs interstratifiés : les carrières des Rochers (S = 75°) peuvent être citées comme les plus instructives à cet égard ; citons encore les ardoisières du moulin le Perdriel.

4. **Bande de Brondineuf** (d¹) : Le grès dévonien forme une bande parallèle à la précédente et qui la longe au S. — La ressemblance lithologique de ces deux étages de grès, jointe à l'état des affleurements, rend à peu près impossible croyons-nous, le tracé exact de leur délimitation, sur la feuille de Pontivy. L'existence toutefois de ce niveau, à cette place, est mise hors de doute par la découverte de gisements fossilifères, faite en compagnie de M. Lebesconte, dans les carrières de Rudluc près St-Meleu, et dans celles du Bois de Broons. La carrière de Rudluc est ouverte dans des grès blancs, à lits rougis ferrugineux (S. 20° E.), verticaux, avec *Orthis Monieri*, *Rhynchonella Daleidensis*, *Modiolopsis Delagei*, de la faune de Gahard ; les fossiles sont plus abondants et mieux conservés dans les carrières de Brondineuf, où les caractères de cet étage sont bien exposés, sous forme de schistes verdâtres avec bancs de quartzite vert de 0,50 (N. = 60°) : la zone fossilifère y est limitée à un niveau grauwackeux, ferrugineux constituant un gisement assez riche (faune de Gahard).

5. **Bande de l'Abbaye de Bosquen** (d²), formée de grauwackes calcareuses, tendres, remplies de tiges d'encrines et autres fossiles dévoniens, parmi lesquels *Phacops Occitanicus* est le plus caractéristique. Cette formation avait été pour cette raison rapportée en 1890 sur notre feuille de Pontivy, à l'étage de la grauwacke dévonienne de Néhou ; nous la considérons comme un des repères les plus précieux de la région, en raison de la constance de ses caractères paléontologiques. Elle nous a fourni des fossiles à Cadeno près le Pré, dans un chemin creux sous bois au S. de l'abbaye de Bosquen, N de la Ténéic ; elle contient au N. de Gasset des schistes phthaniteux qui alternent avec schistes noirs charbonneux. M. Lebesconte y a découvert les mêmes fossiles, *Orthis*,

Phacops et *Encrines*, au N. de Veauvert (N = 85°), ainsi qu'à la Torterie ; nous avons enfin reconnu dans les tranchées de la route, sous Brondineuf, à E du Bas-Touveray : *Encrines*, *Pleurodyctium problematicum*, *Combophyllum Osismorum*, *Zaphrentis*, *Fenestella*, *Leptaena Phillipsi*.

Ainsi, une masse de schistes tendres, épaisse de 500^m, succède au S., aux grès dévoniens de la Bande de Brondineuf, depuis Colinée à Saint-Jouan de l'Île : elle présente au moins deux niveaux stratigraphiques distincts, l'un formé de schistes calcareux à faune de Néhou, l'autre formé de schistes à nodules et de schistes ardoisiers correspondant probablement aux schistes de Porsguen. Ce niveau a été exploité comme ardoises en nombre de points, mais toutes ces petites ardoisières qu'il est facile de confondre avec celles du niveau d'Angers, sont actuellement abandonnées.

6. **Bande de Rouillac (d¹)** : Cette bande beaucoup moins bien caractérisée que la précédente, est formée de schistes argileux avec quelques puissants lits intercalés de quartzite, qu'on pourrait aussi bien rapporter en l'absence de fossiles, au *grès de Saint-Germain*, qu'au *grès de Gahard*. Nous nous sommes décidés toutefois, en faveur du *grès de Gahard* (d¹), en raison de la succession stratigraphique immédiate de cette bande, à la précédente, dont l'âge n'est pas douteux ; et aussi parcequ'elle nous a fourni en quelques points, les fossiles caractéristiques de ce niveau.

A Sainte-Marie-des-Bois, des lits alternants de schistes et de quartzites, avec minerai de fer (N. = 75°), nous ont fourni les fossiles suivants dans les quartzites : *Orthoceras*, *Modiolopsis Delagci*, *Homalonotus*, *Avicula crenato-lamellosa*. — A O. du Pont-du-Breil et passant au S. des schistes dévoniens (d²) du Bois-de-Broons, se trouvent sur la rive gauche du ruisseau, des rochers de quartzite verdâtre et ferrugineux (S.), épais de 10 m. au plus, qui nous ont

fourni : *Rhynchonella Daleidensis*, *Orthis Monieri*, caractéristiques du grès de Gahard (d¹).

Telles sont les raisons qui nous ont engagé à tracer une bande dévonienne (d¹) de Colinée au Bois-de-Broons, et formant la plus grande partie de la Forêt de Bosquen. Toutefois les rocs qui affleurent dans la forêt (Roche-noire, Roche au Chat) sont des quartzites verts identiques à ceux de la Bande de Saint-Roch : ils sont comme eux subordonnés à des schistes argileux, et parfois associés à des phyllades bleus, exploités autrefois comme ardoises, dans la forêt à 1 kil. O. de Coëscard (S. 20° O. = 90°). De la Ténéic à la Bercelais, au S. de Veauvert, S. du bourg de Rouillac, affleure une crête continue de quartzite vert, veiné de quartz, associée à des schistes grossiers, qui présente plutôt les caractères lithologiques de l'étage des grès de Saint-Germain ; les schistes situés au S. ont aussi des caractères douteux (S² ou h⁷). Ce banc de quartzite pénètre dans le granite à H¹ Rouillac, on le retrouve de l'autre côté du massif granitique à O. de Bougueneuf, avec la même direction ; de part et d'autre il s'avance plus loin que les schistes encaissants, dans le sein du massif granitique.

Il est d'autant plus probable qu'une partie des couches de cette bande, appartient aux étages supérieurs du Silurien, qu'il nous a semblé reconnaître à E. de Veauvert, sur la rive droite du ruisseau, les sphéroïdes du Silurien supérieur.

3. Faisceau d'Eréac

1. **Bande de Coëlan (S¹)** : Nous avons rapporté au grès armoricain en 1890 (feuille de Pontivy), deux lambeaux de grès situés au S. des couches précédemment décrites. Le mieux caractérisé, recouvert par les schistes ardoisiers, affleure au S. O. de la Haie du Sillon : il est formé de grès

sableux, à gros grains, en plaquettes, épais d'environ 40 m., qui présentent la position et les caractères du grès armoricain de la région. Ces grès reposent au S., sur les schistes et grauwackes de Saint-Lô, bien exposés autour de Colinéc, et constituent ainsi le bord méridional du faisceau synclinal de Rouillac.

Doit-on assimiler à ces grès armoricains grenus, les quartzites et les arkoses à gros grains, qui forment vers Coëlan, à l'Est, une crête continue de même direction ? Leurs caractères lithologiques permettent de le supposer, tandis que l'absence dans cette région du niveau ardoisier (S²), empêche de l'affirmer. Ces rochers d'arkose affleurent dans le bois du Parc, à l'Ouest de Coëlan ; ils sont exploités aux Rochers, à la Ville Rieux, à la Gelussais (N.), passent au S. du massif granitique de Rouillac et sont encore reconnaissables au N. du champ du Puy. Les schistes situés au N. de cette crête quarzeuse (V^e-au-Breton, Bercelais, O. Veauvert) sont fins, bleus ou rougeâtres, mais altérés, et peuvent appartenir aussi bien à (h_v) qu'à (S²), de même que les arkoses pourraient également dater du Carbonifère ? Nous les avons cependant rapportées au grès armoricain, attribuant à des failles ou à l'état des affleurements, l'absence apparente du niveau ardoisier d'Angers, au contact de cette crête plus résistante.

2. **Bande de Rouaudel (S³)** : Située immédiatement au S. de la précédente, cette bande présente 2 zones distinctes, la première plus septentrionale s'étend du Bois du Marquis au Bois de Bougueneuf et ne montre que peu d'affleurements, schistes argileux sans caractères propres, avec quelques lits interstratifiés de quartzites à la V^e Rouault, V^e Even, La Rouvrais. Nous les rapportons avec doute et sans raisons suffisantes au Silurien (S³).

La seconde zone, méridionale, est rapportée] avec

plus de garanties, bien qu'elle n'ait pas fourni de fossiles au niveau du grès de St-Germain, dont elle présente les caractères lithologiques propres, ainsi que les différents niveaux : elle nous paraît la continuation occidentale des carrières même de St-Germain-sur-Ille. La roche dominante en est un grès blanc psammitique fournissant des dalles, séparées entre elles par des veines argilo-schisteuses noires ; on reconnaît en dessous (N) de ces grès psammitiques un lit facilement reconnaissable de quartzite massif, quarzeux, dur, recherché pour les routes, épais de 3^m. L'inclinaison dominante de cette bande est N. = 80°. Elle débute dans une carrière située au S. du Bois du Parc, et de là, forme une ligne saillante continue, passant à la côte 206 au N. de St-Joseph, la Vieille-Haie N. = 80°, N. O. de Rouaudel (N. = 70°). Ces quartzites sont suivis par une ligne continue de schistes bleus ardoisiers de la Morgandaie au Tertre, exploités en divers points au S. de la Vieille-Forêt, de la Haie du Sillon (N. 10° E. = 75°), au N. du Courtil-Bagot ; elle présentent les plus grandes analogies avec les ardoises qui forment au N. la crête de St-Roch au Mⁱⁿ Perdriel, dont elles représentent probablement la réapparition, au S. du bassin.

3° Bande d'Eréac ($\alpha\gamma^3$) : Au N. d'Eréac, de la Brousse-du-Grez au Bois de la Rabasse, se présentent avec une épaisseur de 1000^m des couches toutes spéciales, que nous distinguerons sous le nom de *porphyroïdes*, en raison de leur ressemblance avec les *porphyroïdes schisteuses* du Cambrien des Ardennes, décrites par M. Gosselet. On peut les observer facilement dans diverses petites carrières ouvertes dans ces roches, pour les maçonneries locales (La Chênaie, La Ville Appareillon, H^t Launay, Rouaudel. St-Malo), où l'on constate que ces porphyroïdes sont stratifiées et alternent avec des schistes ou des quartzites (N. = 80°) ; elles cons-

tituent ainsi une bande intercalée entre les grès de St Germain (S.³) et les schistes de St-Lô (x). Leur âge serait ainsi indéterminé, si leurs caractères lithologiques ne nous permettaient de les assimiler aux porphyroïdes qui affleurent à O., sur le prolongement de cette même bande, dans le canton d'Uzel. Là, dans les communes du Bodéo, Allineuc et Merléac, de nombreuses coupes permettent de constater l'existence de divers lits de 0,50 à 5^m de porphyroïdes, identiques à celles-ci, mais distinctement interstrafés dans les couches inférieures de l'étage des schistes carbonifères de Châteaulin. Elles ont été distinguées à ce niveau, sur la feuille géologique de Pontivy publiée en 1890, et nous ne voyons aucun motif pour en séparer les porphyroïdes d'Éréac, ni celles que l'on retrouvera à E., dans le canton de St-Aubin d'Aubigné.

La roche dominante est un schiste séricitique, jaunâtre ou vert-clair, compact, où l'on distingue à l'œil des grains de quartz cristallin, et des cristaux de feldspath : elle est assez résistante pour être recherchée dans toute la région pour les constructions, fournissant aux maçons des moëllons ou dalles grossières. Elle tend à devenir massive en profondeur, comme le montre la carrière de Launay, où l'on voit le passage des roches séricitiques feuilletées et non feldspathiques de la surface, à des roches feldspathiques moins phylliteuses, attestant ainsi le développement secondaire de la séricite.

4. Massif granitique de Rouillac (γ.) : A l'Est de Rouillac, et à l'intérieur du faisceau des couches sédimentaires de ce nom, affleure un petit massif de granite d'environ 2 kil. carrés de surface. La roche est un granite à mica noir bien caractérisé (granitite), où les feldspaths altérés sont brunis ou kaolinisés : sa structure est légèrement feuilletée, gneissique.

Ce massif granitique interrompt, sans la déranger, la continuité des bandes sédimentaires que nous venons d'énumérer. Les schistes au contact sont modifiés et micacés (E. de Rouillac, La Gombardière), mais l'altération profonde de toutes ces roches, plus ou moins décomposées, diminue l'intérêt de leur étude lithologique. Il est plus intéressant de fixer son attention sur la figure extérieure de ce massif, car la forme de ses contours se montre en relation avec la résistance des strates sédimentaires encaissants : la courbe qui le limite se montre convexe devant les parties schisteuses, et concave au contraire devant les bandes quarziteuses, plus résistantes. Ainsi la crête du quarzite de Rouillac (d') pénètre profondément dans le granite de part et d'autre du massif, à H^t Rouillac d'un côté, et à S. de Gombardière d'autre part ; tandis que la crête du quarzite grenu de la Gelussais au Champ-du-Puy coïncide au S. avec une limite rectiligne du massif, qu'il termine.

CONCLUSIONS.

Le massif de Colinée nous a présenté une série de couches siluro-carbonifères, disposées presque verticalement avec un faible pendage N. dominant, dessinant sur la carte un faisceau de bandes elliptiques, allongées, parallèles. Ce tronçon de Colinée étant limité de part et d'autre, au N. et au S., par les schistes de St-Lô (x), correspond nécessairement à un pli synclinal ; l'irrégularité indiquée de la succession des couches dans ce synclinal, ne peut s'expliquer que par des accidents et dérangements mécaniques, postérieurs au dépôt.

La dissection de ce tronçon, en étroites rayures ou bandes parallèles, a permis de grouper naturellement ces bandes

en trois faisceaux ou blocs principaux : 1^o celui de l'Étang de la Rieulle, 2^o celui de Rouillac, 3^o celui d'Eréac.

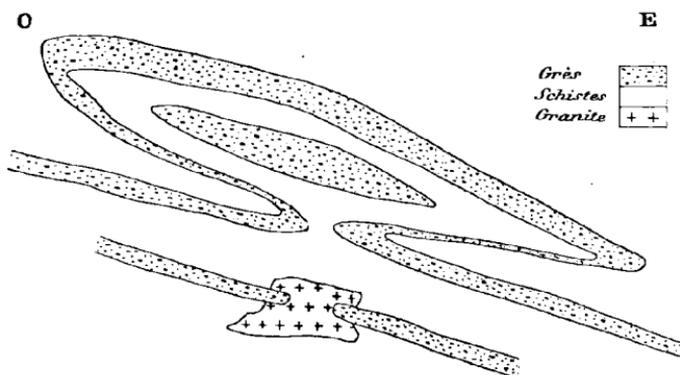
1. *Le faisceau de l'étang de la Rieulle*, le plus régulier, montre du N. au S., la série ascendante normale des couches, depuis le grès armoricain, jusqu'au grès dévonien ; mais ce dernier étage bute brusquement au S., contre les couches ordoviciennes du faisceau suivant, et le flanc sud de ce pli synclinal a été plus ou moins entamé par failles. La netteté de la superposition des couches, presque toutes fossilifères, suivant le flanc N., de ce pli synclinal de la Rieulle, ne laisse aucun doute sur la disparition mécanique de sa moitié méridionale ; ce faisceau se recommande d'autant plus à l'étude, qu'en outre de sa simplicité, il nous offre sur une petite échelle, une vue schématique de l'ensemble du bassin entier : tous deux en effet sont constitués de même par des couches redressées verticalement, affectant la disposition d'un pli synclinal dont la moitié N. est conservée, et dont la moitié S., plus disloquée, est généralement enlevée. On peut y voir un exemple de cette règle assez générale de la tectonique terrestre, que les petites déformations d'une région donnée se font suivant le même plan que les plus grandes dénivellations, de telle sorte que l'observation directe des premières, nous mette souvent sur la voie de l'interprétation des secondes.

Le faisceau héli-synclinal de l'étang de la Rieulle n'a cependant pas joué un rôle important dans la formation de la région : il ne saurait avoir de profondeur, son plus grand axe n'atteignant pas 8 kil. de longueur : il n'est qu'un appendice, qu'un rebord festonné du faisceau suivant de Rouillac. La figure schématique suivante, montre en plan, la disposition de ces couches, abstraction faite des petites cassures, qui n'ont fait que souligner le mouvement, et transformer en une faille d'étirement, le flanc méridional de ce faisceau synclinal.

Fig. 6.

*Plan schématique de la boucle de Rieulle,
montrant ses relations avec le granite de Rouillac.*

Echelle 1/80,000



Si on pouvait comparer cette figure, au tracé des boucles que les rivières dessinent souvent, en diverses parties de leur cours, isolant des îles ou des presqu'îles, on exprimerait avec simplicité la position relative du petit massif granitique de Rouillac, en disant qu'il occupe précisément dans le faisceau de Rouillac, l'isthme de cette boucle de la Rieulle.

Enregistrons en passant ce fait, qu'un culot granitique, injecté dans un massif de strates redressés et plissés, a fait son apparition à Rouillac en un point spécial, où la tension n'était évidemment pas le même que dans le reste du massif. La suite du mémoire montrera s'il y a dans cette superposition topographique de l'isthme et du granite, une simple coïncidence accidentelle, ou s'il y a au contraire dans le bassin de Bélair des points prédestinés, où devaient nécessairement venir se loger les masses d'intrusion ?

2. *Le faisceau de Rouillac* montre du N. au S., la série assez complète des couches siluro-dévoniennes, répétées en un pli synclinal complet, dont les deux flancs à peu près verticaux, inclinent plutôt au N. : la disposition synclinale de ce faisceau est mise en évidence par la bande centrale des schistes fossilifères dévoniens, de l'âge de Néhou.

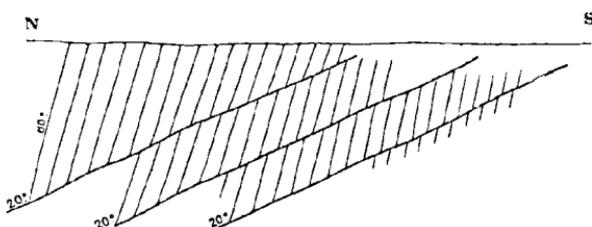
3. *Le faisceau d'Eréc* se distingue essentiellement des précédents, par l'irrégularité de la succession des couches, sans relations avec leur ordre normal de superposition, et par le développement de formations plus élevées dans la série (Carbonifère). La conclusion, réduite à ces termes généraux, nous paraît indépendante des erreurs de détail que nous aurions pu commettre dans le relevé de ce faisceau, composé de couches peu ou pas fossilifères, disloquées et représentées par de mauvais affleurements. Nous verrons d'ailleurs que les grands traits de ce faisceau sont constants, pour toute la bordure méridionale, du synclinorium de Bélair.

Nous devons, en abordant l'interprétation des données qui précèdent, avouer d'abord notre impuissance à expliquer la structure de ce *massif de Colinée*, par le jeu de simples ondulations des couches, et la nécessité pour nous de faire appel à des accidents d'un autre ordre. Mais l'existence de ces accidents n'est pas seulement rationnellement nécessaire pour comprendre la structure de ce faisceau, elle s'observe directement et correspond à la réalité des faits. On peut s'en convaincre facilement dans toute carrière présentant avec des coupes fraîches, un front de taille exposé à E. ou à O. : on voit alors que les couches inclinées N., sont coupées obliquement par un système de failles et cassures plus ou moins rapprochées, plus ou moins parallèles entre elles, mais inclinant uniformément au N. et sous un angle moins élevé que les strates eux-mêmes. La car-

rière de grès armoricain du Moulin de Broons, peut être citée entre autres, comme montrant ce fait avec netteté : Les couches inclinent $N = 80^\circ$, les failles $N = 20^\circ$.

Fig. 7

Coupe de la carrière du Moulin de Broons.



La connaissance de ce fait d'observation présente un intérêt immédiat, en ce qu'elle permet de dresser la coupe transversale de ce massif de Colinée, non en l'interprétant d'après des idées préconçues, mais en la reconstruisant telle qu'elle est en réalité. Transporter en effet, à la limite des étages, invisible dans un pays couvert et envahi par la végétation, les cassures observées dans les bons affleurements de ces étages même, ne saurait être considéré comme une hypothèse, mais bien comme une extension de faits positifs, absolus, et qui plus est, comme une généralisation usuelle en géologie, car M. Heim a montré dans les Alpes, tout le parti qu'on pouvait tirer de ce mode d'induction.

Pour obtenir de cette façon, la coupe en travers du massif de Colinée, il suffit de représenter suivant une ligne méridienne, la série des couches rencontrées, dans leur ordre, avec leur épaisseur et leurs inclinaisons réciproques, puis de séparer par des failles, pendant uniformément au N.

de 30° à 50°, les strates qui ne se succèdent pas directement, dans leur ordre normal ou inverse. La figure ainsi obtenue (pl. V, fig. 2) permettra aisément de voir la disposition originelle des couches, puisqu'il suffira de faire jouer les failles, pour remettre en juxtaposition, leurs lambeaux séparés, et montrer la disposition des strates avant leur dénivellation. Le mouvement de ces failles, pas plus que leur disposition ne sont ici laissés à notre interprétation (1); l'observation sur le terrain montrant généralement, dans les cassures des carrières, la lèvre nord descendue dans les faisceaux du midi, et inversement la lèvre sud descendue, dans les faisceaux du nord.

On obtient de la sorte (Pl. V, fig. 3) un tracé formé de lignes courbes continues, représentant 2 plis synclinaux, jumeaux, parallèles (*pli de Gahard* au nord, *pli de Liffré* au sud), ou plutôt un grand pli synclinal composé, double, ou *synclitorium*, à plan axial déversé au S., et présentant en son centre un petit renflement anticlinal subordonné. Le pointement granitique de Rouillac correspond à ce petit renflement anticlinal, et sa position dans l'espace se montre ainsi coïncider avec le point de convergence de 2 lignes topographiques saillantes du tronçon de Colinée.

La coupe restaurée (Pl. V, fig. 3) nous apprend donc, qu'il y a eu deux phases successives dans la formation du *synclitorium* de Colinée : 1° Ridement des couches en un

(1) Le parallélisme des failles est seul arbitraire sur nos coupes, puisque nous avons remplacé par des failles rigoureusement parallèles, le parallélisme approximatif observé dans les carrières; nous avons cru préférable d'adopter une hypothèse unique, pour toutes ces failles, plutôt qu'en choisir une spéciale pour chaque faille. Cette hypothèse en tous cas se meut dans d'étroites limites, et l'obliquité relative de ces failles, ne modifierait en rien comme on le verra, nos conclusions tectoniques.

synclitorium double, 2^o Dénivellation de ses parties par failles, qui l'ont débité en tranches successives.

La cause du premier mouvement, qui détermina la formation du synclinal, doit être cherchée dans une pression latérale qui rida le pays, en déversant les plis au sud (1); le second mouvement est imputable à un tassement des couches, dans la dépression synclinale, dû à l'approfondissement de cette cuvette, par suite de la continuation du mouvement d'affaissement qui lui avait donné naissance. En raison de ce tassement apparent, dont il y aura lieu de discuter plus loin la réalité, les parties centrales du synclinal descendirent de plus en plus, se séparant suivant des lignes de faille, des bords N. et S. des bassins, qui se trouvant abandonnés à un niveau plus élevé, ont été enlevés par les dénudations. Ces dénudations ont respecté jusqu'à nos jours, les tranches descendues dans le fossé.

(1) Il convient de se garder ici, croyons-nous, d'une conclusion hâtive sur le sens de la poussée; cette question sera discutée plus loin, d'une façon générale.

CHAPITRE III

MASSIF DE CAULNES

Planche VI

De Caulnes à Médréac, limite du Département des Côtes-du-Nord, on peut délimiter un troisième massif, continuation vers l'Est de celui de Colinée, et présentant à peu près les mêmes caractères généraux, à savoir, une succession de bandes parallèles de strates siluro-dévonien, relevés presque jusqu'à la verticale, inclinant N., et répétés plusieurs fois par plis ou failles (Pl. III et IV).

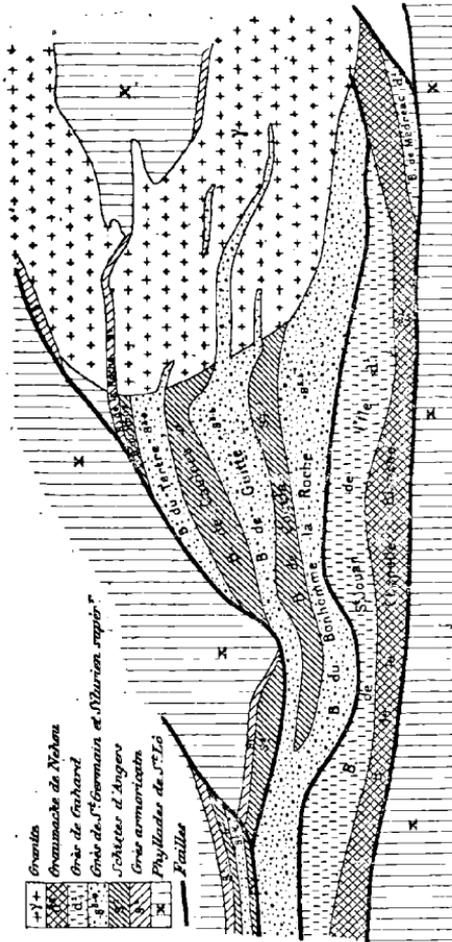
La succession de ces différentes bandes, indiquées sur l'esquisse ci-contre (p. 231), est la suivante, en allant du N. au S.

1. **Bande de la Roche** (S¹) : Au Château de la Roche, des rochers de quartzite représentent le grès armoricain ; toutefois on ne voit pas leurs relations avec le grès armoricain du Hirel à O. de Caulnes : cette lacune peut être attribuée à une faille, ou plus probablement à l'épais manteau pliocène et diluvien qui recouvre les couches dans cette partie de la vallée de la Rance.

A l'Est du Château de la Roche, les rochers de quartzite se poursuivent à l'intérieur du massif granitique vers la Touche, la Rosais, la Ville-Poulain.

2. **Bande du Houx** (S²) : Schistes ardoisiers, exploités dans d'anciennes carrières à la Ville-au-bas, au Houx N. 50°0. — M. Lebesconte y a reconnu un niveau fossilifère à *Trinucléus*.

Fig. 8.
Esquisse géologique du massif de Caunes.
 Echelle 1/110.000



Légende : 1. Bando de la Roche; 2. B. du Houx; 3. B. du Tertre; 4. B. de Caulnes; 5. B. de Guitte; 6. B. de Couelan; 7. B. du Bonhomme La Roche; 8. B. de St-Jouan-de-Ille; 9. B. de la Chapelle-Blanche; 10. B. de Médréac.

3. **Bande du Tertre** (S³) : formée de grès psammitiques blancs, avec parties plus fraîches violacées, présentant tous les caractères lithologiques du *grès de St-Germain*. Les couches (incl. N. 40° O. = 80°) sont bien exposées au Tertre, et dans les carrières O. du Houx : elles correspondent au centre d'un synclinal. Ces grès se suivent dans le granite au S. du Château de Beaumont.

4. **Bande de Caulnes** (S²) : Elle débute vers Launay à O. de Caulnes, passe au S. de la gare de ce nom, où elle a fourni dans la tranchée de la voie. des fossiles caractéristiques ; affleure ensuite à Ville-Morvan (N. 20° O. = 80°), à Ta Touche-au-loup, aux Ruettes près Guitté où d'anciennes exploitations montrent les nodules et la faune de la Hunau-dais. Elle se termine à Guitté, où les schistes ardoisiers deviennent micacés, maclifères, sous l'église, au contact du granite.

5. **Bande de Guitté** (S³) continue de la Ve-ès-Chevel à Guitté, montre bien les caractères des *grès de St-Germain* dans la carrière au S.-O de Lannay, grès blanc en petits lits psammitiques, à surfaces lobées, avec Bilobites, et noyaux de schiste noir (N. 30° O. = 50°) ; ce même grès est exploité sur la ligne, au Haut-Pas, passe au Château de Coelan, à la Souriais où un lit ampélitique contient des *Diplograptus*, la Prée, St-Mathurin et le S. de Guitté. Cette bande comme celle du Tertre, correspond au centre d'un synclinal ; elle présente un intérêt considérable en ce qu'elle se prolonge sous forme d'un filon quarzeux dans le massif granitique, par les Rochers, le Chenot et la Roche-Tambel, sur une longueur de 4 kil.

6. **Bande de Couelan** (S²) correspond à une dépression schisteuse au S. de la crête de grès précédente ; elle ne nous a présenté de traces reconnaissables de schistes ardoisiers (incl. N.), qu'au S. du château de Couelan.

7. Bande du Bonhomme-La-Roche (S³) : Tel est le nom donné dans le pays à la crête de quartzite exploitée à la cote 105, en de nombreuses carrières au N. de St-Jouan de l'Île. Cette roche est très recherchée pour l'entretien des routes du pays (N. = 45°), c'est un quartzite gris-vert, ou blanchâtre, sans fossiles, à nombreuses veines de quartz. Les carrières de Bel-Air (N 50°E.) montrent que les couches décrivent en ce point une courbe pour remonter dans le bois de la Hôie. Ce quartzite ne constitue pas à lui seul cet étage, bien qu'il en soit le membre le plus important, on y trouve en outre des schistes gris-bleu et des bancs psammitiques. On le suit à l'Est, dans le bois de Couelan, au N. du bois de l'Impérant, à la Réauté, où se trouve une série d'anciennes carrières, et à Pont-Douvres ; mais les plus beaux affleurements sont dans les grandes exploitations ouvertes sous La Gesnuaye, pour le ballast de la future voie ferrée. On y voit des grès grossiers et des lits de psammites blancs avec entre-lits schisteux, qui ont fourni des *Monograptus*. Le silurien supérieur (S⁴) repose au S. sur ces grès, il est bien exposé dans le chemin creux, au N. de la Costardais, où il offre dans des schistes fins jaunâtres, de nombreux sphéroïdes à *Orthocères*, voisins de ceux de St-Sauveur-le-Vicomte.

8. Bande de St-Jouan-de-l'Isle (d¹) : La tranchée du chemin de fer traverse le Dévonien au N.-E de St-Jouan-de-l'Île dans une carrière de grès ferrugineux, où il présente la faune du *grès de Gahard* (N. = 80°) ; cet étage est formé de schistes avec lits intercalés de quartzite gris-vertâtre, devenant rosé ou blanc par altération, et ferrugineux dans sa partie supérieure. Un certain nombre d'anciennes exploitations de minerai de fer, jalonne même dans la région le sommet des grès.

En outre du riche gisement fossilifère de la voie, on

trouve encore des fossiles de ce niveau, à la Forestrais, E. de Lanjogu, Bois Jouan, Bois Gebert.

9. Bande de la Chapelle-Blanche (d²), présente plusieurs niveaux distincts de schistes, grès et grauwaekes, dont quelques-uns fossilifères et caractéristiques, nous ont fourni la faune dévonienne de Néhou. L'un des plus remarquables est fourni par la bande ardoisière qui s'étend O.-E., au N. de la Chapelle-Blanche, où elle est marquée par une ligne d'anciennes exploitations. Au voisinage de ces ardoisières, il y a un niveau de schistes à nodules, (incl. N. O.), rappelant les caractères de l'assise de Porsguen : ils sont fossilifères entre le Poirier et la ville au Borgne, et surtout à la ferme du Clos Rosel : (*Encrines*, *Fenestelles*, *Atrypa reticularis*, *Phacops occitanicus*, etc.).

10. Bande de Médréac (d¹) étroite bande de grès contenant la faune de Gahard, et située au S. des schistes précédents. Elle est fossilifère à Pont-au-Ladre, *Homalonotus*, *Grammysia* et offre d'anciennes exploitations de minerai de fer au Bois-Geraud.

CONCLUSIONS

Le Massif de Caulnes est constitué comme le précédent, par un faisceau de bandes siluro-dévoniennes verticales, avec faible pendage Nord, comprises de part et d'autre au N. et au S., entre les *schistes de St-Lô*, et présentant par conséquent une disposition synclinale.

La région septentrionale ne montre que des couches siluriennes, plusieurs fois ramenées à l'affleurement; la région méridionale par contre ne montre que des formations dévoniennes, apparemment concordantes avec les couches silu-

riennes et précambriennes qui les limitent. Une grande faille limite au sud ce massif, et saute immédiatement aux yeux sur la carte, où les diverses bandes dévoniennes viennent buter obliquement, en sifflet, sur le mur précambrien qui les limite au sud.

Mais l'essentiel ce nous semble, pour se rendre compte de la structure du massif de Caulnes, est de procéder comme nous l'avons fait pour celui de Colinée, et d'en reconstituer la coupe transversale en mettant à profit les connaissances acquises sur l'inclinaison, le sens et le mouvement des failles de la région. Il est facile d'après la description des bandes précédentes, de dresser, et en dehors de toute idée théorique, la coupe transversale de cette série de couches sub-verticales, uniformément inclinées au N ; si ensuite on sépare sur cette coupe, par des failles, moins inclinées au N., les assises entre lesquelles il y a des lacunes, on obtient le tracé suivant (voir fig. 1, pl. VI.).

L'une de nos coupes (pl. VI, fig. 1) est menée suivant le méridien de la Chapelle-Blanche, une autre suivant le méridien de Médréac (pl. VI, fig. 2) ; elles montrent avec quelle facilité, malgré les variations locales, les sections parallèles d'un même massif rentrent dans un schéma général unique.

La figure ainsi obtenue, permet de retrouver comme précédemment, la disposition initiale des couches, en faisant remonter les diverses tranches sur leur plan de faille, jusqu'au raccordement de leurs parties. On obtient ainsi comme résultat de cette restauration, un synclinorium double, dont l'onde méridionale a disparu. Ce double synclinal comparé à celui de Colinée, offre un même plan fondamental, présentant également deux plis (pl. VI, fig. 3) synclinaux, parallèles (*pli du Nord ou de Gahard* et *pli du Midi ou de Liffré*), à plans axiaux déversés au Sud. Le *pli de Gahard* est la continuation des faisceaux de la Rieulle et

de Rouillac, le *pli de Liffré*, disparu, était la continuation du faisceau d'Éréac.

Ce massif se distingue du précédent, par la profondeur du *pli de Liffré* avec ses porphyroïdes, relevé par faille, puis balayé par les dénudations comme le montrent les coupes de la planche VI. Les anticlinaux subordonnés qui relèvent le fond du *pli de Gahard*, sont plus nombreux mais moins importants que le pli de la Rieuille.

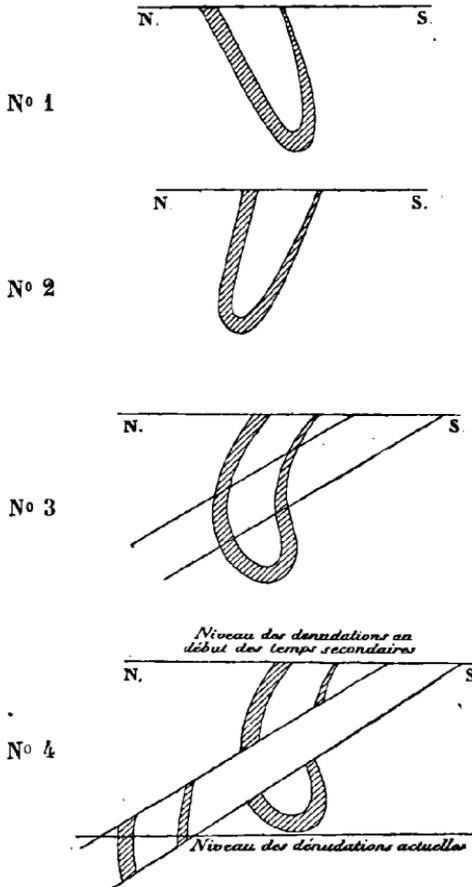
On voit donc en résumé, que les massifs de Colinée et de Caulnes, si différents dans la succession de leurs assises constituantes et par leur tracé sur la carte au 1/80000, sont cependant identiques quant à leur structure fondamentale. Le schéma que nous avons été amené à reconnaître pour le massif synclinal de Colinée, s'applique exactement au massif de Caulnes, dont il explique les moindres détails, y compris la grande faille du midi et la disparition du *pli de Liffré*.

Nous devons ici, comme à Colinée, distinguer deux phases dans la genèse du massif : 1^o Ridement des couches en un pli synclinal, à plan axial pendant au N., et résultant d'une pression latérale, 2^o Dénivellation des parties de ce pli, suivant des tranches uniformément inclinées au N.

Il est intéressant de noter ici, que le tassement, qui a déterminé ces failles à l'intérieur de la dépression synclinale. lors de la 2^o phase, a été sollicité et influencé dans sa direction, par le mouvement latéral du S. au N. développé pendant la 1^{re} phase, mouvement qui n'est plus reconnaissable actuellement que dans la *partie orientale* du bassin. Ces failles résulteraient ainsi de la continuation du mouvement qui avait provoqué la formation de la dépression synclinale ; elles n'ont pas de rapports avec le sens du renversement, mais ont partout descendu uniformément au Nord, et sous un angle aigu, les tranches découpées dans le synclinal.

Ainsi, si l'on représente par le schéma ci-contre, (N° 2), le pli synclinal à pendage nord, tel qu'il fut nécessairement,

Fig. 9.



après la 1^{re} phase distinguée, (N° 1), en laissant pour plus loin, l'interprétation de son mode de formation et de son renversement, la modification suivante (N° 3), correspondra à la

2^e phase définie plus haut, déterminée par une pression latérale agissant du S. au N.

Dans cette figure hypothétique, on remarque que le même effort porte à la fois sur les deux flancs du synclinal, superposés parallèlement l'un à l'autre, et que la résistance de leur ensemble en est nécessairement augmentée. Si la résistance des couches, ainsi superposées, ne permet pas le ploiement, indiqué entre les deux lignes parallèles de cette figure, elles céderont suivant des plans correspondant à ces lignes (N^o 4) ; or, ces plans seront précisément les plans de faille de notre 2^e phase, dont le pendage reste uniforme dans toute l'étendue du bassin.

Il résulte encore de cette discussion, que la concentration des failles et des plans de glissement, localisés dans nos coupes, dans une portion médiane du bassin synclinal (pl. V, fig. 2 ; pl. VI, fig. 3), paraît rationnellement nécessaire dans cette partie, loin qu'on doive l'attribuer à une conception hypothétique ou à des observations incomplètes.

Nous noterons en terminant que les strates qui occupent, dans les coupes non restaurées, le niveau le plus bas par rapport à l'horizon, ne sont pas les mêmes qui forment les parties inférieures dans les coupes restaurées, ni à plus forte raison celles qui se déposaient sur les thalwegs des bassins de sédimentation. *Le fond du synclinal actuel, ne correspond donc pas aux fonds de ce même synclinal, aux époques géologiques.* On peut rattacher d'une manière simple, à cette notion sommaire du déplacement de fond des synclinaux, toutes les particularités de la structure et de la dénudation des massifs étudiés, en faisant toujours agir et d'une façon continue, sur cette zone de l'écorce terrestre, les forces dont la trace est imprimée partout à la surface de cette région. Par contre, ce déplacement rend plus difficile, qu'on aurait pu penser, la restauration de la géographie ancienne de la contrée.

CHAPITRE IV

MASSIF DE BÉCHEREL

Planche VII

Le massif de Bécherel fournit la continuation vers l'est de celui de Caulnes; on y distingue deux faisceaux parallèles, l'un septentrional, profondément modifié par le granite, constituera le *faisceau de Saint-Pern*; l'autre situé au S., sera décrit sous le nom de *faisceau d'Alleu* (Pl. III et IV).

Le *faisceau de Saint-Pern* est la suite directe et immédiate de celui de Caulnes, correspondant par conséquent au *pli de Gahard*, des massifs précédemment décrits. Le *faisceau d'Alleu*, séparé par une faille oblique des couches dévoniennes de Médréac, offre une réapparition du faisceau d'Eréac et correspond ainsi au *pli de Liffré*, des massifs précédents. L'esquisse suivante montrera les relations de position de ces faisceaux (Fig. 10, p. 240).

Contrairement à l'ordre suivi jusqu'ici, nous décrirons le faisceau d'Alleu avant celui de Saint-Pern, étudiant ainsi le pli du Midi avant celui du Nord, pour mettre plus de clarté dans l'exposition de la structure de ce massif.

1. Faisceau d'Alleu

Ce faisceau comme les précédents, contient une série de couches sédimentaires à pendage nord, redressées jusqu'à

la verticale; mais tandis que ces couches atteignent 5 kil. d'épaisseur à Caulnes, elles n'arrivent en aucun point de ce faisceau à 1 kil. de puissance.

On ne peut considérer cet étroit ruban, comme correspondant à un détroit qui aurait fait communiquer lors de la sédimentation, le bassin de Caulnes avec ceux de St-Aubin, que l'on trouvera plus loin à l'Est. En effet, les formations que l'on y rencontre, ne présentent aucun caractère littoral, elles n'ont pas raviné les couches encaissantes qui sont de part et d'autre des phyllades de St-Lô, verticaux comme les couches siluriennes même, avec lesquelles ces phyllades paraissent concordants.

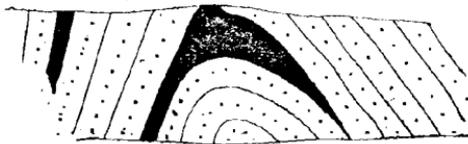
Bien loin de renfermer la série des couches du tronçon de Caulnes, avec un faciès littoral ou réduit, le faisceau d'Alleu ne nous a présenté qu'un seul des termes de ce tronçon, l'étage des *grès de St-Germain*. Au lieu de se montrer à nous, avec des caractères nouveaux, cette bande silurienne rappelle d'une façon si frappante les caractères de celle de Rouaudel au S. du tronçon de Colinée, qu'il y a lieu de la considérer comme en étant le prolongement direct, et qu'on ne peut attribuer leur séparation qu'à des dislocations mécaniques postérieures. Le faisceau d'Alleu ne correspond ni à un ancien bassin de dépôt, ni à un pli synclinal entier, mais bien, comme on va le voir, à une tranche unique, découpée dans un synclinal disparu depuis (pli de Liffré), et tombée dans une fosse ouverte entre des murailles précambriennes.

Bande d'Alleu : L'affleurement le plus occidental rapporté à cette bande d'Alleu, se trouve sur le bord de la rivière, en face de la Josselinais, sous forme d'un grand rocher escarpé, de quartzite grisâtre, présentant un beau miroir de faille sur son flanc. A l'ouest de Ville-Gelouard, exploitation de psammites blancs caractéristiques du ni-

veau ; Lande du Breil, carrières de quartzite rosé incl. N., présentant le grand lit à gros grains de quartz connu à ce niveau, et que l'on retrouve au S. de Grénédan (incl. N.), à Ville-Arnou, Corbelande, le Rocher. Autour de St-Malo, affleurent des quartzites grenus, en gros bancs, des psammites blanches avec bancs ampélitiques dans la tranchée de la route : on rencontre même des blocs de porphyroïde, rappelant celui d'Éréac. Les quartzites se retrouvent avec les mêmes caractères, à Praon (N. = 70°), Bignon, la Plesse, Champ-Paugi, la Rabine ; une carrière à Allen (en Chapelle-Chaussée) présente un intérêt particulier dans la présence de psammites et grès en dalles, comme à Saint-Germain, avec lits d'ampélite interstratifiés. Cette carrière montre bien l'importance des compressions subies dans cette bande ; les lits ampéliteux au lieu d'être en couches réglées, d'épaisseur uniforme, comme à St-Germain, se renflent et se resserrent irrégulièrement entre les bancs de grès, comme s'ils avaient coulé entre les bancs de cette roche plus résistante, à la façon d'une matière plastique, en y formant comme dans certains bassins houillers, des veines variqueuses, en chapelet, renflées dans les coudes, et représentées en noir sur la coupe suivante.

Fig. 11.

Coupe de la carrière d'Allen.



Sur toute l'étendue de cette bande, les roches présentent donc les caractères de l'étage du grès de St-Germain : en aucun point nous n'avons reconnu d'affleurement que l'on

pût rapporter à un niveau silurien plus ancien, ni à un niveau dévonien plus récent. Immédiatement au sud affleure la grande masse des schistes et grauwackes de St-Lô, si développée dans les communes de Landujan, Irodouer, Langan (voir la carte p. 240) ; au Nord affleure encore un autre massif de roches de l'étage de St-Lô, la bande de Ligouyer, épaisse de 1000^m et continue de St-Pern à la Chapelle-Chaussée. Toutefois cette bande de Ligouyer se distingue nettement de la masse des roches d'Irodouer par ses caractères lithologiques : elle a été influencée par le granite. Les schistes et grauwackes qui se trouvent à l'état normal dans la région méridionale, se présentent dans la bande de Ligouyer à l'état de schistes micacés et de leptynolithes, assez durcis pour être employés à l'entretien des routes. La bande silurienne paraît avoir échappé à l'influence de ce granite, de même que le massif méridional des schistes d'Irodouer.

Ainsi la bande d'Alieu, correspond bien à une tranche de grès de St-Germain, dernier témoin d'un bassin silurien disparu et effondré en bloc, dans un fossé ouvert par failles, entre deux murailles précambriennes. Notons de plus que la faille qui limite au N. cette bande, correspond à la limite des roches métamorphosées par le contact du granite, — fait important, en ce qu'il nous paraît prouver la postériorité de cette faille à l'intrusion granitique (pl. VII, fig 1).

Tels sont les faits acquis par l'observation. Si maintenant l'on compare la structure de ce faisceau d'Alieu, avec celle des tronçons déjà étudiés de Caulnes et de Colinée, on constate que malgré sa réduction superficielle considérable, il présente le même plan fondamental que ceux-ci : comme eux, il correspond à une portion affaissée d'un synclinal, dont les deux lèvres opposées ont été depuis enlevées par dénudation. *Le lambeau descendu est moins étendu superficiellement que les précédents*, là est la seule cause de la différence de ces

tronçons Il reste à chercher toutefois la cause de cette différence ? On la trouvera dans les altitudes inégales où se trouvèrent portés après le ridement et avant la production des failles, les faisceaux des couches de Caulnes et d'Alleu (pl. VII, fig. 2), et aussi dans la station plus verticale des couches de ce dernier faisceau.

Si en effet, les formations sédimentaires de la région, situées jusque-là de niveau, se sont trouvées déplacées et portées à une côte plus élevée dans le faisceau d'Alleu que dans celui de Caulnes, il est évident qu'après les dénudations qui nivelèrent la contrée, le faisceau d'Alleu montrera à l'affleurement une partie du synclinal primitif plus profonde, et par suite plus étroite que celui de Caulnes.

Ces notions découlent d'une façon nécessaire, de l'examen des coupes de la région (pl. VII, fig. 2) ; pour les faire ressortir toutefois, il est utile de considérer la disposition du massif granitique voisin de Bécherel.

2. Faisceau de St-Pern et Granite de Bécherel

Le faisceau précambrien métamorphique situé au N. de la bande silurienne d'Alleu, est de toutes parts limité et pénétré par le granite, vaste amas, qui de la limite du tronçon de Caulnes, s'étend loin, à l'est du massif de Bécherel. Ce granite, du type de Vire, grenu et massif (granitite), présente des enclaves variées, remarquables : les unes de forme irrégulière, nagent dans le granite, à l'état de blocs surmicacés, gneissiques, qui peuvent être considérés comme des blocs de schiste métamorphisés, enclavés ; les autres, sur lesquelles nous devons attirer spécialement l'attention, sont formées de quartz cristallin, à l'état de bancs ou pseudo-filons, continus sur de grandes longueurs.

Ces bandes de quartz blanc ou rose (Pl. X), constituent des murailles verticales, pittoresques, très remarquables dans cette région, dont elles forment les faîtes, sous forme de crêtes, nues, véritables observatoires, d'où l'œil s'étend au loin, embrassant la plaine verdoyante qui se déroule à leur pied sur 40 kil., jusqu'au bord de la mer, vers l'embouchure de la Rance. Ces crêtes quarzeuses sans être aussi réputées que le Pfahl du Böhmerwald, banc fameux de quartzite des gneiss rouges de Bojic (qui d'ailleurs pourrait bien avoir la même origine), sont connues des touristes qui les visitent, de l'administration qui les exploite pour ses routes, et aussi des géologues qui les ont indiquées comme filons de quartz, sur les cartes publiées jusqu'à ce jour⁽¹⁾. Leur nombre est

(1) Massieu et Durocher, Carte géol. du département d'Ille-et-Vilaine, 1866 ; — voir aussi Delage, Strat. d'Ille-et-Vilaine, 1877, p. 49. — Cette opinion partagée par M. Delage, nous paraît plutôt propre à M. Massieu, car Durocher en 1846, exprimait dans son classique et remarquable travail sur le métamorphisme des roches, des vues analogues à celles que nous soutenons ici (Bull. Soc. Géol. de France, 1846, T. III, p. 604.) « Ces grès imprégnés de silice résistent beaucoup mieux aux influences désagrégeantes des agents atmosphériques, et donnent lieu à des accidents du sol très pittoresques ; ils ont des formes variées, celle d'une muraille ébréchée, d'une tour, d'une pyramide ou de monuments en ruines. »

Bien que cet accord de nos observations avec celles de Durocher, soit précieux à nos yeux, nous devons cependant reconnaître que l'interprétation de MM. Massieu, Delage, est non-seulement parfois défendable, mais même en certains cas parfaitement exacte. En effet Durocher qui n'avait pu faire sur le terrain, une étude suffisamment détaillée, a confondu avec ses crêtes de *grès imprégnés de silice*, de véritables filons concrétionnés, de quartz gras. Tel est le filon du Bourg de St-Remy, cité p. 605, par Durocher, comme fournissant un exemple de l'action du granite sur le grès jusqu'à une distance

assez grand de Guenroc à St-Pern, Bécherel, Cardroc, Hédé et Guipel, comme on peut le voir sur la feuille de Rennes au 1/80000, où nous les avons tracées (S¹_γ).

Une observation superficielle permet de distinguer facilement ces crêtes quarzeuses du quartz filonien assez répandu dans la région. Leur épaisseur est d'abord plus forte, et plus constante, sans présenter les étranglements ordinaires aux filons de quartz; leur épaisseur variable dans les différentes venues, atteint souvent 10^m (Guenroc, Guipel) : elles se montrent alors divisées en bancs parallèles, superposés, à caractères lithologiques parfois distincts, présentant l'inclinaison dominante N., ainsi que l'épaisseur et le faciès ordinaires des lits du grès silurien de la région. Enfin la structure même de la roche la distingue, au lieu de présenter des éléments largement cristallisés à cassure conchoïdale, à éclat gras, elle est grenue, à cassure anguleuse, formée de petits grains cristallins de quartz : la roche est un quartzite à éléments cristallins. On reconnaît cependant que la silice de la roche a dans certains cas complètement recristallisé, donnant naissance dans le quartzite

de 1000^m du contact; notre carte de Dinan (service de la Carte Géol. de France, publiée en 1893), montre que ce quartz, différent des quartzites recristallisés par sa structure et son gisement, forme sur une longueur de 10 kil., un filon coupant transversalement les strates. Nous avons cru devoir relever cette erreur de Durocher, pour répondre à M. G. Salomon, qui nous a récemment opposé cet exemple, fourni par Durocher, pour contredire le fait, général à nos yeux, de la résistance relative du grès, au métamorphisme de contact. C'est cependant un fait sans exception en Bretagne, que les auréoles métamorphiques de contact, se resserrent toujours à la traversée des massifs et des bandes de grès (D^r G. Salomon : Sul metamorfismo di contatto s. d. arenarie Permiane dellaval Daone, Giornale di Mineralogia, Crist. et Pet. d. D. F. Sansoni, 1894. Vol. 5. p. 136).

même, ou dans les roches encaissantes à des filonnets secondaires de quartz, ou même de calcédoine, d'agate (O. du Ch^{au} de Montmuran), qui parfois transforment la roche en une vraie brèche, à ciment de quartz cristallisé (Les Rochers, Le Chenot, Ville Gautier).

L'origine de ces crêtes de quartzite, qui donnent un cachet si personnel au massif granitique de Bécherel, est bien facile à comprendre, quand on les suit vers l'Ouest, jusqu'à la rencontre du tronçon silurien de Caulnes. Un certain nombre d'entre elles en effet, se poursuivent jusque-là, telles sont celles du château de la Roche, du château de Beaumont, et surtout celle des Rochers (carte fig. 10, p. 240). Ces soi-disant filons de quartz, loin de s'arrêter à l'approche du massif silurien, y entrent et s'y continuent, mais au lieu d'y conserver l'apparence de filons de quartz, ils y constituent les trois bandes de quartzite silurien, précédemment décrits dans le tronçon de Caulnes, sous les noms de *Bande de la Roche*, *Bande du Tertre*, et *Bande de Guitté*.

La continuité matérielle des quartzites siluriens fossilifères de l'Ouest, avec les quartzites cristallisés à aspect filonien de l'est, nous dispense d'insister ici, sur le passage graduel de ces roches, bien qu'il soit facile de l'observer en divers points, notamment dans le ruisseau de la Réauté en Médréac. Là, les quartzites de la bande du Bonhomme-la-Roche, se transforment graduellement en approchant du granite, donnant successivement des quartzites plus durs de couleur rose, puis du quartzite entièrement cristallisé, transformé enfin en brèche, par de nombreux filonnets de quartz géodique, tapissant de ses cristaux prismatiques les parois des fragments.

D'autres faits viennent encore corroborer cette conclusion, que le tronçon de Caulnes au contact du massif granitique

qui l'interrompt, n'est pas limité par une cassure ou autre dénivellation du sol, mais nous présente les roches dans leur position normale, telles qu'elles se trouvèrent à l'époque de la formation la plus récente d'entre elles, c'est-à-dire du granite.

Si en effet, faisant abstraction pour un moment, des apophyses quarzeuses que le massif de Caulnes émet dans l'ellipse granitique de Bécherel, on suit la ligne de jonction des deux massifs, on se convainc rapidement qu'ils ont conservé leurs relations de position initiale, puisque l'on constate à leur limite, la double auréole du métamorphisme endomorphe et exomorphe.

Métamorphisme exomorphe : Les schistes siluriens du massif de Caulnes deviennent micacés et maclifères en approchant du granite ; le plus bel exemple se trouve sous l'église même de Guitté, où les schistes ardoisiers d'Angers contiennent de grands cristaux d'andalousite. Les grès siluriens gris ou verdâtre passent à des quartzites cristallisés, blanc ou rose, comme il est facile de l'observer dans le ruisseau de la Réauté.

Métamorphisme endomorphe : Le granite de son côté présente des caractères propres dans son auréole de contact ; il passe à la Ville-Orio, Ville-Even (en Guitté), à des types plus grenus, variés, admettant du mica blanc, et difficiles à distinguer de certaines granulites et aplites ; ces roches granulitiques s'étendent en filons minces, ramifiés, dans les schistes micacés du contact (Guitté, S. Le Hel). Les aplites, il est vrai, se retrouvent sous forme de filons indépendants dans le granite à E. de Guitté, mais elles font défaut dans les parties centrales du massif, de sorte que leur relation avec les phénomènes de contact ne paraît pas douteuse.

CONCLUSIONS

L'observation des phénomènes de contact, exomorphes et endomorphes, est ainsi d'accord avec le fait observé, du prolongement des crêtes siliceuses à l'intérieur de l'ellipse granitique, pour prouver d'une façon qui nous paraît ne laisser place à aucun doute, que l'ellipse de granite s'est formée là où nous la voyons, sans dislocation postérieure suivant la surface courbe qui la limite du côté de Caulnes. On peut aller plus loin dans cette voie et dire que le granite de cette ellipse s'est formé aux dépens de la substance même du massif de Caulnes, s'assimilant les roches schisteuses et respectant davantage les bancs de quartzite, car aucune autre hypothèse ne nous paraît pouvoir expliquer leur présence dans l'ellipse granitique (voir carte 10, p. 240).

Nous ne signalerons qu'en passant ce point, qui nous paraît apporter un nouvel argument en faveur des vues ingénieuses de M. Michel Lévy (1) sur le mode d'origine du granite; mais nous voulons nous borner dans ce mémoire à examiner le granite au point de vue topographique, et voir à comprendre, s'il se peut, pourquoi il affleure à Bécherel plutôt qu'à Caulnes, par exemple?

Cette explication reposant sur la connaissance de la tectonique générale de la région, il convient avant de l'exposer, de chercher à se rendre compte de cette structure dans son ensemble.

Si dans ce but, on suit à l'est, dans leur direction et jusque dans leurs derniers prolongements, les bandes de quartzites siluriens du massif de Caulnes, on constate qu'elles

(1) MICHEL LÉVY: Le granite de Flamanville, Bull. des Services de la carte géol. de France, Paris 1893, N° 36.

ne dépassent guère de ce côté le méridien de Médréac, en tant que bandes continues; au delà, il y a encore des bandes de quartzite recristallisé, nageant dans le granite de St-Pern à Guipel, entre les deux bandes précambriennes de Plouasne et de Ligouyer : elles doivent avoir, en raison de leur structure et de leur gisement, une même origine que les premières et dater comme elles du Silurien. Toutefois elles ne les continuent pas directement; on ne peut les rattacher avec précision, comme celles-ci, à des bandes siluriennes déterminées du bassin de Caulnes. La proximité seule des deux bandes parallèles de Plouasne et de Ligouyer (x), qui les enserrant au N. et au S., rend plus probable leur attribution au *grès armoricain*, plutôt qu'au *grès de St-Germain*. On ne s'expliquerait pas en effet, l'absence du grès armoricain dans le granite, entre les représentants des phyllades de St-Lô et des grès de St-Germain.

C'est donc faire l'hypothèse la plus simple, que de rapporter les quartzites recristallisés, comme nous l'avons fait sur notre coupe (pl. VII, fig. 1), à l'étage du *grès armoricain*, et de rattacher ces grès (voir la carte, pl. IV) à un bourrelet marginal du bassin de Bélair, homologue à l'éperon de Vieux-Vy, qui sera décrit plus loin en détail.

Hâtons-nous cependant d'observer, que l'indétermination laissée par cette hypothèse est réellement très faible, puisqu'il ne s'agit plus ici de l'âge silurien de ces quartzites, actuellement établi, mais seulement de leur niveau plus ou moins élevé dans le Silurien ? Si le progrès des connaissances permettait un jour de les classer dans l'étage de St-Germain, la coupe (pl. VII) serait modifiée il est vrai, dans le détail des plis, mais les conclusions essentielles demeureraient intactes, à savoir, l'absorption des couches encaissantes par le granite, et la réapparition de ce côté, dans l'axe du bassin de Caulnes, de deux bandes du phyllade de St-Lô (Bandes de Ligouyer et de Plouasne).

La réapparition de ces deux bandes, notamment de celle de Ligouyer, au milieu des quartzites de Bécherel, établit d'une façon positive le relèvement du fond du bassin silurien de Caulnes, en avançant vers Bécherel. Il s'en suit, que le prolongement des bandes septentrionales du massif de Caulnes (pli de Gahard), passait au zénith de Bécherel avant leur dénudation ; il s'en suit de même que le faisceau d'Alleu, ne correspond qu'à la partie la plus méridionale du massif de Colinée, c'est-à-dire à la plus profonde des ondes de ce massif, à celle qui à Eréac contient les roches carbonifères (*pli de Liffré*).

Ainsi se trouve vérifiée d'une façon indépendante, la conclusion où nous avait amené l'étude de la bande d'Alleu, à savoir que ce faisceau montre à l'affleurement une partie du bassin, plus profonde et par suite plus étroite que celle qui constitue le massif de Caulnes, et qu'elle ne représente que le seul *pli de Liffré* du Synclitorium de Belair. De même le faisceau de St-Pern se reconnaît comme la continuation du *pli de Gahard*, et comme le prolongement des faisceaux de Rouillac et de la Rieulle.

La coupe donnée plus haut (pl. VII, fig. 1) montre encore ce fait d'une façon plus saisissante, si faisant rejouer les failles, on rétablit la continuité ancienne des couches. La figure ainsi obtenue (planche VII, fig. 2), fait ressortir à la fois la réduction de volume considérable du fond du synclinal, suivant la ligne d'affleurement du Silurien, ainsi que les ondes décrites dans les airs, au N de ce synclinal, par les couches qui prolongeaient dans cette direction les bandes du massif de Caulnes. Elle révèle en même temps la verticalité relative de ce pli, comparé à ceux qui le précèdent, et prépare ainsi le passage des faisceaux déjetés au Sud, aux faisceaux suivants déjetés au Nord. Elle fait voir enfin le granite recouvert comme d'une cloche, par le grès armoricain ; mais le profil de cette voûte de grès,

dont nous ne connaissons que des lambeaux isolés, est trop hypothétique, pour que nous osions tirer quelque conclusion du fait indiqué par le dessin, relativement à l'état et à la puissance de cette couverture laccolitique du granite.

Nos coupes transversales du massif de Bécherel (pl. VII), d'accord avec celles des massifs de Colinée et de Caulnes (pl. V et VI), montrent qu'en outre des pressions latérales subies, qui leur donnèrent leur disposition synclinale, les couches furent sollicitées longitudinalement par des tensions opérant normalement aux forces précédentes, et qui eurent pour résultat d'onduler l'arête synclinale du pli, le fond du synclinal se trouvant porté verticalement à des niveaux différents, suivant sa longueur.

Or, l'ellipse granitique de Bécherel, coïncide précisément ici, avec un point, où l'arête synclinale atteignit sa plus grande altitude. Il y a donc bien comme nous l'annonçons, une raison tectonique, pour que le granite affleure à Bécherel, plutôt qu'à Caulnes, ou ailleurs.

Ce relèvement du fond du synclinal, suivant un bombement transversal (Anticlinal de Fougères), est la cause première de la réduction en surface du massif de Bécherel ; elle se trouva plus tard, réduite encore, par l'ouverture des failles, qui ensevelirent dans la fosse où nous la retrouvons, la tranche oblique qu'elles avaient découpé dans le synclinal de Bécherel (Bande d'Alleu).

La postériorité de la phase de ces failles à la phase de plissement a été discutée plus haut, lors de la description des massifs de Colinée et de Caulnes : on peut actuellement faire un pas de plus, et admettre la postériorité de cette phase des failles d'affaissement, à l'intrusion granitique. Elle nous paraît établie par le fait, qu'au S. du massif de Bécherel, l'auréole métamorphique s'arrête brusquement à la faille qui limite le faisceau d'Alleu. Les couches de la bande d'Alleu, ainsi que les schistes de la bande d'Irodouer

n'occupaient pas cette position lors de la venue du granite ; ils y ont été apportés après coup, après la consolidation du granite, sans quoi ils nous présenteraient, comme dans les contacts orientaux du massif de Caulnes, des modifications métamorphiques.

Le granite de l'ellipse de Bécherel arrive successivement au contact, sur son flanc sud, avec les phyllades de Saint-Lô (Bande de Ligouyer), puis avec les grès siluriens (au S. de la Chapelle-Chaussée) : il modifie les premiers sans affecter les seconds. Ce fait se comprend facilement et ne peut s'expliquer, qu'en admettant la postériorité au granite, de la faille qui isole la bande silurienne ; cette faille aurait ainsi transporté au contact de l'ellipse granitique, la bande silurienne, qui en était plus distante, au temps de l'intrusion,

Les figures 1 et 2 de la planche VII montreront mieux, croyons-nous, que cette discussion, les relations topographiques nécessaires des failles longitudinales de tassement, avec les granites, les couches métamorphisées et les couches non métamorphisées.

En résumé, le massif de Bécherel nous a conservé les traces de trois mouvements distincts du sol, agissant latéralement et dans le même sens, sur une zone de la croûte qui s'affaissait : le premier a redressé les couches suivant des plis aigus (1^{re} phase) ; le second qui a pu coïncider avec le premier, a donné aux couches leur pendage nord et ridé les plis suivant la direction de leur charnière, qui ainsi monte et descend sur l'horizon de O. à E. (2^e phase) ; le troisième a descendu des tranches des plis précédents, dans la direction du nord (3^e phase).

L'intrusion du granite est nettement postérieure à la 2^{me} phase, et le premier mouvement orogénique de la région a été le plissement des couches ; d'autre part, la 3^{me} phase, ou phase d'affaissement, est postérieure à la dernière émanation granitique : c'est ainsi, entre ces limites et

pendant l'époque carbonifère, que se produisit la mise en place du granite. Elle eût pour résultat tectonique d'abaisser la limite d'élasticité du bassin : avant son intrusion en effet, les couches du bassin se ployaient et se plissaient, tandis qu'après ce moment, elles résistent au même effort, elles se tordent et se cassent.

Devons-nous prêter quelque réalité à cette succession de diverses phases distinctes, qui nous a permis de grouper simplement les faits révélés par l'analyse ; ou au contraire, le mouvement qui sollicitait ces couches fut-il continu et contemporain de la lente pénétration du granite, pendant le cours de la période carbonifère ?

On n'hésitera guère dans l'état actuel de la science, à préférer la seconde hypothèse ; elle nous paraît cadrer trop bien avec les idées reçues généralement, pour qu'on ne s'accorde pas à voir dans ces phases, l'expression variable en ses manifestations, d'un même mouvement continu, lentement poursuivi, pendant la durée du carbonifère, et contemporain de l'intrusion progressive du granite. La première hypothèse ne vaut guère que comme mode d'exposition ; c'est à ce titre que nous l'avons employée, profitant de ce que la décomposition des mouvements est permise, puisqu'elle n'est, comme l'a rappelé M. M. Bertrand (1) dans ses importants travaux, que la simple application d'un des théorèmes fondamentaux de la mécanique.

L'intrusion du magma granitique n'a pas modifié le sens du mouvement centripète de cette zone ; après comme avant sa venue, tous les déplacements observés se rattachent uniformément à un mouvement d'ensemble du sol, s'affaissant dans la direction N., avec une intensité variable suivant les différents méridiens. La direction

(1) Marcel BERTRAND. B. S. G. F., 1884, p. 323.

oblique de cette descente doit naturellement être attribuée à l'action combinée d'un mouvement tangent et d'un mouvement radiaire.

L'apparition reconnue du granite, à un moment intermédiaire entre les 2 principaux mouvements (1^{re} et 3^e phases), qui sollicitèrent la région, rappelle les faits analogues observés dans le Harz par Lossen (1). Mais tandis que dans le Harz, le premier mouvement est dû à une poussée venant du S.-E. (*Niederlündisch*), et le second à une poussée du S.-O. (*Hercynisch*), les deux mouvements se répétèrent en Bretagne dans une même direction, que nous ne voyons pas de raison de rapporter à la direction hercynienne, plutôt qu'à celle du *Niederland*.

L'existence d'un lambeau carbonifère, fossilifère, à Quénon, dans un massif suiçant, prouvera que les mouvements latéraux précédemment décrits, sont tous trois postérieurs au carbonifère inférieur ; avant cette époque, on ne trouve dans la région, que la trace du seul mouvement radiaire qui détermina la formation de la dépression du sol où se déposèrent successivement tous les sédiments paléozoïques du centre de la Bretagne.

(1) K. Lossen : Ueber den Zusammenhang zwischen Falten, Spalten, und Eruptivgesteinen im Harz ; Jahrb. K. preuss. geol. Landesanstalt II, 1882. pp. 1-50.

CHAPITRE V

MASSIF DE HÉDÉ

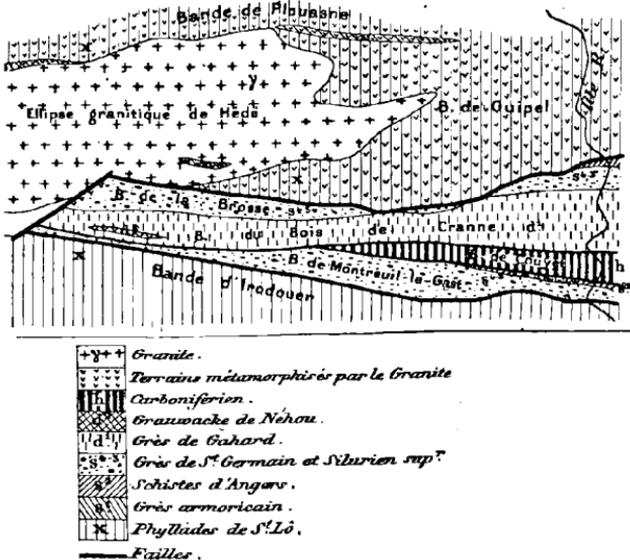
Planche VII

Ce massif, situé au S. de Hédé, fait suite au précédent, il s'étend de St-Gondran à la rivière d'Ille. Comme dans celui-ci, on peut y distinguer du N. au S., plusieurs faisceaux parallèles, l'un septentrional granitique, deux autres méridionaux paléozoïques : 1^o faisceau de Cranne, 2^o faisceau de Montreuil. Ces faisceaux délimités sur les planches III et IV, sont reportés sur l'esquisse suivante, où nous les examinerons successivement :

Fig. 12.

Esquisse géologique du massif de Hédé

Échelle 1/160.000.



1° Faisceau septentrional granitique

L'ellipse granitique de Hédé est la continuation de celle de Bécherel : comme elle, elle offre dans sa masse, des crêtes de quartzite recristallisé, dirigées E.-O., depuis les Iffs, à Hédé et à Guipel; de même que celle-ci tranche les bandes paléozoïques à la limite du massif de Caulnes, ainsi elle coupe transversalement sur sa bordure orientale, la série des couches sédimentaires, du Précambrien au Dévonien, en les métamorphisant au contact.

Les variétés granitiques du granite, habituelles au contact, s'observent en divers points, tels que La Chenay Figuelais, le Moteil. Les phyllades de St-Lô sont métamorphosés suivant la bordure de l'ellipse, dans toute l'étendue de la commune de Guipel; les quartzites siluriens présentent un bel exemple de ces modifications, dans la carrière du Haut-Chenay à 3 kil. au N. de Vignoc. Le parallélisme complet des faits observés dans cette région, avec ceux que nous avons décrit dans l'ellipse de Bécherel, au contact du massif de Caulnes, nous engage à ne pas insister davantage sur ce sujet, pour ne pas risquer de nous répéter; cela nous permettra d'ailleurs de passer directement à la description des autres faisceaux.

Les *faisceaux méridionaux paléozoïques* débutent brusquement à E. de St-Gondran, où les tranches des couches viennent buter contre le granite; nous n'avons pu ici voir leur prolongement dans la roche intrusive. Ces faisceaux très allongés de O. à E., offrent de N. à S, une succession de couches paléozoïques, présentant les caractères généraux suivants :

1° Discontinuité de la série et répétition des mêmes couches sédimentaires;

2° Disparition des couches paléozoïques inférieures, sur les bords N. et S. du massif;

3° Disposition verticale des couches avec pendage dominant au S., montrant qu'elles dépendent de plis déjetés vers le Nord, contrairement à ce qui a été observé jusqu'ici, dans les massifs plus occidentaux.

Nous décrirons successivement en quelques mots les diverses bandes paléozoïques de ce massif d'Hédé, en les suivant du N. au S., et de O. à E.

2° Faisceau de Cranne

1. **Bande de la Brosse** (S³): Le quartzite blanc, dur, siliceux, contenant quelques gros grains graveleux de quartz, qui affleure à la Brosse, a fourni des *Scolithus linearis*: il forme une crête continue, de là aux Rochers, au N. de Beauregard, à la Longrais. Au Mottay, quartzite jaune rosé; du Rocher à Baraton quartzite blanc grisâtre; à E. de Maurignon carrières de quartzite dur, graveleux, passant à l'arkose et en gros bancs (N = 75°). La présence de Scolites à la Brosse, et surtout les caractères lithologiques de ces quartzites durs, à gros grains graveleux, doivent faire hésiter à ranger ce niveau dans l'étage du grès de Saint-Germain: il appartient donc peut-être au grès armoricain? A l'Est, il diminue d'épaisseur, puis disparaît vers la Tremblaie; après un intervalle de 2 kil., il réapparaît au S. du château de Bois-Geffroy, d'où on le suit jusqu'à Saint-Médard. Sur le chemin de la Boulaye, la présence de sphéroïdes du silurien supérieur confirme cependant notre détermination de l'âge de cette bande.

2. **Bande du Bois de Cranne** (d¹): Cette bande montre le bord occidental du bassin dévonien de Gahard, célèbre par la richesse de sa faune: elle commence à la

Vallée à E. de Saint-Gondran et se poursuit à E., jusqu'à la Chapelle Sainte-Anne sur la rivière d'Ille, et au-delà vers Gahard. Le terrain dévonien présente dans la région, trois divisions distinctes :

- 1^o Grauwackes et calcaires de Nêhou à *Spirifer Rousseau*.
- 2^o Minerai de fer à *Pleurodyctium problematicum*.
- 3^o Grès blanc de Gahard à *Grammysia*.

Le calcaire de Nêhou affleure dans les champs à l'Hôtel Boulou. Le niveau du minerai de fer, objet d'anciennes exploitations, forme un repère précieux dans ces régions pauvres en affleurements : on le reconnaît au N. du Perray, ainsi que dans les anciennes exploitations de Claire-Fontaine, de la Butte, du N. de la Jaudière, où il est partout fossilifère. Le grès blanc de Gahard, forme des landes sableuses particulièrement stériles, où l'on rencontre assez facilement des blocs fossilifères caractéristiques : E. du Perray, Grehélais, la Tremblais, Champs-blancs, Haute-Bouvetière, Chapelle Sainte-Anne, S. de la Bruyère. Ces couches, généralement verticales, ont une tendance à pendre au Sud.

3^o Faisceau de Montreuil

1. **Bande de Couyet (h)** : Sur les bords de l'Ille, affleurent sous les villages du Bas et du Haut-Couyet, des schistes bleus parfois ardoisiers, des grauwackes, des lits de porphyroïde et des arkoses ou quartzites à gros grains de quartz, qu'il y a lieu de rapporter au Carbonifère, comme on en verra la preuve dans le massif suivant de St-Aubin-d'Aubigné. Les schistes sont difficiles à suivre vers l'ouest, en raison de l'état des affleurements ; par contre, les porphyroïdes et les arkoses à gros grains de quartz se suivent assez loin de ce côté, où ils forment même deux bandes

distinctes : celle de Couyet, qui se prolonge jusqu'au delà du Placis des Noes, et une autre, qui se continue de Vauléon et le Tertre en Vignoc, à la Robinière, Montreuil-le-Gast, et le Moulin de Bel-Air près St-Germain-sur-Ille.

La 1^{re} bande présente une structure synclinale, à en juger par la coupe fournie par le sentier au N. de Bas-Couyet, qui montre deux fois les mêmes couches en sens inverse ; on y observerait ainsi de haut en bas, la succession suivante :

Schistes bleu-verdâtre et grauwackes.

Porphyroïdes passant au poudingue (environ 5m).

Arkose à gros grains de quartz (environ 5m).

Dans la 2^e bande, les porphyroïdes exploités à la Robinière, au S. du grès de St-Germain, rappellent exactement les porphyroïdes décrits dans le massif de Colinée aux environs d'Éréac ; ceux de Montreuil-le-Gast au contraire, passent au porphyre globulaire. A E. de Montreuil-le-Gast, de la Noe-Roulette à Bel-Air, on constate l'existence de deux couches distinctes de porphyroïde, parallèles entre elles, et séparées par un banc d'arkose à gros grains de quartz, épais d'environ 2^m. Ce gisement de l'arkose la rattache ainsi au Carbonifère, elle forme un niveau continu de Montreuil à l'Aunay près St-Germain. Du Pont de Vignoc à Montreuil-le-Gast, ce quartzite à gros grains affleure directement au S. des carrières ouvertes dans le grès de St-Germain, dont il est ainsi difficile de le séparer ; il forme un mur vertical remarquable, depuis la Gorge jusqu'à l'école de Montreuil.

2. Bande de la Potinière (S²) : Dans les tranchées de la route, au S. des maisons de la Potinière, M. Lebesconte a découvert divers fossiles de l'étage des schistes d'Angers. Ce niveau se suit au S. de Cranne, et malgré une assez longue interruption dans son affleurement, se retrouve sur le bord de l'Ille, à Bas Couyet, où M. Lebes-

conte a également recueilli *Calymene Tristani* et la faune de ce niveau.

3. Bande de Montréuil-le-Gast (S³) : Cette bande est continue du Perray près St-Gondran, à Vignoc, Montréuil et St-Germain-sur-Ille. On reconnaît les grès blancs micacés, psammitiques, caractéristiques de l'étage de St-Germain, à la Huardais ; quarzite grisâtre au Châtelier, à Gripel ; schistes bleus grossiers avec lits de quarzite au Tertre (N = 80°). Du Pont-de-Vignoc à Montréuil, une ligne continue d'exploitations permet de reconnaître le raccordement de cette bande avec celle de St-Germain, dont elle est la continuation : ces carrières montrent les roches caractéristiques du niveau, telles que psammites et grès micacés en dalles, blancs, avec parties bleu-violacées au centre des blocs, et disposés en bancs, séparés par des lits argilo-schisteux vert-clair ou noirâtre. A la Bruère, des grès avec *Scolithus* inclinent N = 80° ; dans la magnifique carrière de la Rochette, l'inclinaison est S = 80°, ainsi que dans la carrière de la Foutière. On exploite encore les mêmes grès en plaquettes psammitiques aux Doueteaux (N = 90°).

On ne peut hésiter à reconnaître la continuité de cette bande de grès avec celle de St-Germain, et son âge se trouve ainsi fixé : elle nous en a d'ailleurs fourni les fossiles, dans les carrières de Bel-Air à la Vallée (S = 50°). Elle paraît correspondre à une voûte anticlinale des grès de St-Germain : au N. en effet, de la ligne de grès précitée, on trouve les schistes d'Angers de la bande de la Potinière, suivis à leur tour au N., par une nouvelle bande de grès, qui rappellent ceux de Montréuil. Tels sont les grès exploités à E. de la Potinière, les quarzites blanchâtres de Bessu, Fourfan, et du N.-E. de Breillet. La coupe (pl. VII, fig. 3) a été dressée dans cette hypothèse, qui n'a pas été suivie sur la carte (p. 256), où l'importance de la bande carbonifère se trouverait ainsi exagérée.

Nous n'avons pas non plus fait figurer, ni sur cette esquisse, ni sur la coupe, en vue de les simplifier, les porphyroïdes de la 2^e bande de Couyet : on les trouvera à leur place, sur notre feuille géologique de Rennes au 1/80000 : leur introduction sur la coupe y ajouterait une tranche de plus, sans modifier le tracé de l'ensemble. Les répétitions de ces couches, toujours au contact du Silurien (S³), constituent un des meilleurs arguments de la transgression carbonifère ; notre coupe de Chasné (pl. VIII, fig. 3-4) a été dressée dans cette hypothèse de la transgression, la coupe de Hédé (pl. VII, fig. 3), a été dressée dans une seconde hypothèse, où le Dévonien existerait encore sous le Carbonifère du synclinal de Liffré : tous les faits témoignent en faveur de la première de ces hypothèses, que nous adopterons.

CONCLUSIONS

Le massif d'Hédé nous a présenté une portion septentrionale granitique, continuation de l'ellipse de Bécherel, et des faisceaux méridionaux paléozoïques, comprenant une série de couches siluro-carbonifères, disposées presque verticalement et pendant tantôt au N., tantôt au S. ; cette dernière inclinaison s'accroissant de plus en plus, à mesure qu'on avance vers l'est.

Les diverses bandes paléozoïques de ce massif dessinent sur la carte des rayures allongées parallèles, parmi lesquelles le niveau du grès de St-Germain réapparaît trois fois à l'affleurement. Ce faisceau étant limité au N. et au S. par les phyllades de St-Lô, correspond nécessairement à un ensemble synclinal, mais les lacunes et les répétitions signalées dans l'ensemble montrent qu'il a été découpé postérieurement à sa formation par des accidents mécaniques.

Ces dislocations sont les mêmes qui ont été reconnues dans les massifs précédents. On peut facilement observer dans les diverses carrières de grès de St-Germain, le système des cassures inclinées au N, sous un angle moins élevé que les strates eux-mêmes, et à lèvre nord uniformément descendue. On peut donc dresser la coupe transversale du massif de Hédé, suivant les méthodes appliquées dans les massifs précédents (pl. VII, fig. 3).

Cette figure nous montre que la structure fondamentale de ce massif de Hédé est la même que celle des massifs précédemment décrits : elle correspond à un synclinorium composé, à plan axial droit, légèrement déversé au N., et ensuite découpé par failles, en tranches inclinées vers le nord. Ces failles expliquent les répétitions de couches au centre du massif, ainsi que la disparition des deux bords N. et S. de ce bassin, entre ses encaissements précambriens.

La coupe restaurée (pl. VII, fig. 4) obtenue comme précédemment, en faisant glisser les tranches sur les plans de faille, jusqu'à leur raccordement, montre que ce synclinorium d'Hédé est en réalité formé d'un groupement de trois ondes synclinales parallèles : celle du Sud, la plus profonde, correspondant au faisceau de Montreuil, est la continuation du *pli de Liffré* (pli du Midi) ; celle du centre, correspondant au faisceau de Cranne est la continuation du *pli de Gahard* (pli du Nord) ; enfin la plus septentrionale (B. de Guipel), morcelée dans le granite, est comme celle de la Rieulle, un appendice de la précédente. Ainsi, malgré l'intercalation du massif granitique de Bécherel, on peut suivre sans interruption, d'Uzel à la rivière d'Ille, les deux grandes ondes (*pli de Gahard* et *pli de Liffré*), qui composent le synclinorium du centre de la Bretagne (*Bassin de Bélair*).

Comparé au massif de Bécherel, le massif de Hédé permet de reconnaître de même, les preuves de trois différents

mouvements du sol, mouvements successifs, dont la cause peut être cherchée dans les effets combinés d'un affaissement vertical et d'une pression latérale. Ce massif ne diffère ainsi des précédents, au point de vue tectonique, qu'en ce que les couches qui le constituent, au lieu de plonger uniformément au N., sont plutôt verticales, plongeant parfois encore au N., mais plus souvent au S. ; il présente ainsi une tendance très nette, qui va encore s'accroissant et se complétant dans le massif suivant de St-Aubin d'Aubigné, à pendre uniformément au S., le plan axial du synclinal étant déjeté au N.

Par suite de ce changement d'inclinaison des couches et du renversement de sens dans le pendage du synclinal, qui en est la suite, un fait nouveau se révèle à l'observation, à savoir, que la dépression synclinale a été soumise à des poussées différentes à ses deux extrémités.

En effet, tandis que la moitié occidentale du synclinorium de Bélair est formée de couches verticales, déjetées vers le sud, sa moitié orientale est formée de couches verticales, déjetées vers le nord (1). L'ensemble de ce synclinorium, vu dans l'espace, nous montre suivant son allongement, que son plan axial au lieu de correspondre à une surface plane est représenté en réalité par une surface hélicoïdale : le plan axial a été déformé par un mouvement de torsion. Si enfin on considère en elle-même l'hélice ainsi engendrée, on constatera que l'axe de cette hélice, coïncide à la fois sur le terrain, avec la partie la

(1) Cette observation peut être rapprochée du fait très curieux, relevé en Provence par M. Bertrand, que les plis de la Sainte-Beaume (déversé au Nord) et le pli de l'Huveaune (déversé au Sud), parallèles entre eux, ne sont cependant qu'un seul et même pli, qui, au lieu de se continuer en ligne droite, décrit une sinuosité assez brusque et tourne de 180°, avant de revenir par une nouvelle inflexion à sa direction primitive.

plus soulevée de l'arête synclinale du pli, décrite dans le massif de Bécherel, et avec la portion de ce pli où est apparu le granite.

En d'autres termes, *l'arête synclinale du bassin de Béclair a été tordue, et sa partie tordue, se trouve être en même temps, la plus élevée au dessus de l'horizon, et celle où le granite s'est mis en place.*

Ainsi, l'arête du bassin synclinal de Béclair ondule verticalement, et cette ligne décrit des courbes alternativement concaves et convexes vers le firmament (Fig. 23) : si les unes sont dites synclinales et les autres anticlinales, on devra reconnaître que c'est suivant ces dernières, c'est-à-dire suivant des anticlinaux transverses à la direction axiale du bassin synclinal, que se place le granite. L'ellipse granitique de Bécherel s'est donc frayée sa place suivant un relèvement anticlinal dirigé E. N. E., à O. S. O., et transversal à l'axe O. N. O., à E. S. E., du synclinorium de Béclair.

Si on vient à reporter sur une carte géologique, la direction anticlinal E. N. E., ainsi reconnue à Bécherel, on constatera qu'elle coïncide exactement avec le prolongement d'un grand axe anticlinal, tracé indépendamment par nous, il y a deux ans, au milieu des gneiss (ζ) et des schistes de Saint-Lô (x), sur la feuille voisine de Dinan (Axe de Fougères). Le relèvement de Bécherel correspond ainsi au passage de l'axe de Fougères à travers le bassin de Béclair (Fig. 25) ; de même l'onde de Colinée, autre relèvement anticlinal de l'arête synclinale de Béclair, coïncide également avec le prolongement d'une autre ligne axiale, parallèle à la précédente, de la feuille limitrophe (Axe de Dinan) : la règle est donc générale !

La région nous fournit par là, d'une façon précise, un exemple de ce fait tectonique capital, du croisement de deux systèmes d'axes, les uns synclinaux (Béclair), les autres anticlinaux (Fougères, Dinan). La déformation des plis d'un

de ces systèmes (Bélaïr), par les traces du second (Fougères), fournit la preuve de la postériorité de ce dernier. La ligne anticlinale de Fougères, suivant laquelle évoluait le magma granitique, a déterminé par sa formation, le relèvement local et le déversement en deux sens différents de l'onde synclinale de Bélaïr.

Aux points de croisement des deux systèmes, les plis les plus anciens se trouvent à la fois déplacés verticalement et horizontalement. Ce double mouvement est mis en évidence par l'observation ; car la torsion de ce pli, précédemment décrite, entraîne nécessairement en outre des ondulations verticales mentionnées, un déplacement horizontal, une sorte de traînage des couches, inégal aux différentes profondeurs et sous les différents méridiens. Cette torsion n'est même que la résultante des mouvements verticaux et horizontaux imprimés au synclinal de Bélaïr, par le rideau anticlinal de Fougères. La voûte de Fougères fournit une surface de glissement privilégiée, qui permet le déplacement dans l'espace du thalweg du synclinal traversé et facilite sa torsion : son rôle, dans ce mouvement, est établi par la façon dont est réglé le pendage du synclinal déjeté, son plan axial reposant toujours couché sur le flanc voisin de l'anticlinal. Il incline N. quand l'axe anticlinal passe au S. ; il incline S., quand cet axe anticlinal est placé au N., comme on le vérifiera dans les chapitres suivants : *Les divers tronçons ou massifs synclinaux de Bélaïr, ont donc glissé en sens inverse, des deux côtés de la voûte de Fougères, lors de la formation de cette onde transverse, et c'est à ce mouvement d'affaissement, qu'est due leur torsion.*

L'affaissement symétrique des massifs synclinaux de Bélaïr, produit en sens inverse de part et d'autre des voûtes anticlinales transverses (Fougères), suffit à expliquer le pendage en sens opposé des couches, dans les divers méridiens du synclinorium (Caulnes, St-Aubin). Il n'y a donc

pas lieu de faire intervenir des pressions latérales contemporaines et de sens opposé, pour comprendre le déversement en divers sens du pli de Béclair : on doit l'attribuer à une modification secondaire, à une réaction, due à l'influence du ridement transverse de Fougères

Ce fait qu'une moitié du synclinorium est déversé au S., et que l'autre moitié est déversée au N., trouve ainsi son explication naturelle dans cette observation, que le changement de sens du pendage coïncide avec le point de croisement des deux systèmes de plissement.

C'est aussi dans ces points de croisement des deux systèmes de plis, que les ellipses granitiques de Rouillac et de Bécherel, ont opéré leur mise en place. Il semble même d'après la considération des coupes de la Pl. VII, montrant les quartzites siluriens à disposition synclinale des massifs de Bécherel et Hédé, que ces strates y aient flotté pour ainsi dire sur le bain granitique de l'ellipse de Bécherel en formation, en le recouvrant comme d'une cloche. Ces coupes restaurées (pl. VII, fig. 2-4) font ainsi ressortir le gisement laccolitique du granite, et témoignent en faveur des conclusions acquises par les grands travaux de M. Michel Lévy (1) et de M. George Barrow (2) sur les roches granitiques de la France et de l'Ecosse.

On verra d'autre part, en jetant les yeux sur la carte (pl. III) que l'ellipse granitique de Bécherel n'est pas isolée suivant un axe anticlinal transverse E. N. E. — O. S. O., mais que cette ligne se trouve au contraire jalonnée par un chapelet d'ellipses, de stocks et de bosses granitiques, de Lanrelas (Côtes-du-Nord) à Feins et Fougères (Ille-et-Vilaine) : ce granite a donc suivi dans sa venue l'axe anti-

(1) Michel LÉVY : Bull. Carte géol. de France, 193, no 36.

(2) George BARROW : Quart. Journ. géol. Soc. 1893, Vol. 49, p. 354.

clinal de Fougères. Des culots, comme celui de Rouillac (p. 225) sont situés en dehors de l'axe du pli anticlinal de Fougères, mais ils appartiennent soit à des lignes parallèles, soit à des rameaux ou apophyses des ellipses précédentes, profitant pour leur mise en place, de points prédestinés, déterminés d'avance, faciles à interpréter dans la région.

La succession de deux ridements, reconnue plus haut, qui nous dévoile si simplement la cause de la torsion du plan axial du bassin de Bélair, et que nous signalons comme un des faits fondamentaux acquis par cette étude, est loin de constituer un fait nouveau pour la science. Lossen dans le Harz avait observé déjà, la succession de deux mouvements (*Niederlandisch* et *Hercynisch*), venant du S.-E., puis du S.-O., dont l'ensemble avait également produit une torsion de la chaîne. Lossen cependant admettait pour le Harz, que ces mouvements successifs, de sens différent, étaient l'un ante-granitique, l'autre post-granitique : les mouvements de plissement paraissent tous, antérieurs au granite de Bécherel.

Ces deux ridements du sol, successifs et différents en direction, bien que tous deux carbonifères, se sont faits sentir dans toute l'étendue de la Bretagne, dont ils nous expliquent à la fois la structure et l'orographie. Au premier, nous avons donné le nom de *Ridement de la Cornouaille* (Axe de Bélair de ce Mémoire), au second, le nom de *Ridement du Léon* (Axe de Fougères) (1).

L'intrusion du granite de la région est postérieure au *ridement de la Cornouaille*, puisque cette roche tranche toutes les couches redressées par ce système ; elle est aussi postérieure au *ridement du Léon*, puisque c'est suivant les lignes anticli-

(1) Ch. BARROIS : Légende de la feuille de Plouguerneau, Paris, 1893. Service de la carte de France.

nales du Léon, que le granite a opéré son ascension, lente et tranquille, en coupant sans les déranger, les bandes redressées qui le recouvraient : il est par contre affecté par le mouvement de tassement du bassin, 3^e phase distinguée précédemment, qui reprend la direction du premier système.

Il nous reste à parler d'une dernière dislocation du sol, dont le centre de la Bretagne a conservé l'empreinte. La région que traverse le synclinorium de Bélair, est en effet affectée par tout un réseau de fentes généralement linéaires et dont l'ouverture est en relation avec les accidents antérieurement décrits. Ces cassures ont livré passage aux dykes de diabase ophitique, et sont par suite faciles à suivre à la surface du pays. Elles ont été déjà tracées sur les feuilles publiées, d'Avranches de MM. Potier et de Lapparent, d'Alençon de M. Bigot, et sur nos feuilles de Pontivy, Rennes et Dinan, où leur âge carbonifère a été établi.

Ces dykes de diabase se montrent alignés, suivant des directions parallèles, approximativement N.-S. ; or, cette direction à peu près uniforme sur les trois feuilles d'Avranches, Alençon et Dinan, se modifie d'une façon générale et évidente, en approchant du synclinorium de Bélair. Ces dykes sont dans des *blättern*, correspondant à des failles de décrochement, postérieures au granite et aux failles d'étirement ; elles sont dues à la résistance aux mouvements latéraux, plus grande dans les parties granitiques (Bécherel, Rouillac, Plouguenast), que dans les parties schisteuses, moins massives, comprises entre elles.

Un coup d'œil sur notre carte (pl. III) fera mieux voir le plan de déviation, que l'examen des cartes détaillées ; elle montre en effet le raccordement, suivant des directions relevées à la boussole, des divers affleurements isolés des filons représentés sur les feuilles au 1/80,000.

On constate ainsi, qu'au N. de l'ellipse granitique de

Bécherel, un premier faisceau de ces filons de diabase (Evran, Tinténiac), épouse la direction N.-E., mais bientôt il s'incurve en forme de S, en s'appuyant sur le synclinal central qu'il ne dépasse pas au sud ; un second faisceau de ces filons (Broons), paraît s'enraciner au N. du massif de Caulnes, en divergeant vers le N.-O. ; un troisième et dernier groupe de ces filons (Plouguenast) forme une sorte de gerbe, couchée au S.-E., au midi du massif d'Uzel.

Ainsi l'observation sur le terrain a montré qu'autour du synclinal central, les *filons de diabase, au lieu de présenter une direction dominante unique N.-S., se groupent en une série de gerbes, enracinées pour ainsi dire, sur les bords du massif synclinal, de part et d'autre de son axe, et divergeant à partir des courbures, à convexité maxima, des contours du massif.*

L'analogie de cette disposition avec celles qui ont été obtenues artificiellement par M. Daubrée, établirait s'il était nécessaire, l'identité des cassures obtenues par torsion, dans la nature et dans le laboratoire. Chacun se rappelle en effet l'expérience célèbre à laquelle nous faisons allusion, où soumettant entre des mâchoires, une plaque de verre, à une torsion hélicoïdale de 20°, M. Daubrée vit se produire à des distances régulières des bords libres droit et gauche du ruban, des faisceaux rayonnants de fentes.

L'ascension des diabases dans les cassures ainsi produites par torsion, de part et d'autre de la zone synclinale qui s'affaissait, peut aussi de son côté être attribuée aux mouvements orogéniques de la région ; les matières fluides internes ont dû en effet être refoulées dans les fractures rayonnantes préexistantes, par les tranches du bassin de Belair, qui s'effondraient suivant les failles de tassement à pendage nord. En d'autres termes, la production des failles de décrochement étant considérée comme une conséquence des failles de plissement (étirement) de la région, on peut

voir dans l'ascension des diabases, le corollaire de la formation des failles d'affaissement. (Voir plus loin, fig. 26, relativement au classement des failles).

Les divers magmas qui donnèrent naissance aux roches massives du massif, se sont élevés de même dans l'écorce, à la faveur des principaux mouvements du sol reconnus dans la région : le magma granitique à la faveur du plissement du Léon, le magma diabasique grâce au mouvement des failles de tassement.



CHAPITRE VI

MASSIF DE SAINT-AUBIN-D'AUBIGNÉ

Planche VIII

Compris entre les vallées de l'Ille et du Couesnon, s'étend le massif de St-Aubin-d'Aubigné, si bien exploré par M. Lebesconte, et comprenant les localités fossilifères célèbres de Gahard, Bois-roux et Quénon. Il présente au stratigraphe, quelques traits généraux :

1° Allongement du massif de O. à E., et répétition des mêmes couches du N. à S.;

2° Dissymétrie des bords N et S., avec localisation du terrain carbonifère au S. du massif, où il est très nettement limité au midi, par une importante ligne de faille, oblique à la direction des couches, et qui met directement le Carbonifère en contact avec le Précambrien ;

3° Inclinaison dominante des couches vers le sud, montrant que leur ensemble dépend de plis déjetés vers le nord ;

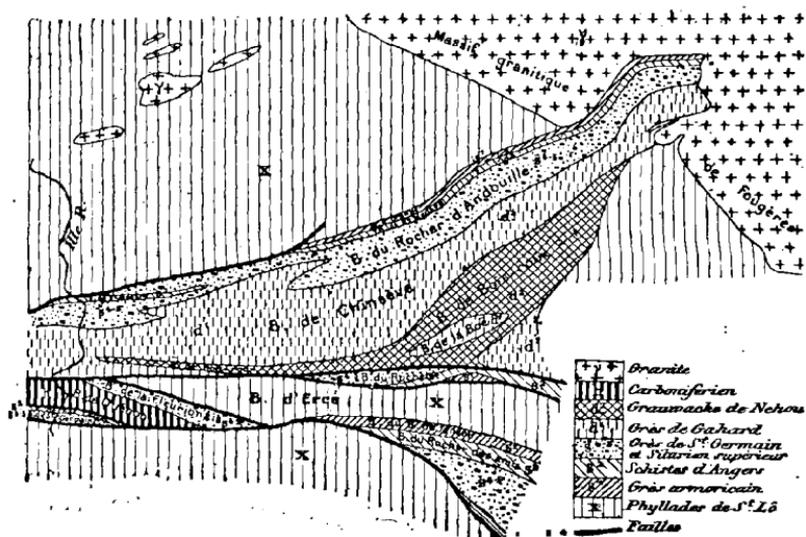
4° Terminaison brusque du bassin siluro-dévonien dans l'ellipse granitique de Fougères, qui l'arrête et le remplace finalement, après l'avoir légèrement dévié.

Nous allons décrire successivement les divers termes reconnus dans ce massif, en les suivant dans le même ordre que précédemment. L'esquisse ci-dessous montrera l'ordre et la succession des différentes bandes distinguées.

Fig. 13.

Esquisse géologique du massif de St-Aubin-d'Aubigné

Echelle 1/200.000



LÉGENDE : *Faisceau de St-Médard* : 1. Bande d'Orange ; 2. B. de St-Médard ; 3. B. du Rocher d'Andouillé ; 4. B. de Chinsève ; 5. B. du Boisroux. — *Faisceau de St-Germain* : 1. Bande du Rochelet ; 2. B. d'Ercé ; 3. B. de Janson ; 4. B. du Rocher des Amis ; 5. B. de la Fleurionais ; 6. B. de Quénon ; 7. B. du Bas-Couyet ; 8. B. de St-Germain-sur-Ille.

1^o Faisceau de Saint-Médard

1. **Bande d'Orange** (S^t) : On peut rapporter au grès armoricain la bande de grès qui s'étend d'Andouillé à Vieux-Vy, au N. du massif. Il affleure à Princé, au S. d'Andouillé, dans le bois de Fertay où il est exploité, ainsi qu'à l'étang de Massot et au Claret. De là, à Vieux-Vy, il

forme une crête rocheuse, continue, très pittoresque, qui supporte le vieux Château d'Orange dans la Vallée du Couesnon et forme sur l'autre rive la Roche-aux-Merles.

Dans cette bande, le grès armoricain ne présente plus l'aspect anormal observé dans les précédents massifs, mais a repris au contraire son apparence typique. C'est le grès blanchâtre, massif, à grains moyens, si connu en Bretagne; au Claret cependant, il présente encore des bancs à gros grains passant à l'arkose, avec *Scholithes*, et montrant le passage de ce faciès au précédent. L'inclinaison uniforme est S. = 45° à 80° d'Andouillé à Vieux-Vy : nous n'avons pu retrouver ce grès à O. d'Andouillé. Son épaisseur ne dépasse pas 20^m.

2. Bande de St-Médard-sur-Ille (S²) : La tranchée du chemin de fer traverse à St-Médard, près la gare, les schistes d'Angers (S.), épais d'environ 50^m et fossilifères ; ils se montrent encore sur la route de St-Médard à Montreuil, et présentent enfin des affleurements plus douteux à H^t-Mezeray, Patience. De Princé à Vieux-Vy, ils forment une bande continue que l'on voit affleurer en nombre de points, reposant sur le grès armoricain. Au N. de St-Médard, ils butent directement contre les schistes précambriens, sans interposition du grès armoricain.

3. Bande du Rocher d'Andouillé (S³⁻⁴) : Cette bande comprend deux termes superposés : l'inférieur formé de grès de St-Germain, d'âge ordovicien ; le supérieur formé de schistes ampéliteux avec sphéroïdes et d'âge silurien. La rareté des affleurements de ce dernier système, formé de roches tendres, toujours cachées par la végétation, nous a empêché de les distinguer sur la carte, malgré l'importance conventionnelle de la ligne qui sépare l'Ordovicien du Silurien supérieur.

Le grès de St-Germain forme au N. du bassin, une bande continue de St-Médard à Vieux-Vy; il repose sur les schistes ardoisiers de la bande précédente, dans les tranchées du chemin de fer de St-Médard et sous le bourg même (S. = 75°). Au Cours-Roger, H^t-Aunay, Rocher d'Andouillé, le grès incline S., et présente la trace d'ondes synclinales subordonnées, qui s'étalent vers l'est. On en a la preuve dans le parallélisme de plusieurs bandes de grès, d'Andouillé à Claret, dans leurs inclinaisons inverses, et dans le gisement de part ou d'autre des grès, de lambeaux de schistes ampéliteux à graptolites (1), ou de schistes à sphéroïdes (Les Cours Roger, O. du cimetière de St-Médard, E. du Tilleul, Rocher d'Andouillé, La Ménardais).

Le grès de St-Germain est bien exposé dans les carrières du Rocher d'Andouillé, dans celles du bois de Vieux-Vy, et dans le district de Pavée sur le Couesnon, où il paraît présenter plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

4. **Bande de Chinsève (d¹)** : Cette bande continuation de celle du Bois de Cranne est formée comme elle, de grès dévonien fossilifères. Elle est directement superposée au S. de St-Médard, aux schistes à sphéroïdes du Silurien supérieur, incline également au S., et présente un affleurement continu de St-Médard à Gahard, avec une épaisseur apparente de 2 kil. — Des inclinaisons N., observées localement, comme dans la tranchée du chemin de fer, peuvent être attribuées au voisinage immédiat de la vallée. — L'épaisseur présumée de 2 kil. paraît exagérée pour cet étage et probablement dû à des plissements.

(1) *Monograptus priodon*, *M. colonus*, *M. Galaensis*, *M. Riccartonensis*, *Retiolites Geinitzianus*, au Rocher d'Andouillé; *Monograptus colonus*, *M. Galaensis*, *M. comerinus*, *M. continens*, à la Ménardais, d'après nos déterminations.

On peut cependant reconnaître dans cette bande, deux divisions sur le Couesnon : l'inférieure formée de schistes avec quartzites verdâtres est exploitée à Lande-Chaude (carrière du Père-Beaulieu), où elle représente *l'étage de Plougastel* ; la supérieure formée de grès blanchâtres avec concrétions ferrugineuses, affleure au S. de la précédente, vers le moulin aux Moines, elle est très fossilifère et représente *l'étage de Landévennec*, du Finistère.

5. Bande du Bois-Roux (d²) : Située au S de la précédente, cette bande comprend des grauwackes fossilifères à faune de Néhou, disposées sous forme d'un ruban unique, qui se subdivise à l'est, en deux plis synclinaux, distincts, séparés par le petit anticlinal de grès dévonien si fossilifère de la Boë (grès de Gahard).

Le petit synclinal septentrional contient au N. de la Boë, les belles carrières de calcaire du Bois-Roux, à faune de Néhou (S = 30) (1) ; ce niveau se suit à l'est, à la Berthais, Forêt de Haute-Sève, La Gerbaudais, l'Aulnerais.

Le petit synclinal méridional, montre à l'Aubriais, la Fontenelle, des schistes et grauwackes à Brachiopodes de Néhou (N = 75°) ; on reconnaît le calcaire de Bois-Roux dans le ravin de la Bécassière : ces deux petits synclinaux se confondent à E. de la Boë, pour n'en plus former qu'un seul à E. de Gahard, de la Gerbaudais au Gat.

Toute la partie septentrionale du bassin de St-Aubin-d'Aubigné, comprenant les cinq bandes que nous venons de décrire sommairement, présente donc une assez grande régularité et correspond dans son ensemble, à la moitié septentrionale d'un pli synclinal normal. Nous allons voir

(1) Cette faune a été étudiée par M. Rouault et par M. Lebesconte ; une liste des espèces citées a été donnée dans mon Mémoire sur le Calcaire d'Erbray (Lille 1889).

que les bandes qui suivent vers le sud, présentent comme d'ordinaire, une régularité beaucoup moins grande, et laissent même certaines incertitudes dans leur classement.

2° Faisceau de Saint-Germain

1. **Bande du Rochelet** (S^{2.3.4}) : Au N. du Rocher-Feron et près le moulin du Rochelet, affleurent des schistes ardoisiers, qui prennent un plus grand développement dans le massif suivant de St-Aubin-du-Cormier, où ils ont été exploités. Ces schistes contiennent près du moulin, des fossiles de la faune d'Angers : *Calymene*, *Redonia*, *Orthis*, *Beyrichia*. Ils sont surmontés par les grès de St-Germain, visibles à la Daviais, la Péraudais, N. la Havardais ; puis, dans les champs de la Potinais, par les schistes fins, pyriteux, ampéliteux, avec sphéroïdes et très fossilifères (*Cardiola interrupta*, *Orthocères*) du Silurien supérieur. Il est difficile, malgré l'état des affleurements, d'interpréter autrement que par des failles l'extrême réduction de cette bande.

2. **Bande d'Ercé** (x) : Nous distinguons sous ce chef, une série de schistes bleuâtres, foncés, argileux, avec lits de grauwackes ou grès feldspathiques tendres, de couleur grisâtre, claire, formant une région assez étendue, pauvre en affleurements. On les observe dans les tranchées des chemins, à la Coutancière, Gareffe (S.), Le Clos, Le Val (S.=80°), La Cheminée, Ercé, Noyalet, La Gerodais. En l'absence de fossiles, nous avons hésité longtemps à classer cette bande dans l'étage x, d'après ses seuls caractères lithologiques et stratigraphiques.

3. **Bande de Janson** (S¹) : Amorcée dans ce massif, la bande de ce nom, présente un bel affleurement dans les carrières du Rocher-Moriaux, au S.-E. de Saint-Aubin

d'Aubigné. Des lits de grès durs, psammitiques (S.=80°), sans fossiles, présentent des lits subordonnés de grès graveleux passant à l'arkose, qui nous paraissent caractéristiques, dans la région, du niveau du grès armoricain. Du Rocher-Moriaux, ces bancs se suivent sous forme d'une crête continue, vers le Rocher-des-Amis, la Coulonserie, et le Sud de la Forêt de Sevailles.

4. Bande du Rocher-des-Amis (S²) : Au S. de la bande précédente, mais présentant un beaucoup moins grand développement, on distingue un affleurement de *schistes ardoisiers* (S²), depuis le Rocher-Moriaux, au Rocher-des-Amis et la Cour-Robert.

5. Bande de la Fleurionais (S³) : Cette bande qui s'étend du Clos-de-la-Rotte, près la ligne du chemin de fer, jusqu'à la Grettai, près la limite de Chasné, est assez difficile à suivre, en l'état des affleurements. On reconnaît les caractères lithologiques du grès de Saint-Germain, dans les carrières du Clos-de-la-Rotte, à la Fleurionais, et notamment dans le ravin à l'ouest de cette localité, où une carrière a fourni à MM. Lebesconte, Seunes, Kerforne, divers fossiles de ce niveau ; on les reconnaît encore aux Fougerais, où ils ont été exploités, à O. du Four-à-Chaux, de Launay-André à la Grettai. Malgré une solution de continuité évidente, il semble rationnel de considérer les affleurements de la lande de Beaugée comme formant l'ancien prolongement de cette même bande ; ces bandes épousent en effet la même direction, et la faunule recueillie à la Fleurionais nous semble identique à celle qui est connue dans les landes de Beaugée. Le minerai de fer exploité dans cette lande de Beaugée, dans un gîte qui nous paraît dû à un relèvement de schistes d'Angers, se reconnaît également dans les champs de la Fleurionais.

6. **Bande de Quénon** (h) : On a ouvert à Quénon, pour l'exploitation de la pierre-à-chaux, une importante carrière de calcaire, d'une épaisseur de 30^m à 40^m (incl. S. = 75), et qui a fourni à MM. Lebesconte⁽¹⁾ et Bézier⁽²⁾, une riche faune carbonifère avec *Phillipsia*, *Productus*, *Spirifer*, *Chonetes*, *Orthis*, *Euomphalus*, *Syringopora*, caractéristiques de ce Terrain.

Si cette intéressante découverte a mis hors de doute l'existence du Carbonifère dans la région, permettant en même temps de fixer le ridement du bassin central de Bretagne, à une époque postérieure à celle du Calcaire Carbonifère, il n'en reste pas moins très difficile de fixer actuellement les limites de cette formation et même d'indiquer sur quelles couches elle repose ?

MM. Seunes, Kerforne, et Lebesconte⁽³⁾ ont réuni à cette même formation des grès grossiers noirs, tendres, feldspathiques, passant à l'arkose, alternant avec des schistes bleuâtres et des bancs de porphyroïdes, qui s'étendraient de Quénon au delà de Bel-Air en St-Germain. On doit se demander encore, si ces couches sont séparées des bandes précédemment décrites par des failles, ou si elles reposent sur elles, en discordance, comme dans le Finistère et la Mayenne ? Le Carbonifère nous a présenté de haut en bas, la succession de niveaux suivants, dans cette bande de Quénon :

- 1^o Schistes bleu-noir, parfois fossilifères, avec lits de grauwacke grise, et lentilles de calcaire fossilifère.
- 2^o Porphyroïdes, en couches interstratifiées, dans les précédentes.
- 3^o Grès à gros grains, arkoses et poudingues.

(1) LEBESCONTE : Comptes-rendus Acad. Sciences, 25 août 1890, p. 366.

(2) BÉZIER : Comptes-rendus Acad. Sciences, 8 septembre 1890, p. 403.

(3) Bull. Soc. géol. de France, 22 janvier 1894.

Les schistes qui constituent la plus grande masse de la formation sont bleuâtres, pyriteux, charbonneux, de couleur foncée, sub-ardoisiers et généralement dépourvus de fossiles ; ils ont cependant fourni à M. Lebesconte des espèces caractéristiques près Bois-Marie, sur la ligne du chemin de fer, et parmi lesquels M. Oehlert a reconnu *Orthis Michelini*, *Productus semireticulatus*. Parfois il rappellent par leurs caractères lithologiques l'aspect des schistes ardoisiers d'Angers (Bas-Couyet), ou présentent des couches rouge lie-de-vin (Quéron), comme aux environs de Chalonnès, sur la Loire.

Les porphyroïdes de Quéron, roches phylliteuses à pâte de pinitoïde (1), renferment généralement des grains de quartz bipyramidés, des cristaux porphyroïdes de feldspath et des plages de micropegmatite : nous devons ici les considérer comme étant d'origine sédimentaire, puisqu'ils sont régulièrement interstratifiés à un même niveau du Carbonifère, et qu'ils contiennent des galets roulés de quartzite et de porphyre, à La Barillère, au Bas-Couyet. A côté de ces variétés, qui passent au poudingue, il en est d'autres (Montreuil-le-Gast), qui passent au porphyre quartzifère, et qui correspondent vraisemblablement à des nappes épanchées à l'époque des dépôts ?

7. Bande du Bas-Couyet (S²) : Sous le village de ce nom, près du canal, affleurent des schistes ardoisiers, qui nous ont fourni les fossiles caractéristiques de ce niveau : *Cal. Tristani*, etc. Ils se trouvent immédiatement au sud des grès feldspathiques précédents, rapportés au Carbonifère.

(1) La pinitoïde décrite par A. Knop en Saxe, et provenant de l'altération de cristaux d'orthose, ne nous paraît guère distincte de la paragonite décrite par M. Jannettaz dans les porphyroïdes carbonifères (*Blaviérites*) de Changé, dans la Mayenne (Bull. Soc. géo. de France, T. X, p. 396, 1881.

8. Bande de Saint-Germain-sur-Ille (S³) : située immédiatement au S. de la précédente, elle limite de ce côté le massif de Saint-Aubin-d'Aubigné : elle constitue une ligne de hauteurs, remarquable dans le paysage, et séparée brusquement par une faille, de la plaine située au S., où affleurent les schistes de Saint-Lô.

Cette bande est admirablement exposée dans les tranchées du chemin de fer, où sont ouvertes de grandes carrières, qui ont fourni à M. Lebesconte (1) une faune spéciale, et le type de cet étage des grès de Saint-Germain : *Dichograptus foliaceus*, *D. angustifolius*, *Orthis redux*, *O. Budleighensis*, *O. pulvinata*, *Adranaria*, *Lyrodesma*, *Dalmanites incertus*, *Calymene Bayani*, *Homalonotus Vicaryi*.

Les grès blancs, ou bleuâtres dans les parties fraîches, forment des dalles un peu micacées, psammitiques, séparées par des lits argilo-schisteux, noirs, charbonneux. Cette bande se raccorde à l'ouest avec celle de Montreuil-le-Gast ; elle se suit à l'est, sous le bourg de Saint-Germain, et vers la Béchardière où elle disparaît, enlevée par faille jusqu'au bourg de Liffré, où elle reparait à nouveau.

3° Ellipse granitique de Fougères

Le granite des environs de Fougères se rattache à l'ellipse granitique de Bécherel, par un chapelet de petits culots, de Feins à Montreuil-sur-Ille. Ce granite est une roche à grains moyens, riche en mica noir, souvent altérée en une arène brunâtre. Ses plus beaux affleurements se trouvent dans la vallée du Couesnon, de Vieux-Vy à Saint-

(1) LEBESCONTE et DE TROMELIN : Bull. Soc. Géol. de France, T. 4, 1877, p. 13.

Ouen-des-Alleux, St-Marc; il est traversé par un assez grand nombre de filons plus récents de granulite fine ou aplité et de quartz. Les phyllades de Saint-Lô sont profondément modifiés au contact de ce granite, et transformés en schistes micacés et en leptynolithes, tant au N. du massif de Saint-Aubin-d'Aubigné (Sens-de-Bretagne, Sautoger), qu'au S. de ce massif (La Bergerie, la Prévotais, Mézières) : près les contacts, il envoie parfois des filonnets minces dans les leptynolithes (La Chaîne-Rambourg en Mézières, etc.).

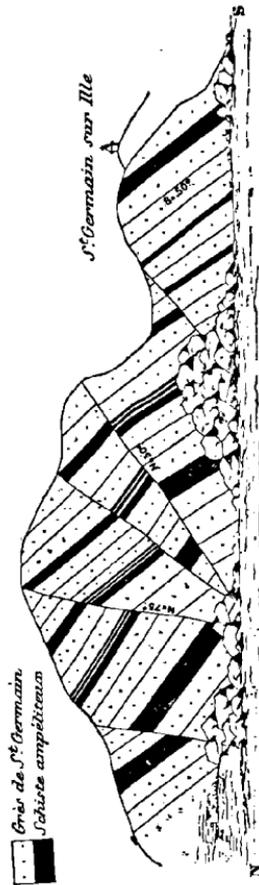
Au N. et au S. de Pavée, on observe dans la crête d'Orange d'une part, et au Moulin-aux-Moines sur le Couesnon, d'autre part, le contact des terrains paléozoïques et du granite. Le contact s'y fait toujours entre le granite et des bancs de quartzite, siliceux, durs, à grains de quartz cristallin, où nous n'avons pas reconnu le développement par voie métamorphique de nouveaux silicates. Ce contact est particulièrement intéressant, au S. du massif, de Menotière à la Rofinière : on y voit une crête de quartzite rose, recristallisé, où le grain et la stratification ont disparu et qui ressemble à un filon de quartz ferrugineux. En descendant de là, vers le Moulin-aux-Moines, on constate dans le petit bois, que ce quartzite est complètement isolé dans le granite, qui le limite au N. et au S., rappelant ainsi la persistance dans le granite, des crêtes quarzeuses, déjà décrites dans le massif de Bécherel.

Le contact entre le granite et les tranches des diverses couches paléozoïques, schistes et grès de ce massif, qu'il serait si intéressant d'étudier en détail, se fait malheureusement dans les landes à E. des maisons de Pavée, où on n'observe aucun affleurement : la lande est jonchée de blocs disséminés de quartzite et de granite, témoins des deux formations, dont la limite est ainsi indécise, et le contact invisible.

CONCLUSIONS

Aucun point du bassin de Bélair, ne montre avec plus de clarté, que les carrières du chemin de fer de St-Germain-sur-Ille, la disposition qui nous a paru capitale pour l'inter-

Fig. 14.



Coupe des carrières longeant le chemin de fer de St-Germain-sur-Ille, montrant les veines d'ampélite, coupées et rejetées, par les failles de tassement.

prétation de la structure générale de ces massifs. On voit en effet dans ces carrières, avec une netteté schématique, une succession de bancs de grès blancs, séparés par des lits minces de schiste noir, ampéliteux, dont l'ensemble pend au sud ; on y reconnaît que ces couches sont découpées en gradins, par une série de petites failles, inclinées uniformément vers le nord, bien que sous des angles un peu variables, et dont la lèvre nord est uniformément effondrée.

Cette observation est grandement facilitée, comme le montre la figure, par les couleurs et les caractères si tranchés des schistes noirs et des grès blancs : leur disposition réciproque rappelle celle qui est ordinaire aux coupes du terrain houiller, et on peut de même, y suivre les veines ampéliteuses, à leur épaisseur et à leurs distances relatives. On suivra particulièrement bien un faisceau de trois veines voisines, figuré sur la coupe et respectivement épaisses, l'une de 1,50, les deux autres de 0,20, faisceau qui permet de mesurer les rejets avec une grande précision.

L'étude de ces grandes carrières, se recommande ainsi tout particulièrement, à ceux qui voudraient se rendre compte de la réalité des mouvements orogéniques invoqués, pour interpréter la tectonique du bassin. Si l'on prend en considération cette structure si spéciale, on constate que la simple application des faits observés dans cette tranchée, explique sans laisser de place à l'hypothèse, la structure d'ensemble du massif de St-Aubin. De part et d'autre en effet, on reconnaît un ensemble de couches, à pendage dominant sud, coupées par un réseau de failles pendant, plus ou moins, en sens inverse, vers le nord.

La structure de ce massif, diffère peu d'ailleurs de celle du reste du bassin ; il présente une série de couches siluro-carbonifères redressées jusqu'à la verticale, avec un faible pendage dominant au sud, et limitée de part et d'autre, au N. et au S., par les phyllades de St-Lô, semblablement

inclinés. La moitié septentrionale de ce massif est remarquable par sa régularité, montrant à part quelques plissements de détail, le bord nord d'un bassin synclinal; sa moitié méridionale par contre est plus complexe et plus découpée, ses affleurements dessinent sur la carte, un parquetage de blocs elliptiques, juxtaposés, allongés parallèlement, et ne présentant guère entre eux, de relations de superposition.

Le profil en travers, de ce massif, s'obtiendra facilement, si après avoir reporté suivant un même méridien les bandes précédemment décrites avec leurs épaisseurs, leurs inclinaisons S. et leurs relations réciproques, on vient à séparer par des failles (incl. N. = 30°), les termes entre lesquels, la série admise des couches de la région, présente des lacunes. On obtient ainsi la coupe (Pl. VIII, fig. 1).

Si sur cette figure, on fait jouer les failles, comme l'indique le schéma (Pl. VIII, fig. 2), de façon à reconstituer le tracé primitif des courbes décrites par les couches, on constate qu'elles dessinaient avant la dénivellation, due au système des failles, un synclinorium double, couché, à concavité tournée vers le nord. On reconnaît encore dans ce double synclinal, les deux *ptis concaves de Gahard et de Liffré*.

En raison de l'étendue et de la complication relative de ce massif de Saint-Aubin d'Aubigné, nous en avons dressé une seconde coupe transversale, menée plus à l'est, suivant le méridien de Chasné. La comparaison de cette coupe avec la précédente, montre à côté de quelques modifications de détail, une très grande unité de plan (Pl. VIII, fig. 3).

Si comme précédemment, on restaure la figure primitive du bassin, sous Chasné, en raccordant les blocs déplacés par les failles, on retrouve le même synclinal qu'à Saint-Germain, avec sa forme en *W* couché; toutefois il diffère de celui-ci, par le relèvement plus marqué de l'anticlinal

central qui sépare les deux ondes synclinales de Gahard et de Liffré (Pl. VIII, fig. 4). Ce relèvement en voûte du Précambrien, au centre du synclinal de Bélair, n'est pas sans intérêt : nous y avons vu la preuve du dédoublement en *W* du synclinorium, sous Saint-Germain, qui nous avait d'abord échappé ; il nous prépare en outre à reconnaître dans le massif de Saint-Aubin-du-Cormier, les synclinaux si évasés de Livré et de la Bouexière, comme les continuations des deux étroites ondes synclinales, parallèles, suivies sans interruption, d'un bout à l'autre du bassin de Bélair (*Plis de Gahard et de Liffré*).

Le massif de St-Aubin d'Aubigné offre donc comme les massifs plus occidentaux du bassin de Belair, la structure d'un synclinorium en *W*, comprenant deux ondes synclinales. L'onde synclinale du midi, formée par le faisceau de St-Germain, plus profonde et remplie de couches carbonifères, correspond au *pli de Liffré* ; l'onde synclinale du nord, désignée sous le nom de *pli de Gahard*, dépend du faisceau de St Médard, elle paraît moins profonde que la précédente, puisqu'elle ne présente en son centre que des couches dévoniennes.

Dans ce massif toutefois, le Carbonifère n'a pas encore été observé en superposition immédiate sur les niveaux supérieurs du Dévonien ; il est au contraire, associé de telle façon au Silurien (S³), qu'il est difficile de distinguer ces terrains, et qu'on ne les trouve jamais l'un sans l'autre, dans les faisceaux de Montreuil-le-Gast et de St-Germain-sur-Ille. Il y a entre eux des répétitions si fréquentes, et même une si grande analogie lithologique, qu'on doit admettre que le Carbonifère s'est surtout ici formé aux dépens du Silurien (S³), et qu'il le recouvre directement sans interposition du Dévonien. Ainsi, dans le synclinal méridional du massif de St-Aubin d'Aubigné (*pli de Liffré*), le Carbonifère repose transgressivement sur le Silurien (S³),

nous fournissant un nouvel exemple d'un fait déjà signalé dans le Finistère et la Mayenne.

La coupe de Chasné (pl. VIII, fig. 3) exprime graphiquement ce fait, de la transgression du Carbonifère sur le Dévonien, dans le bassin de Belair. Il est plus difficile de préciser suivant quel méridien elle dût s'accomplir? A l'ouest du bassin, les deux plis dévoniens de Gahard-Liffré, sont remplis également par le Carbonifère (massif d'Uzel); à l'est du bassin, un seul de ces plis (*pli de Liffré*) contient des couches carbonifères, le Dévonien étant limité à l'autre pli (*pli de Gahard*). Il y a lieu de penser que la mer carbonifère avait déjà dépassé les limites des sédiments dévoniens, dès le massif de Colinée, à l'est, mais le fait ne nous paraît suffisamment établi que dans les massifs de Hédé et de St-Aubin-d'Aubigné.

Il reste à évaluer le degré d'incertitude que cette transgression laisse à nos coupes? La comparaison des deux coupes du massif de St-Aubin-d'Aubigné (pl. VIII, fig. 1 et 3), où nous avons à dessein fait figurer le Dévonien, dans l'une d'elles, dans celle de Saint-Germain, contrairement à nos conclusions (pl. VIII, fig. 1) et non dans l'autre (pl. VIII, fig. 3), montre que cette importante différence de composition n'influe guère sur la tectonique générale de la région. La modification orogénique la plus importante apportée par cette transgression, consiste dans la réduction du synclinal sud (*pli de Liffré*) en profondeur et en étendue (pl. VIII, fig. 3); cette modification aurait l'avantage de diminuer sur nos planches, au S. du bassin, la masse du paquet synclinal, abandonné à l'action destructive des dénudations. Seule, l'œuvre de la dénudation subaérienne, se trouverait ainsi considérablement amoindrie dans nos coupes, si comme nous le croyons, le Dévonien n'existe pas sous le Carbonifère du *pli de Liffré*, dans la partie orientale du bassin de Belair.

Quoiqu'il en soit, le *pli de Liffré*, dans ce massif de Saint-Aubin-d'Aubigné, est très resserré et entrecoupé de longues failles longitudinales ; au contraire, le *pli de Gahard* est remarquable par son développement régulier et son excessive largeur, comme aussi par son mode de terminaison très spécial, dans l'ellipse granitique de Fougères. Les couches diverses, grès et schistes, du faisceau de Saint-Médard, qui constituent ce *pli de Gahard*, se continuent à l'est et sans grande modification à l'intérieur de l'ellipse granitique de Fougères, sous forme d'une sorte de carène proéminente, large de 1 kilomètre, et qui déborde de ce côté de plusieurs kilomètres les phyllades de Saint-Lô, interrompus brusquement et métamorphisés par le granite.

La terminaison orientale du faisceau de Saint-Médard, montre ainsi au contact de l'ellipse granitique de Fougères, des faits comparables à ceux qui ont été décrits à l'est du massif de Caulnes, quand il nous a fait voir la pénétration de ses bancs quarzeux dans l'ellipse granitique de Bécherel. Nous devons dire que nos recherches pour trouver sur son prolongement à l'intérieur du massif granitique, des crêtes quarzeuses analogues à celles que nous signalions plus haut dans ce massif de Bécherel, n'ont pas été couronnées de succès. Toutefois l'éperon de quartzites siluro-dévonien qui entre à Vieux-Vy dans le flanc de l'ellipse granitique de Fougères, présente une déviation, une sorte de coude, qui mérite de fixer l'attention, en ce qu'elle explique l'apparente anomalie sur laquelle nous venons d'appeler l'attention.

C'est qu'en effet, ce déplacement ne saurait être attribué à l'influence du granite ; il en est indépendant, et se montre en relation avec un décrochement des couches, antérieur à l'intrusion du granite. Par suite de ce décrochement, la trace de ces couches dessine à la surface du sol une courbe en Z, qui ramène et fait tourner ces couches autour de la Forêt de Haute-Sève, pour constituer le massif de Saint-

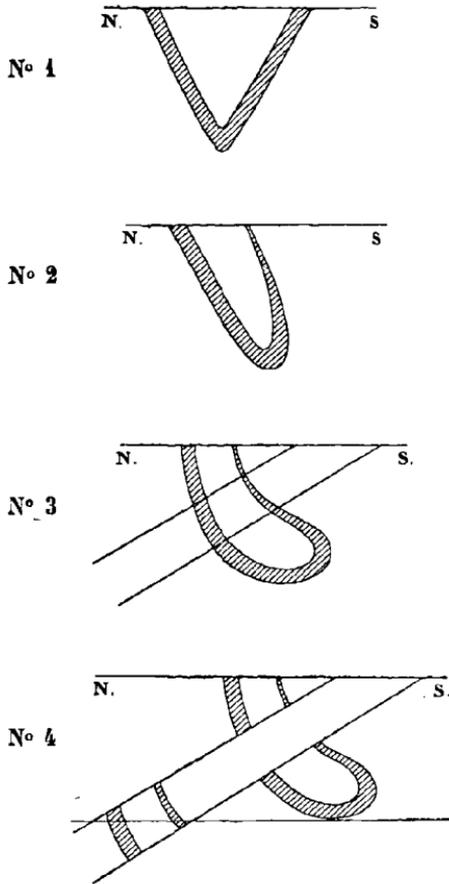
Aubin-du-Cormier, dont il va être question, et où ce fait sera positivement démontré. Il n'y avait donc pas lieu de rechercher comme nous l'avons fait, le prolongement des crêtes quarzeuses du faisceau de Saint-Médard, à l'intérieur de l'ellipse granitique de Fongères.

Si poursuivant l'étude, on cherche maintenant une vision d'ensemble du massif de St-Aubin-d'Aubigné, on trouve devant soi, mieux posé, un problème déjà résolu dans le chapitre précédent : tandis en effet, que le plan axial de ce massif synclinal pend au sud, les failles qui l'affectent pendent au contraire au nord ! Ces deux plans forment ainsi entre eux un angle obtus, tandis qu'ils comprenaient un angle aigu dans le massif de Caulnes. C'est d'ailleurs la plus grande différence que nous puissions signaler entre la structure de ces deux parties extrêmes E. et O., du bassin de Bélaïr. Nous l'avons expliquée par un glissement en sens inverse, accompagné d'affaissement, de part et d'autre de la voûte anticlinale de Fongères.

A part cette différence, dans le sens du renversement, la succession des phénomènes a été la même aux deux extrémités du bassin : on y distingue également une première phase, correspondant au ridement des couches en un pli synclinal (pli de Bélaïr), à plan axial déjeté (pli de Fongères), et une autre phase correspondant à sa dénivellation par failles, en tranches successives, descendues au N. (failles d'affaissement).

Ces phases successives peuvent être attribuées, dans ce massif, malgré leurs manifestations si opposées, à la continuité d'un même effort orogénique : elles résultent naturellement de la combinaison d'un mouvement d'affaissement avec un mouvement horizontal, dirigé du S. au N. — Le creusement d'un pli synclinal, déjeté au N., qui rentre dans la première phase distinguée, ne saurait manifestement avoir d'autre cause (Ridements de Cornouaille et de Léon).

Fig. 15.



Ces mouvements permettent de passer, de la fig. 1 à la fig. 2, du schéma ci-dessus, destiné à montrer la succession des phénomènes; quand ces couches redressées et renversées, forment au lieu d'une cuvette (fig. 1), un solide à faces parallèles uniformément inclinées au S (fig. 2), ce solide ne cédera plus à l'effort qui le sollicite de la même façon que

précédemment. Ses faces planes tendront à prendre une forme arquée, concave en haut, comme l'indique N° 3 de la fig. 15 ; il se formerait de la sorte un nouveau synclinal, mais dont le fond ne coïnciderait plus avec celui du premier. Si la résistance de ce solide au ploiement est trop grande, il devra se briser suivant des fentes, qui laisseront descendre dans une fosse, entre leurs parois, les portions correspondantes au fond du second synclinal (N° 4 de la fig. 15).

Si l'on compare maintenant cette figure théorique, avec la coupe observée (Pl. VIII), on reconnaîtra leur identité fondamentale. Il paraît ainsi, que les phases distinguées dans la formation du bassin de Saint-Aubin, se rattachent simplement à un même mouvement tangentiel uniforme, agissant sur un massif dont la résistance était variable. Une seule et même cause profonde a déterminé toutes les apparences observées. Un mouvement uniforme a poussé et descendu tous les points du bassin, dans la direction du nord, mais la proportion du déplacement a été variable pour chacun de ces points.

L'étude de ce massif, prise isolément, ne permet pas de dégager le rôle du pli de Fougères, dépendant du système conjugué du Léon ; son action s'est ici superposée de telle façon au premier mouvement, que leurs effets se confondent en s'additionnant. Ce n'est que par la comparaison des massifs synclinaux, couchés sur cette voute de Fougères, de part et d'autre de son plan axial, qu'on peut reconnaître l'indépendance et l'action perturbatrice du ridement du Léon.

Aucune des différences stratigraphiques observées dans l'étendue du bassin de Bélair, considéré dans le temps comme dans l'espace, pas plus celles qui sont révélées par les diverses phases successives, que celles qui sont marquées dans les superpositions et inclinaisons variables des couches, ne sauraient être attribuées à des changements dans les

forces qui les déterminèrent. Ces différences ne sont dues qu'aux réactions variables, provoquées par ces massifs eux-mêmes, ou par les résistances offertes par les ridements antérieurs, agissant comme des *horst*.

Cette règle nous paraît donner d'une manière générale, la solution de tous les problèmes tectoniques soulevés par l'examen comparé des divers massifs du bassin de Béclair.

CHAPITRE VII

MASSIF DE SAINT-AUBIN-DU-CORMIER

Planche IX

Bien que le massif de St-Aubin-du-Cormier offre d'une façon évidente, la continuation orientale du massif de St-Aubin-d'Aubigné, il appartient à une autre région naturelle, au bassin de Vitré-Laval. Son étude toutefois nous a semblé inséparable de celle du bassin de Bélair : il est au bassin de Vitré-Laval, ce que le massif d'Uzel est au bassin de Châteaulin, c'est-à-dire qu'il fournit comme lui, une transition de l'étroit bassin effondré de Bélair, aux bassins étalés et largement ouverts de Laval et de Châteaulin. Nous avons donc dû, d'une façon nécessaire, le comprendre dans cette étude.

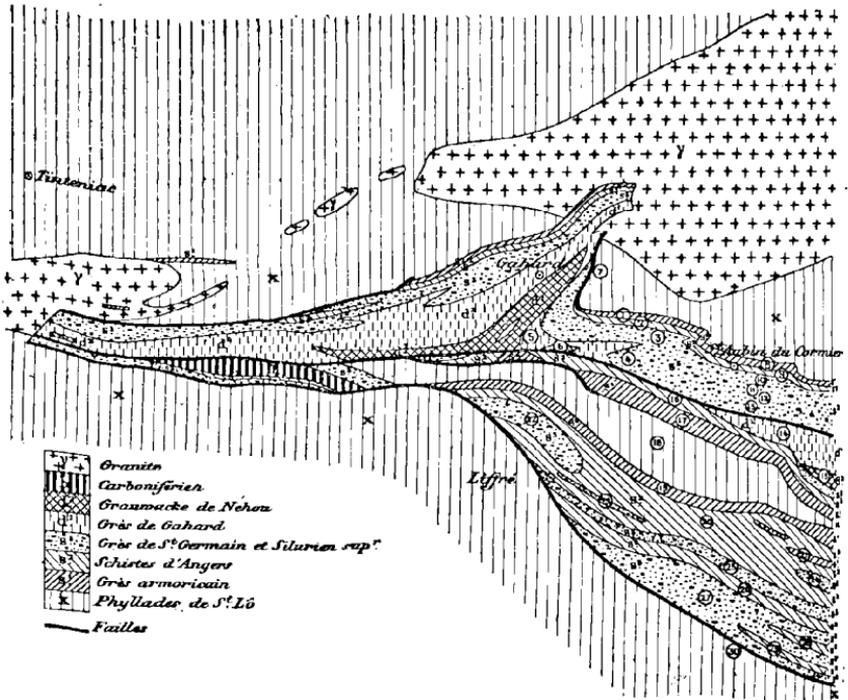
Un coup d'œil sur les cartes (pl. III et IV) suffit à montrer la différence tectonique essentielle, des massifs de Saint-Aubin-d'Aubigné et de St-Aubin-du-Cormier : tandis que les diverses bandes sédimentaires sont serrées et empilées parallèlement les unes aux autres, dans le premier, elles s'étalent et se séparent en divergeant dans le second, qui se trouve ainsi constituer en quelque sorte l'épanouissement du premier. Ainsi, tandis que le faisceau de St-Médard est dirigé E.-N.-E. ; le faisceau de la Pierre-aux-Miguons à l'est de Gahard est dirigé N -N -E. ; celui d'Oucé E.-S.-E, et celui de la Bouxière S -E. : ces divers faisceaux au lieu de s'aligner parallèlement comme précédemment, semblent donc rayonner autour d'un point situé vers St-Aubin-d'Aubigné.

Cette disposition est reconnaissable dans l'esquisse ci-dessous de la région, qui montrera en même temps la succession des bandes qui seront étudiées dans ce chapitre.

Fig. 16.

Esquisse du massif de Saint-Aubin-du-Cormier

Echelle 1/350.000



LÉGENDE : 1-6. *Faisceau d'Ouée* : 1. Bande du Cormier; 2. B. de Moroval; 3. B. d'Ouée; 4. B. de Cour-Séot; 5. B. de la Héronnière; 6. B. du Moulin Graffard. — 7. *Faisceau de la Pierre-aux-Mignons*. — 8-15. *Faisceau de Liéré* : 8. Bande du Cormier; 9. B. de Moroval; 10. B. d'Ouée; 11. B. de la Chaire; 12. B. de Mecé; 13. B. de la Fauvelais; 14. B. de Livré; 15. B. d'izé; — 16-30. *Faisceau de la Bouexière* : 16. B. de la Bouterie; 17. B. de Gosné; 18. B. d'Ercé; 19. B. de Janson; 20. B. de Dourdain; 21. B. du Haut-Baril; 22. B. de Beaugée; 23. B. de Sérigné; 24. B. de Landavran; 25. B. de la Bouexière; 26. B. de Champeaux; 27. B. de la Butte-aux-Sangliers; 28. B. de Marpiré; 29. B. de la Corbière; 30. B. de la Forêt de Chevré.

N.-B. — Une erreur du graveur a tracé une faille au N. de la bande N° 14; ce n'est pas au N., mais bien au S. de cette bande 14 et de la bande 15, que cette faille devait passer.

Un examen sommaire du massif de St-Aubin-du-Cormier, paraît par là, s'imposer, à qui veut comprendre la structure du bassin de Béclair, puisqu'il en doit expliquer le mode de terminaison, son raccordement avec le grand bassin de Vitré-Laval et ses relations avec le massif granitique de Fougères. Nous examinerons donc successivement pour cette raison, et aussi sommairement que possible, les diverses bandes qui constituent ce massif. On reconnaîtra ainsi que les faisceaux divergents de St-Médard, de la Pierre-aux-Mignons et d'Ouée, appartiennent vraisemblablement au bord nord du bassin de Béclair (*pli de Gahard*), à une même ligne d'affleurement continue, brisée ou coudée par suite de déplacements horizontaux ; tandis que les faisceaux de Livré et de la Bouexière, qui les suivent au sud, se relieut au bord méridional du bassin de St-Aubin-d'Aubigné (*pli de Liffré*), sous forme d'ondes synclinales, subordonnées, qui s'en détachent en rayonnant.

Malgré ces différences importantes de structure, sur lesquelles il y a plutôt lieu d'insister ici, il convient de ne pas perdre de vue, l'analogie fondamentale des deux massifs, car ils offrent toutes les mêmes divisions stratigraphiques, superposées de la même façon, et sous des faciès peu distincts ; tous deux, présentent encore, une même inclination dominante S, dépendant de plis semblablement déjetés au nord.

1° Faisceau d'Ouée

1. **Bande du Cormier** (S¹) : Cette bande, formée de grès blanc grisâtre, dur, à grains fins, en gros bancs percés de nombreux *Scolithus linzaris*, présente le type régional du *grès armoricain*, et constitue bien nettement le bord nord du synclinal de St-Aubin-du-Cormier, où elle déter-

mine une crête remarquable de rochers abrupts, dirigée O. E., au N. de laquelle le sol formé par les schistes de St-Lô s'abaisse uniformément.

L'inclinaison des couches, S. dans la forêt, devient N. vers Moroval; là cette crête s'infléchit, décrit une courbe et pend de nouveau à S. = 30°, pour se continuer ainsi sous St-Aubin-du-Cormier. C'est sur ces rochers que ce bourg est bâti, sur un escarpement dont le versant septentrional est encombré d'éboulements pittoresques, et qui se poursuit régulièrement à l'est vers le bois de Rumignon, le S. des Aulnais (S. 30°, E. = 35°), etc. Ces couches étant moins inclinées dans ce massif que dans les précédents, il s'en suit que leur extension superficielle est plus grande.

2. **Bande de Moroval (S²)** : Les schistes d'Angers sont peu visibles, étant cachés d'une façon assez générale par les formations superficielles, au S. de la bande de grès armoricain du Cormier. Leur existence toutefois paraît suffisamment établie par le gisement de Moroval, où on reconnaît ces phyllades près une ancienne exploitation de minerai de fer, ouverte à la base de l'étage.

3. **Bande d'Ouée (S³⁻⁴)** : Le grès de St-Germain est très bien développé au N., à E., et à S. du grand étang d'Ouée, bien qu'on ait jusqu'ici rapporté ces grès au Dévonien. Ce niveau est particulièrement bien exposé suivant une ligne continue au S. de St-Aubin-du-Cormier, où il est exploité pour l'entretien des routes et pour la construction des maisons (S. 20°, O. = 30°). Les carrières des Oiseaux montrent bien les bancs bleu-sombre de ce niveau, qui se débitent en dalles psammitiques; d'autres carrières montrent des grès psammitiques blancs, avec galets de schistes noirs, habituels à l'assise de St-Germain : la carrière des Gaches nous a fourni des anneaux d'*Homalonotus*. Mêmes grès en plaquettes micacées, avec nodules schisteux,

à la Huberdière, la Rousselière, Lande-Ronde; il nous paraît difficile d'en distinguer les grès qui constituent le plateau de la Georgais et des Landes d'Ouéé jusqu'à Moreau-Garde, où il contient des anneaux de Trilobites comme aux Gaches et à la Saule.

4. **Bande de Cour-Séot**(S⁴): L'existence d'une bande de Silurien supérieur, au S. de la Lande d'Ouéé, indiquée par une dépression continue du sol, correspondant à des roches peu résistantes, est confirmée par la présence de sphéroïdes à la Rivière et surtout par la rencontre d'ampélites avec nombreux graptolites: *Monograptus priodon*, *M. spiralis*, *Hyalites*, *Lingula*, dans un puits creusé à la Cour-Séot.

5. **Bande de la Héronnière** (d¹): Grès blanchâtres et minéral de fer, s'étendant de la Fontenelle au N.-O. d'Ercé, jusqu'au bord occidental du grand étang d'Ouéé; les points suivants m'ont fourni des fossiles dévoniens bien caractérisés, de l'étage de Gahard: l'Aulnerais, la Fontenelle, N.-O. du signal de l'Aubriais, O. la Ferouse, Launay-Rond, Moulin d'Ouéé, la Normandie, l'Epine, Belle-Cour, Mézerettes. La richesse en fossiles de ces grès, à l'ouest de l'étang d'Ouéé et leur ressemblance lithologique avec les grès situés à l'est de l'étang qui sont d'âge différent, expliquent l'attribution erronée faite jusqu'ici, de tous ces grès, au Dévonien. Il convient de limiter le grès dévonien à l'ouest de l'étang d'Ouéé; cet étage par suite, au lieu de former comme les précédents une bande allongée, continue de O. à E., se trouve confinée à un coin, où il est refoulé et replié plusieurs fois sur lui-même, sur une étendue de quelques kilomètres carrés.

6. **Bande du Moulin Graffard** (d²): Plus réduite encore que la précédente, elle offre dans un des plis

synclinaux de la bande de grès précédente, un témoin des grauwackes dévoniennes de la bande du Bois-Roux. Elles sont particulièrement reconnaissables dans les escarpements de schistes avec lits de grès et de grauwackes à encrines, voisines du Moulin Graffard.

2° Faisceau de la Pierre-aux-Mignons

7. La Bande de la Pierre-aux-Mignons (S³⁻⁴) a une importance capitale pour notre sujet, puisqu'elle va relier le massif de St-Aubin-d'Aubigné à celui de St-Aubin-du-Cormier, et faire connaître en même temps, le mode de terminaison vers l'est, du synclinal de Gahard.

Avant de la décrire, il ne sera pas superflu de rappeler en traits généraux, les connaissances acquises sur le massif de St-Aubin-du-Cormier. Ce massif en effet, s'est montré constitué de bandes paléozoïques, dirigées O. à E., qu'on peut répartir avantageusement au point de vue topographique, en plusieurs faisceaux parallèles.

Le faisceau du N. (faisceau d'Ouéé), seul décrit jusqu'ici, se distingue comme dans tout le bassin de Gahard, par sa plus grande régularité relative; il présente toutefois ce fait remarquable que la direction de ses couches au lieu d'être plus ou moins rectiligne, décrit autour de l'étang d'Ouéé un parcours en zig-zag, également suivi par toutes les couches, depuis la grauwacke de Nêhou jusqu'au grès armoricain. Par suite de cette déviation, les couches paléozoïques poussent, à la hauteur du bois d'Ussel, un éperon saillant, à l'intérieur du vaste massif des schistes de St-Lô : c'est un fait notable sur lequel il y aura lieu de revenir plus loin.

Quant au faisceau sud de ce massif, dont il nous reste à parler (faisceau de la Bouexière), il présente en outre de

diverses ondulations synclinales subordonnées, dont l'étude appartient au bassin de Vitré, une série de failles, alignées parallèlement à la direction moyenne des couches. La plus importante est particulièrement nette au N. d'Ercé, où les différentes assises du Silurien, viennent buter successivement sur les différentes divisions du Dévonien : elle sépare ainsi franchement le faisceau nord (d'Ouée), du faisceau sud (la Bouexière).

Ceci étant posé, un coup d'œil sur la carte ci-contre (Fig. 17), montre que le faisceau d'Ouée loin d'être la continuation immédiate du faisceau de St-Médard (bord nord du massif de St-Aubin-d'Aubigné), se trouve brusquement rejeté à 7 kil. au sud de ce faisceau : on est d'autant plus porté à première vue, à rapporter cet accident, à un simple décrochement horizontal, que la trace de ces faisceaux sur la carte présente de part et d'autre, une même largeur approximative d'environ 2 kil. Il n'en saurait cependant être ainsi, puisque cet accident transversal ne se continue pas dans le faisceau sud du massif, qui se trouve être la continuation normale du bord sud du massif de St-Aubin-d'Aubigné, les mêmes couches et les mêmes failles se suivent en ligne droite de l'un dans l'autre (fig. 17).

La bande de la Pierre-aux-Mignons vient à point pour expliquer cette anomalie apparente et faire rejeter l'hypothèse d'un décrochement horizontal. Cette bande dont la largeur n'atteint pas 100^m, est dirigée du N. N.-E. à S. S.-O., et forme comme un trait-d'union entre les bandes d'Andouillé et du Cormier : elle est remarquable à la fois, par sa déviation brusque de la direction moyenne des autres bandes du bassin, relativement auxquelles elle est orientée à angle droit, et par l'amincissement considérable qu'ont subi tous ses membres constituants.

L'existence de cette bande elle-même, est mise en relief par la continuité de deux niveaux stratigraphiques

déterminés, bien reconnaissables suivant la route du Rabbat à la Couralais, du N. N. E. à S. S. O.

Le premier de ces niveaux est une assise de quartzites cristallins, massifs, très durs, blanc-rosé, à infiltrations ferrugineuses rouges, très recherchés pour l'entretien des routes. Le type peut en être pris dans les rochers, connus dans le pays, sous le nom de Pierre-aux-Mignons, qui se dressent à la cote 99, isolés au milieu des landes, au S. du Rabbat. On les suit de là, à la cote 83, à E. de la Rochette, à E. des Meliers, à la Chellerais et à la Couralay.

Le second niveau, fossilifère cette fois, est également continu, suivant une ligne parallèle à la précédente et située immédiatement au N. de celle-ci : il est constitué par des schistes fins, pâles, ou noirs, ampéliteux, plus ou moins totalement transformés en argile, et contenant des sphéroïdes siliceux avec nombreux *Orthocères*, *Bolbozoe*, *Cardiola interrupta*, dont l'âge silurien supérieur (S⁴) ne peut laisser place au doute. J'ai recueilli un grand nombre de ces sphéroïdes fossilifères, suivant le chemin précité.

Immédiatement au N. O. de ces schistes à sphéroïdes, avec *Orthocères*, on trouve des grès dévoniens fossilifères à O. du Rabbat, et à la Rochette : il s'en suit que les quartzites de la Pierre-aux-Mignons, situés au S. de ces schistes siluriens, sont plus anciens qu'eux et doivent être rangés dans l'Ordovicien. Il est plus difficile de préciser si ce niveau appartient au grès de St-Germain, comme nous l'admettons, ou s'il représente le grès armoricain, ou même l'ensemble de ces grès ordoviciens ?

En tous cas, cette crête quarzeuze est peu épaisse, étant immédiatement flanquée au S., par les schistes et grauwackes micacés-maclifères du Précambrien, bien caractérisés dans une carrière voisine, à la Prévotais. On peut ainsi évaluer à une cinquantaine de mètres, l'épaisseur des niveaux siluriens de cette bande de la Pierre-aux-

Mignons ; mais l'épaisseur de ce même terrain dépassant 1 kil. dans les faisceaux de Gahard et d'Ouée entre lesquels cette bande est comprise, comme un trait-d'union, on constate ainsi une réduction considérable dans l'épaisseur de ce faisceau silurien de raccordement. Cette réduction se faisant d'une manière brusque, et coïncidant exactement avec les changements de direction du faisceau nord des couches du massif de St-Aubin, on doit reconnaître que le faisceau de la Pierre-aux-Mignons a été soumis à un laminage intense, qui l'aurait réduit à plus de 1/10 de son épaisseur initiale. Des cassures produites dans le même sens que le laminage, sont venues faciliter ce travail de compression, et participer à la réduction du volume total, en enlevant les niveaux inférieurs du silurien (S¹ S²), et amenant directement les schistes de St-Lô, au contact du grès de St-Germain (S³).

Cet étirement des couches de la Pierre-aux-Mignons, suivant leur direction, apporte un éclaircissement à notre notion de la structure de ce bassin, en ce qu'elle fait voir à l'œuvre pour ainsi dire, le mode de formation des failles longitudinales auxquelles nous avons dû faire si souvent appel, dans l'interprétation de la tectonique de ce bassin de Bélair. Il nous montre de plus que le faisceau de Gahard, bien loin d'être séparé du faisceau d'Ouée par un décrochement horizontal, lui est relié par une zone sédimentaire continue : ce faisceau intermédiaire de la Pierre-aux-Mignons, se distingue seulement des précédents, en ce qu'il a été disloqué et écrasé, par un puissant ridement du sol, qui fit décrire horizontalement, aux couches redressées, un pli en Z, et lamina en même temps la branche médiane du Z.

Si, revenant en arrière, on compare ce pli en zig-zag de la Pierre-aux-Mignons, avec le pli précédemment signalé, que décrit cette même bande du Cormier, autour de l'étang

d'Ouée, on sera frappé de leur analogie. On reconnaîtra ainsi, que le faisceau septentrional de bandes paléozoïques du massif de St-Aubin-du-Cormier, au lieu de se poursuivre en ligne droite, se continue suivant une ligne brisée, en zig-zag : là se borne, la complication apparente de ce massif.

Ainsi l'affleurement du Silurien au nord des massifs de St-Aubin, est représentée par une ligne continue, brisée, offrant successivement deux angles sortants ou éperons, qui pénètrent en dehors du massif, dans l'encaissement de couches plus anciennes de St-Lô : l'éperon de Vieux-Vy et l'éperon du Bois d'Usel. Un même mouvement du sol a nécessairement donné naissance à ce zig-zag d'une même bande, et ce mouvement est indépendant du voisinage de l'ellipse granitique de Fougères.

3^o Faisceau de Livré

Continuation vers l'est du faisceau d'Ouée, dont la description avait été interrompue pour étudier le faisceau de raccordement de la Pierre-aux-Mignons, ce massif ne présente guère de caractères propres : ils seront brièvement exposés.

8. **Bande du Cormier** (S¹) : Mêmes caractères que dans le faisceau d'Ouée, se continue de St-Aubin-du-Cormier au bois de Rumignon, la Baudinière, Mesnil-Cochet, l'Heurtebise, et la Roche en Combourtillé. Le grès armoricain décrit à partir de ce point une nouvelle inflexion, comme dans le bois d'Usel, et revient former à l'ouest la crête du Rocher-Perpre. Son inclinaison dominante, bien nette, est $S = 45^{\circ}$.

9. **Bande de Moroval** (S²) : L'affleurement des schistes d'Angers est invisible dans cette partie, ce qu'on peut attribuer aux éboulis de la crête de grès précédente.

10. **Bande d'Ouée** (S³) : Les grès exploités au sud de St-Aubin-du-Cormier se poursuivent régulièrement à l'est, de la Garenne aux Deroiries, la Bourgonnière, l'Anerie, et le Chêne-Morel.

11. **Bande de la Chaire** (S⁴) : Continuation vers l'est de la bande de la Cour-Séot, elle a fourni les sphéroïdes caractéristiques du niveau, devant la Rivière ; schistes fins et argiles bariolées avec minerai de fer, de la Havardière à la Huberdière ; sphéroïdes avec *Pleurotomaria* à la Havardière, schistes noirs à la Cigairie, schistes ampéliteux avec sphéroïdes au Rivage, ampélites et schistes à sphéroïdes dans la vallée de la Dictais, à la Chaire, le Gué et la Chupinière : on trouve à la Chaire, les *Orthocères* caractéristiques de l'étage. Cette bande nous paraît occuper ici le centre d'un petit synclinal.

12. **Bande de Mécé** (S³) : Débute à l'ouest, dans les carrières de grès blanchâtre, fin, de la Lisenderie, de l'âge des grès de St-Germain, bien reconnaissables encore dans les psammites blancs à galets de schiste noir de la Biennais. Ces grès forment la lande de Livré, passant par la Grange, la Bellecour, le Rocher-Musset, la Malaserie (S. 50° O. = 75°), la Jeudonnière, où elle est très bien caractérisée (N. 10° E. = 80°) et Mécé, où les bancs sont presque horizontaux. Elle correspond ainsi à une étroite arête anticlinale

13. **Bande de la Fauvelais** (S⁴) : Les ampélites qui affleurent dans le chemin creux de la Fauvelais, au S. du Rocher-Musset, tendent à confirmer cette donnée, en montrant la symétrie de cette bande.

14. **Bande de Livré** (d¹), présente une grande richesse paléontologique dans la vallée de la Veuvre, de la Garnais à la Conardais ; la faune est celle de Gahard. La roche est un grès blanc tendre, sableux, avec parties ferrugineuses

rouges. L'affleurement est ininterrompu de la Ferrerie en St-Aubin-du-Cormier à la Marchelais en Livré; son inclinaison est N. 50° E dans la carrière de la Touche.

15 **Bande d'Izé** (1²) : Des schistes et grauwackes avec lits calcaires, jadis exploités de Vilpic à la Motte-St-Gervais fournissent dans la région, la faune de Néhou : *Spirifer Rousseau*, *Athyris undata*, *Rhynchonella Pareti*, *R. Subwilsoni*, *Acerularia*, *Encrines*, etc.; c'est le gisement jadis célèbre d'Izé.

C'est à un niveau plus élevé que nous rangeons les schistes argileux, fins, rougeâtres, visibles dans la vallée, de la Hubandière à l'Essort; nous y avons ramassé en effet : *Anarcestes cf. subnautilus*, Schl., *Pleurotomaria cf. subcarinata*, Roem; *Spirifer indifferens* Barr. Ils contiennent ainsi une faune qui n'avait pas encore été signalée dans la région, et qui mériterait une étude spéciale. Bien que de nouvelles recherches soient nécessaires pour fixer son âge, avec précision, on peut dès à présent affirmer qu'elle n'appartient plus au Dévonien inférieur, mais qu'elle se range dans le Dévonien moyen (Schistes de Porsguen).

Ce bassin dévonien de Livré, assez déformé mécaniquement, et limité au S. par une faille, représente la continuation orientale du synclinal dévonien de la Héronnière et du Moulin Graffard (faisceau d'Ouéé).

4^o Faisceau de la Bouxière

Les couches du faisceau de la Bouxière présentent ce caractère commun, d'être alignées parallèlement entre elles et apparemment en concordance, suivant la direction S -E.

16. **Bande de la Bouterie** (S²) : Continuation de celle du Rochelet (St-Aubin - d'Aubigné), cette bande

montre un important développement du niveau des schistes ardoisiers d'Angers, autrefois exploités au N. d'Ercé, vers la Billonnais, Leuche et la Bouterie. Les couches très inclinées vers le sud, sont fossilifères au S. de la Havardière. Cette bande passe au N. de Gosné, au S. de Lisenderie, N. de Louvel, S. de Biennais, à la Masonais, autour de l'étang du Houssay et au S. de Livré.

17. **Bande de Gosné (S¹)** : Crête de quartzite blanc (S. 20° O. = 50°), en lits de 0.50, à grains fins, mais à bancs intercalés plus grenus, à gros grains de quartz de plus de 1^{mm} de diamètre, reconnaissables dans les grandes carrières de Gosné, et dans les landes de Grimault, à Quenetières, La Chevrulais, Le Rocher-Morin, et notamment dans la crête rocheuse qui s'étend de la Bourdinais à la Cendrie. Les caractères lithologiques de ces quartzites et les Scolithes qui les traversent au Rocher-Morin et à La Cendrie, rappellent exactement les caractères de la crête armoricaine du Cormier.

La carrière de Bel-Air, à O. de Gosné, a fourni *Scolithus* et *Bilobites*; peu au-delà de la côte 116, cette crête quartziteuse est interrompue par une faille. Nous croyons devoir considérer comme la continuation et une réapparition de cette bande, le Rocher-Féron au N. O. d'Ercé, formé essentiellement de quartzites à gros grains de quartz, analogues à ceux qui sont subordonnés dans l'épaisseur des quartzites de Gosné (S. = 60°).

18. **Bande d'Ercé (x)** : Commencant dans le massif précédent de St-Aubin-d'Aubigné et se continuant jusqu'au bois des Pruniers, en Dourdain, s'étend une région argileuse, couverte de prairies et de forêts (Forêt de Sevailles), remarquablement pauvre en affleurements. Les chemins creux montrent parfois des schistes argileux, rougis ou jaunis par altération, comprenant des lits alternants de grès

tendre et de grauwacke micacés grisâtres (Ercé, la Frontinais et S. de Vernée en Cosné, Forêt de Sevailles, la Besnière, la Terhinais, la Marquerais, la Chaperonais en Dourdain). Toutefois, de la Bouvrie à la Haute-Rivière, et au Houssay en Livré, les roches présentent des caractères spéciaux, qui nous sont inconnus en dehors de l'étage des schistes de St-Lô ; ce sont des schistes grossiers ou cornés, varioleux, tachetés, micacés, passant aux leptynolites, que l'on trouve dans les auréoles de schistes métamorphisés (x) du massif de Fougères, de St-Aubin-du-Cormier à Mézières, par exemple. Ce gisement nous a décidé à ranger la bande d'Ercé dans les schistes de St-Lô (x), plutôt que dans les schistes d'Angers (S²), et à assigner par conséquent à cette bande, une structure anticlinale.

19. **Bande de Janson** (S¹) : Du Rocher-Moriaux aux Landelles, crête continue de quartzites, dont l'âge a été fixé à Janson, par MM. Massieu et Delage (1) ; ils présentent aux Landelles des lits de schistes noirs, rappelant les ampélites et qui nous ont fait hésiter longtemps sur l'attribution de ce lambeau. Le niveau caractéristique du quartzite graveleux du Rocher se retrouve au Bas-Village, au S de la Forêt de Sevailles (S. 20° O. = 45°), et dans les Landes au N. O. de Dourdain. Les quartzites massifs blanc-grisâtre de la Plardais à la Corblais contiennent des Scolithes. Aux environs de Dourdain, près la chapelle du Plessis-Pilet, et à Mondevi, on exploite des quartzites bleus, en dalles, exceptionnels à ce niveau (S. 20° O. = 30°).

20. **Bande de Dourdain** (S²) : Les schistes ardoisiers du midi du Rocher-des-Amis suivent la vallée au S. des Landelles, passant à la Bonaminerie où des sphéroïdes ramassés dans les champs nous ont fourni : Calymene

(1) DELAGE : Strat. d'Ille-et-Vilaine, 1877, p. 99.

Tristani, *Bolbozoe*, *Hyoites*, *Redonia*, caractéristiques du niveau. Leur parcours dans la Lande de Beaugée est difficile à tracer, en raison de l'état des affleurements, leur existence y est cependant attestée par d'anciennes exploitations du minerai de fer, dépendant de la base de ce niveau. Ils présentent au-delà, à l'est, vers Dourdain et Landavran, un très grand développement, leur affleurement y atteignant 2 à 3000^m de largeur. Cette extrême puissance doit être attribuée à des plissements, visibles dans toutes les tranchées où ces couches passent de l'horizontale à la verticale, montrant de nombreuses ondulations, et des inclinaisons variant du S. au N. — La base de l'étage est indiquée au N. de cette bande, de Beaugée à Dourdain et Izé, par une ligne presque ininterrompue d'anciennes exploitations de minerai de fer : ces minières abondantes au N. de la bande, au voisinage du grès armoricain, nous ont paru faire défaut au midi de cette même bande, c'est-à-dire à son niveau supérieur, au contact des grès S³ de la bande de la Bouexière.

21. **Bande du Haut-Baril** (S¹) : Petit relèvement anticlinal de grès armoricain, dans la bande précédente des schistes de Dourdain ; elle s'étend du Moulin du Baril au S. d'Izé et présente dans les carrières du Moulin du Baril des bancs épais de quarzite gris-blanchâtre avec *Scolithes* (S. 20° E. = 45°).

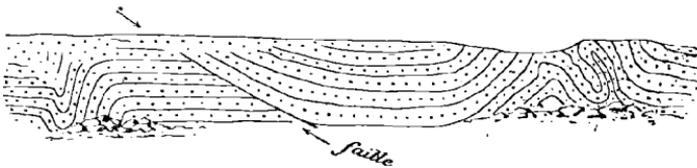
22. **Bande de Baugée** (S³) : présente dans son ensemble un massif synclinal, étendu du Papillon au Breil, en Liffré ; on y trouve des fossiles du grès de St-Germain, en diverses carrières, ouvertes dans les landes. Ces fossiles, *Orthocères*, *Bellerophons*, *Lyrodesma*, *Dalmanites Phillipsi*, et nombreux *Modiolopsis* voisins de ceux de May, (*M. Heberti*, *Edgelli*, *Zeizneri*, *Munier-Chalmas*) (1), sont abondants vers la cote

(1) MUNIER-CHALMAS : Journal de Conchyliologie, 1875.

116, ainsi qu'au N. O. de La Croix, dans des quartzites massifs, en gros bancs, contenant parfois des galets de schiste noir. Les couches arrivent presque à l'horizontale au centre du synclinal, dans la belle carrière située entre la Cerberdière et la Bérucée, par exemple ; on y observe toutefois, comme le montre l'esquisse suivante, que ces lits horizontaux ont subi des tassements irréguliers, qui les ont fait glisser les uns sur les autres, en les dérangeant diver-

Fig. 18.

Coupe de la carrière de Bérucée, à E. de Liffré.



sement, redressant les uns, tandis que d'autres se déplaçaient horizontalement. C'est à des dérangements subordonnés de ce genre, que nous attribuons de petits relèvements des schistes et grès de Serigné, vers Papillon, et au centre des Landes de Beaugée, mais que l'état des affleurements ne permet pas de suivre.

Cette bande des grès de Beaugée à *Modiolopsis*, nous paraît la continuation immédiate vers l'est, de la bande de la Fleurionais, décrite dans le massif précédent : des deux côtés, mêmes roches, mêmes *Modiolopsis*, et même réapparition du minerai de fer des schistes d'Angers.

23. **Bande de Serigné (S²)** : montrant un niveau peu épais de quartzites, sombres, verdâtres, durs et de grau-wackes bleu-verdâtre, situé vers la base du schiste d'Angers, au voisinage du minerai de fer : il s'étend de Liffré à

l'étang de Chevré. Le type en est bien exposé dans la carrière dite du Maréchal, à Liffré (S. 25° O. = 60°); il se reconnaît dans la carrière de la Pegerie à Serigné. On peut rapporter au même niveau stratigraphique le banc de grès sur lequel est bâtie l'église de Dourdain, où il est associé aux minerais de fer des schistes d'Angers

24. Bande de Landavran (S³) : La bande des grès de Landavran débute à l'ouest aux Boularderies, sous forme d'un petit synclinal, au milieu des schistes S². Une carrière y montre des grès psammitiques, blancs (S O. = 45°). Leur âge est établi par la présence de nombreux fossiles *Orthis*, *Lamellibranches*, de St-Germain.

25. Bande de la Bouexière (S³) : Bien connue des paléontologistes (1), par les importants gisements fossilifères qui y ont été découverts et exploités par M. Lebesconte, cette bande débute à la Croisette en Liffré, passe à la Pretzais où elle est fossilifère, à la Buzardière, la Bouexière, Trapeau, Cueillerai, la Cibonnière, Champeaux. Les principaux fossiles sont *Lyrodesma Lebesconti*, *Adranaria Tromelini*, *Orthis redux*, *Calymene Bauani*, *Homalonotus Brongniarti*, *H. Vicaryi*, *Dalmanites mimus*, *D. Phillipsi*. Les carrières de la Buzardière et de la Bouexière, méritent une mention spéciale par leurs fossiles et par leur importance : elles présentent un front de taille atteignant 25 m, montrant ainsi une belle superposition de grès en dalles psammitiques, susceptibles d'être taillés comme seuils et comme auges; les bancs gréseux sont séparés par de minces lits schisteux, habituels à ce niveau, tendres, noir-sombre, colorés par des oxides métalliques et devenant vert-clair par

(1) MUNIER-CHALMAS : Journal de Conchyliologie, 1875.

LEBESCONTE et DE TROMELIN : Note sur quelques fossiles des grès siluriens, Quimper, 1875.

altération. Les couches horizontales à la Buzardière et à la Bouexière, ondulent mollement, et certains bancs présentent par suite des glissements, des inclinaisons assez brusques (S. 20° O. = 20° à 50°). analogues à ceux de Bérucée, figurés p. 309.

Nous considérons cette bande, comme la continuation immédiate de celle de St-Germain-sur-Ille, dont elle ne serait séparée que par la faille oblique de Chasné : cette opinion est basée à la fois, sur l'identité lithologique et paléontologique des deux bandes de St-Germain et de la Bouexière, qui de plus se trouvent dans la même direction, sur le prolongement l'une de l'autre. Ces bandes se ressemblent entre elles, plus qu'avec aucune autre de même âge de la région ; nous en avons dit déjà autant, d'autre part, des deux bandes de la Fleurionais et de Beaugée, parallèles à celles-ci et interrompues comme elles, par la même faille de Chasné, qui limite dans cette partie le sud du bassin de Béclair.

L'accord de ces faits leur prête un mutuel appui, et l'on peut déduire du raccordement de ces bandes, des notions sur la nature de la faille qui limite au S. le bassin. Nous avons tracé sur la carte par une ligne pointillée, le raccordement présumé de ces bandes, tel qu'il devait se faire, avant les dénudations, au-dessus des phyllades de Chasné (x) (Pl. III).

26. Bande de Champeaux (S²): Les schistes d'Angers qui affleurent sous le bourg de Champeaux appartiennent à une bande que l'on suit à l'ouest, dans le bois de la Lisière, autour de l'étang des Landes, S. de la Bouexière, et jusqu'au moulin de la Vallée en Liffré (S. O. = 30°).

Aucune bande de grès ne sépare à notre connaissance, les schistes siluriens (S²), des schistes de St-Lô (x), au S., ni à O. du moulin de la Vallée : ils arrivent directement au contact

dans cette région. Rien de plus difficile que de limiter en ce point, quoique les affleurements soient cependant bien frais au S du moulin de la Vallée, les schistes siluriens (S²), des schistes de St-Lô (x); ils nous ont paru les uns et les autres modifiés, chargés de lamelles séricitiques et d'amandes quarzeuses. Ce fait joint à l'absence des grès, laisse à penser que là aussi, le bassin est limité au S. par une faille, continuation de celle de Chasné.

27. Bande de la Butte du Sanglier (S³) : Importante par sa largeur et par le grand nombre de carrières qui y sont ouvertes pour l'entretien des routes, cette bande de grès débute à Rallion au S. O de la Bouexière, suit la ligne des nombreuses carrières de la Butte du Sanglier (S. 30° O. = 75° à 85°), passe au Chêne à la Vierge, à la Rouzière, puis se divise à Marpiré, et présente de beaux affleurements à Champeaux. Elle a fourni la faune de Saint-Germain dans les carrières du Chêne à la Vierge et à Champeaux.

L'extrême largeur de cette bande, au méridien du Chêne à la Vierge est due à une série de petits plis, comme le prouvent les deux petites bandes anticlinales de schiste silurien (S²), qui la divisent, suivant le méridien de Marpiré. Cette bande nous semble limitée au sud, par une faille, qui fait buter directement ces grès ordoviciens contre les schistes de St-Lô (x) : Au S. de la Butte du Sanglier et du Chêne à la Vierge, il nous a en effet été impossible de trouver entre ces formations, les représentants des schistes d'Angers (S³) et des grès armoricains (S¹) ; au S. du moulin de la Corbière, à Villansault (en Champeaux), où sont les meilleurs affleurements, il est très difficile de trouver la limite entre les grès de St-Germain et les phyllades de St-Lô. Les grès de St-Germain, en approchant de la limite méridionale de la bande prennent des caractères cristallo-

phylliens remarquables, la carrière ouverte dans le bois à O. du moulin de Corbière, en fournit un bel exemple : on y reconnaît les alternances de grès et de schistes (S. = 40° à 75°), ainsi que la disposition en dalles des grès de l'étage de St-Germain, mais l'extrême développement du mica blanc a transformé les grès en quartzites séricitiques, et les schistes en micaschistes séricitiques, comparables aux roches séricitiques du Harz et du ζ² de la Loire-Inférieure. La couleur uniforme de ces roches est le blanc pur, ou le vert d'eau très pâle; tous les pigments ferrugineux qui donnent habituellement à cet étage ses teintes bariolées ont disparu, ils se sont concentrés sous forme de petits cristaux de fer oxydulé, visibles à l'œil nu, disséminés au milieu des membranes séricitiques. Au S. de ces schistes séricitiques, ordoviciens, les tranchées de la route qui traverse la forêt de la Corbière montrent immédiatement les schistes séricitiques précambriens avec glandules de quartz.

Nous rapportons les quartzites du Moulin de Corbière à l'étage des grès de St-Germain, en raison de leurs analogies lithologiques et de leur continuité apparente avec les couches bien caractérisées du Chêne à la Vierge. Mais si nous nous trompons ici, dans l'attribution que nous faisons de ces grès de la Corbière à l'étage de St-Germain (S³), soit en raison de la discontinuité des affleurements dans la forêt de Chevré, ou pour toute autre cause, et que l'on dut rattacher ces grès à l'étage du grès armoricain (S¹), la conclusion relative à la grande faille méridionale n'en serait pas affectée. Le métamorphisme intense, manifesté par la ségrégation du quartz et du mica blanc, suivant le bord sud du bassin de Bélair, de Liffré à Pocé, obliquement à l'allongement des diverses bandes siluriennes, suffirait à prouver que la grande dénivellation qui limite vers le sud le bassin de Bélair, de Colinée à St-Aubin, s'est fait sentir au moins jusqu'aux environs de Vitré, à l'est : ce métamor-

phisme nous indique même, que cet accident n'est plus ici une simple faille de tassement, mais bien *une grande faille orogénique d'étirement*.

28. Bande de Marpiré (S²). — **29. Bande de la Corbière (S²) :** Ces deux bandes correspondent à deux petits relèvements anticlinaux parallèles, des schistes d'Angers S², dans la bande précédente des grès (S³) de la Bulle du Sanglier.

30. Bande de la forêt de Chevré (x) : De Liffré à Pocé, le bassin siluro-dévonien est limité par l'étage des schistes de St-Lô. Il y est représenté par des schistes séricitiques, gris ou bleuâtres, parfois bleu-noirâtre ou rougis par altération, alternant avec des lits arénacés grauwackeux verdâtres ou rosés, et admettant toujours un grand nombre de glandules de quartz interstratifiés, de toutes grosseurs.

Ces noyaux de quartz, remaniés à la base des argiles superficielles, résultat d'altération atmosphérique, rappellent exactement par cette disposition, les argiles à silex des plateaux de la Picardie : l'argile à noyaux de quartz caractérise ici le sous-sol précambrien (1) comme l'argile à silex caractérise là-bas, le sous-sol de craie. Ce sont des formations homologues.

Les caractères des phyllades de St-Lô de cette bande de Chevré, ne sont pas ceux des étages supérieurs de cette formation, distingués par nous, sous les noms de *dalles de Néant*, et de *poudingues de Gourin* ; il y a donc lieu de

(1) L'abondance des filonnets quarzeux, incomparablement plus grande dans les schistes précambriens, que dans les roches siluriennes et dévoniennes de la région, établit l'ancienneté d'un grand nombre de filons quarzeux de la Bretagne. Ils sont d'ailleurs remaniés en grandes proportions, dans les poudingues pourprés (S¹) cambriens.

croire que les couches siluriennes du bassin de Belair reposent en stratification discordante sur les phyllades de St-Lô, la faille qui les sépare empêche toutefois d'être très affirmatif à cet égard.

5° **Ellipse du granite de Fougères**

Le granite de Fougères, décrit plus haut (Chap. VI, p. 281), limite brusquement à l'est, les bandes siluro-dévonniennes de ce massif, comme le granite de Bécherel, qui en représente la continuation après un parcours souterrain, limitait brusquement les bandes du massif de Caulnes. Une question se pose ainsi de suite à l'esprit : pourquoi les bancs de quartzite siluro-dévonniens se poursuivent-ils dans l'intérieur du massif granitique de Bécherel, respectés pour ainsi dire par ce granite, tandis que ces mêmes bancs ne pénètrent pas dans le massif granitique de Fougères, où nous les avons cherchés inutilement ? Ils ne paraissent guère dépasser de ce côté une sorte de promontoire, qu'ils poussent dans le massif granitique, près Vieux-Vy.

L'étude stratigraphique du massif de St-Aubin-du-Cormier nous donne d'une manière très simple la solution de ce problème. Elle est fournie par le tracé de la bande silurienne de la Pierre-aux-Mignons : l'observation montre que cette bande si réduite, si étirée mécaniquement, établit cependant la continuité des faisceaux de St-Médard et d'Ouée ; les bandes quartziteuses du faisceau de St-Médard ne se prolongent pas dans le granite de Fougères, parce qu'elles se reploient suivant la bande de la Pierre-aux-Mignons, en formant l'éperon de Vieux-Vy, pour aller se continuer au sud du massif granitique dans les bandes de St-Aubin-du-Cormier. Ainsi la disposition suivant une ligne coudée, anguleuse, des couches qui forment

l'éperon de Vieux-Vy, dans le massif granitique de Fougères, montre qu'il n'y a pas lieu de rechercher la continuation de ces bancs de quarzite à l'intérieur du massif granitique. L'observation directe sur le terrain, suffit à nous apprendre ici, pourquoi les bandes de quarzite siluro-dévonien du bassin de Bélair, se retrouvent à l'état de crêtes quarzeuses dans le massif granitique de Bécherel et pourquoi elles font défaut dans le massif granitique de Fougères, qui lui est identique et a dû se former dans les mêmes conditions ambiantes de profondeur et de pression.

Le granite de Fougères a fait intrusion vers la partie terminale de l'éperon de Vieux-Vy, profitant peut-être pour s'élever des cassures de cette partie broyée, mais sans contribuer activement au ridement de la région.

CONCLUSIONS

Le massif de St-Aubin-du-Cormier nous a montré 23 bandes successives d'assises siluriennes ou dévoniennes, qui divergeant d'un point situé à l'ouest, rayonnent vers le N-E., E, et S-E (pl. III-IV). Une coupe transversale, menée à travers tout le massif du N. au S., de Vieux-Vy à la Forêt de Chevré, montre que ces bandes se groupent suivant 3 plis synclinaux principaux, séparés par des ondes anticlinales à noyau précambrien, et correspondant aux forêts de Haute-Sève, de Sevailles et de Chevré. Les trois plis synclinaux présentent, comme le montre la coupe (pl. IX, fig. 1-4), ce même fait général, que les couches de leur flanc nord sont relativement régulières, tandis que celles de leur flanc sud sont étirées, laminées, ou enlevées par failles. Cette disposition commune, est masquée cependant

dans le synclinal médian (pli d'Ouéé), par la transgression locale du Carbonifère sur le Dévonien (pl. IX, fig. 2).

Nous avons vu, que si au lieu d'étudier brutalement le massif, par le système des coupes transversales, on suivait l'affleurement des diverses bandes, on arrivait à simplifier la notion de sa structure en éliminant l'anticlinal de Haute-Sève; les bandes de St-Aubin-d'Aubigné se raccordent avec celles de St-Aubin-du-Cormier, par le zig-zag de la Pierre-aux-Mignons. Le massif se trouve alors constitué par deux ondes synclinales principales (pli de Gabard, pli de Liffré), séparées par l'anticlinal précambrien de la forêt de Sevailles (pl. IX).

Les 10 premières bandes situées au N., constituant les faisceaux d'Ouéé et de Livré, représentent la continuation des bandes de St-Médard, dont elles se distinguent principalement par leur parcours non en ligne droite, mais suivant une ligne brisée, décrivant des zig-zags rapides; les 13 bandes suivantes, qui constituent le faisceau de la Bouexière, représentent l'épanouissement des bandes déjà amorcées au sud du massif de St-Aubin-d'Aubigné (pli de Liffré). Certaines de ces bandes en effet, telles que celles d'Ercé, Rocher-Moriaux, Dourdain, se continuent directement dans le massif de Saint-Aubin-d'Aubigné; d'autres comme celles de Beaugée et de la Fleurionais d'une part, celles de la Bouexière et de St-Germain-sur-Ille d'autre part, n'ont été interrompues et séparées que secondairement, par des actions mécaniques postérieures (voir bandes de Beaugée et de la Bouexière).

Les coupes transversales (pl. IX) du massif de Saint-Aubin-du-Cormier, montrent dans leurs deux ondes synclinales (*pli de Gabard, pli de Liffré*) des caractères distincts, déjà reconnus dans les deux ondes composantes des massifs précédemment décrits : le *pli de Gabard* présente dans toute son étendue, de la forêt de Haute-Sève à Livré, un fond

en W, rempli de couches dévoniennes ; le *pli de Liffré* présente le caractère négatif général à tout le bassin, de ne plus contenir de couches dévoniennes. Les couches les plus récentes qu'on y rencontre, sont ou siluriennes, ou carbonifères : en l'absence de témoins épargnés par la dénudation, il est impossible de reconnaître si le Carbonifère, lors de son dépôt, y a recouvert partout directement le Silurien, comme il nous paraît nécessaire de l'admettre, d'après la considération des massifs précédents? Les caractères distinctifs propres de ces deux *synclinaux de Gahard et de Liffré*, sont un indice de leur haute antiquité géologique ; ils fournissent un exemple de plus, des rapports directs des lignes orogéniques avec les aires de sédimentation, antérieures aux mouvements du sol qui tracèrent ces lignes (1).

Mais ce n'est pas seulement dans la série des couches qu'ils renferment, que ces deux *plis de Gahard et de Liffré*, nous présentent des caractères remarquablement constants dans toute l'étendue du bassin de Bélair ; ils conservent en outre une frappante uniformité, mise en relief sur nos coupes, dans leurs profondeurs réciproques. Il semblerait que l'intensité du plissement ait été corrélative du mode de remplissage de ces dépressions. Dans toutes nos coupes en effet, de Colinée à St-Aubin-d'Aubigné, à travers tous

(1) La région fournit un exemple frappant de ce fait, dans les caractères de ce bassin de Bélair, comparé à celui de Guichen, qui le suit parallèlement au sud, à quelques kilomètres de distance. Les différences des séries siluriennes de ces deux bassins sont telles, que l'affaissement de leur fond a dû s'opérer lentement, progressivement et indépendamment, dès le début de l'époque silurienne : il suffit, pour le prouver, de citer l'étagé des *schistes pourprés de Montfort*, épais de 2000m dans le bassin du sud, et manquant complètement dans le bassin du nord, à 15 kil. de distance actuelle.

les massifs étudiés, le *pli de Liffré* se montre constamment plus profond que le *pli de Gahard*.

Ce n'est qu'en pénétrant dans le massif de St-Aubin-du-Cormier, que cette disposition semble perdre de sa généralité, le *pli de Liffré* y étant moins profond que le *pli de Gahard*. Toutefois la diminution de la masse n'est qu'apparente, et cette exception vient même confirmer la généralité du fait annoncé : elle nous apprend que la valeur, constamment plus grande dans le *pli de Liffré* que dans celui de *Gahard*, est non pas la profondeur de ce pli, mais bien son volume aux divers méridiens.

Le *synclinal de Liffré*, présente dans les divers massifs considérés, une valeur cubique à peu près constante ; ce qui varie, c'est l'inclinaison de son plan axial. Ce plan voisin de l'horizontale dans les massifs couchés, de Colinée à St-Aubin-d'Aubigné, se rapproche de la verticale dans le massif de St-Aubin-du-Cormier : il n'est pas sans intérêt de noter que ce simple déplacement a suffi pour déterminer toutes les différences orographiques de ces massifs.

C'est en effet à la quasi-horizontalité des couches du faisceau de la Bouexière, qu'on doit attribuer leur grand développement superficiel. C'est pour la même raison que les sédiments carbonifères en ont été balayés par dénudation, tandis qu'ils étaient conservés à l'ouest, dans les étroites et profondes fosses synclinales de Bélair. Ce que le *pli de Liffré* perd en profondeur, suivant le méridien de St-Aubin-du-Cormier comparé aux précédents, il le gagne en surface : tandis que le bassin de Bélair offre à St-Aubin-d'Aubigné, une largeur d'environ 4 kil., il arrive rapidement à 24 kil. de largeur, vers St-Aubin-du-Cormier ; c'est-à-dire que toutes choses étant égales d'ailleurs, la largeur du bassin se trouve sextuplée dans le massif de St-Aubin-du-Cormier, par le fait d'un simple changement tectonique, d'une variation dans l'inclinaison du plan axial du synclinal.

Réciproquement, on peut dire aussi, que le bassin de Béclair se trouve réduit dans sa portion étroite au $\frac{1}{6}$ de la largeur qu'il présente à ses extrémités, par le seul fait d'un ridement plus accentué. Les couches très redressées occupent à l'affleurement $\frac{1}{6}$ de la surface des couches moins redressées ; en l'absence de notions sur la profondeur réelle des synclinaux, on ne peut malheureusement aller plus loin, et calculer la réduction superficielle des couches déposées horizontalement, passant à des strates plissés. En tous cas, le bassin de Béclair avait au minimum, à l'époque carbonifère, plus de six fois sa largeur actuelle (1) ; on voit ainsi que sa forme étroite, indépendante des conditions de la sédimentation, ne nous donne qu'une idée inexacte de ses contours à l'époque paléozoïque.

La justesse de ces conclusions dépendant de l'exactitude de nos coupes, nous devons signaler les points de ces profils qui nous paraissent plus faibles, ou hypothétiques : ils sont en connexion avec leur mode de terminaison au sud. Nous n'avons pas observé en effet, le renversement, des couches qui limitent au S. de Liffré, la coupe de Gosné (pl. IX, fig. 1) ; cette coupe paraît au contraire sur le terrain, limitée de ce côté, par des couches siluriennes horizontales (S³), butant contre les phyllades de St-Lô. Notre interprétation est basée sur les coupes menées parallèlement de chaque côté, suivant les méridiens de Chasné (pl. VIII, fig. 3) et de Dourdain (pl. IX, fig. 3), où on observe l'inclinaison S., correspondant à la courbure du synclinal ; il ne saurait y avoir de doute sur la continuité des mêmes plissements

(1) La réduction a été en réalité incomparablement plus grande que ne l'indique ce nombre, puisque l'importance de la diminution due au ridement des couches déposées horizontalement nous échappe, et que nous négligeons ici la réduction due au phénomène d'étirement, qui a réduit l'affleurement dans la proportion de $\frac{1}{20}$ à la Pierre-aux-Mignons.

entre ces points, — continuité établie d'ailleurs, par la grande faille du midi, par cette longue coupure arquée, qui limite si franchement au sud, sur toute sa longueur, le bassin de Bélair (voir notre carte au 1/30.000 et la fig. 26, p. 340).

La coupe de Dourdain (pl. IX, fig. 3) présente une autre incertitude, dans la détermination de l'âge des grès du moulin de la Corbière, qui la limitent au sud, et qu'on pourrait attribuer aussi bien au grès armoricain (S¹), qu'au grès de St-Germain (S³), comme nous l'avons fait? On devra remarquer ici que cette correction, si le progrès des connaissances venait à la rendre nécessaire, n'affecterait en rien la disposition générale de la coupe; on verrait seulement disparaître la dernière petite onde synclinale, introduite au sud de notre coupe, tandis que le grès armoricain (S¹) se continuerait directement en l'air, dans l'espace, avec l'inclinaison et la direction qui lui sont attribuées sur la coupe. Dans ce cas, le massif ne serait plus limité au midi, par une faille de tassement, mais bien par la grande faille orogénique de glissement; cette faille passerait ensuite, sans les entamer, au sud des couches siluriennes du bassin de Bélair, dès le méridien de Dourdain, et s'y perdrait dans la masse des schistes de St-Lô.

Il y a d'ailleurs tout lieu de présumer, que tel est, en avançant encore un peu à l'est, le mode réel de terminaison de cette faille, et que bientôt le *pli de Liffré* doit se compléter de ce côté; son bord sud, échappant enfin à la truncature, devra montrer aux environs de Vitré, la série complète et concordante de ses couches, du Silurien supérieur aux phyllades de St-Lô. C'est au moins ce qu'indique la comparaison des coupes transversales du bassin de Bélair, puisqu'elle montre d'une façon si limpide, la diminution de volume progressive et graduelle de O. à E., du paquet *synclinal de Liffré*, découpé et relevé au sud de

cette onde, par la faille du midi, qui l'a ainsi livré aux dénudations.

L'étude du massif de Vitré, confiée à un de nos collègues par le Directeur de la Carte géologique, et que nous n'avons pas entreprise pour cette raison, est naturellement appelée à trancher ce point, et à apporter à notre travail, le contrôle précieux d'un jugement contradictoire.



CHAPITRE VIII

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Nous avons écrit cet essai, comme une première tentative d'interprétation de la structure tectonique de la Bretagne, et avons pour débiter, limité notre effort, à la région comprise entre Uzel (Côtes-du-Nord) et St-Aubin-du-Cormier (Ille-et-Vilaine), qui nous a paru la plus propre au but proposé. Cette région distinguée dans ce mémoire sous le nom de *bassin de Bélair*, montre en effet, avec une clarté particulière, le mode de croisement des deux systèmes de plissement (*Ridement du Léon et Ridement de la Cornouaille*), qui ont formé le sol de la Bretagne.

Le bassin de Bélair présente une série d'assises siluriennes, dévoniennes et carbonifères caractérisées par leurs fossiles, série limitée de part et d'autre, par l'étage précambrien des phyllades de St-Lô. Ce bassin dessine sur nos cartes (Pl. III et IV) une sorte de détroit rétréci, long de 100 kil., faisant communiquer le bassin carbonifère de Châteaulin avec celui de Laval, et remarquable à la fois par les caprices de son contour et par sa faible largeur, parfois réduite à un kilomètre. Si la continuité originelle des deux grands bassins bretons (Châteaulin-Laval) est établie depuis la publication de notre carte de Pontivy, il n'en saurait être de même de la forme qu'ils affectaient à cette époque, et la figure du détroit de Bélair notamment, est restée énigmatique, sinon invraisemblable.

Le premier résultat de l'observation, montre que les différentes assises sédimentaires, approximativement verticales, qui s'allongent de O. à E., d'Uzel à St-Aubin (Bassia de Bélair), n'affectent pas dans leur ensemble, la structure simple d'un bassin synclinal, où de part et d'autre, au N. et au S., la même série de couches serait répétée en sens inverse. Au contraire, et malgré le parallélisme et la concordance apparents, des diverses bandes d'affleurement de ces massifs, on constate qu'il y a de nombreuses lacunes dans la série, en même temps que des réapparitions de certains termes, sous forme de nouvelles rayures parallèles. On voit de plus que le nombre et l'âge de ces diverses bandes ou rayures, varie suivant les divers méridiens du massif considéré, et que par conséquent la structure de ce bassin n'est ni uniforme ou régulière, du N. au S., ni de O. à E. Elle est ainsi doublement dissymétrique, et rappelle la structure de toutes les ondes synclinales, démesurément longues et étroites du S. de la Bretagne.

Ainsi s'élargit notre sujet, puisqu'il nous entraînera à interpréter sur de nouvelles bases, sinon à réviser, toutes les données acquises, sur les rides du sud de la Bretagne, de Vannes à Erbray et à Angers.

Les bandes parallèles de couches subverticales du bassin de Bélair, ramenées à plusieurs reprises à l'affleurement, doivent être nécessairement attribuées à des plissements ou à des cassures du sol suivies de dénivellations. Il suffisait donc, pour comprendre ces mouvements, de tracer sur un certain nombre de coupes transversales, les divers affleurements observés ; les raccordements de ces bandes disloquées devaient montrer la structure du bassin, si les observations sur le terrain étaient exactes et complètes ?

Nous ne pouvons nous flatter qu'il en soit réellement ainsi ; nous devons même reconnaître qu'en l'absence partielle de fossiles et de superpositions stratigraphiques,

l'âge de plusieurs zones d'affleurement est encore indéterminé. Ajoutons à cela, que l'état très couvert du pays a dû dissimuler à nos yeux des affleurements fossilifères, dont la moindre tranchée pourra amener la découverte et modifier nos coupes.

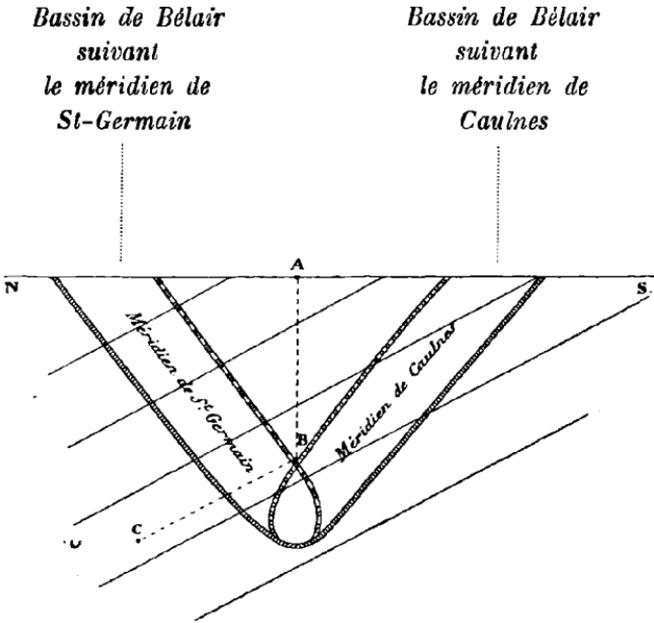
Malgré ces conditions défavorables, on peut reconnaître que toutes les coupes menées à *travers* le bassin de Béclair, malgré sa complication, ses variations de détail, et les lacunes inévitables de l'observation, présentent des caractères communs, permettant de les rattacher à un même plan tectonique, peu complexe. La simplicité et l'uniformité des mouvements ainsi dévoilés, leur donnent un assez haut degré de vraisemblance, pour nous permettre de croire que les perfectionnements que l'avenir imposera à ces coupes, ne porteront que sur les détails de la succession des couches, tandis que la structure tectonique de l'ensemble nous paraît ressortir des données actuelles. Il nous a semblé qu'il y avait là, suivant l'expression de M. M. Bertrand, assez de faits spéciaux, pour qu'une coupe schématique qui les explique tous ensemble, ait de grandes chances d'être l'expression de la vérité.

Nous sommes ainsi arrivés à reconnaître que toutes les coupes observées, d'Uzel à St-Aubin-du-Cormier, se déduisent rationnellement de la considération d'un synclinorium, déjeté au S. dans la portion occidentale (Caulnes), déjeté au N. dans la région orientale (St-Aubin), et débité ensuite uniformément par failles, inclinées au N., de 30° à 45°.

Les tranches ainsi découpées par ces failles, glissèrent les unes sur les autres, suivant un ordre constant, indiqué par les figures schématiques (Fig. 20 et 21), et d'après lequel, elles descendirent du N. au S., au nord du plan axial du bassin, et du S. au N., au sud de ce plan. Ce mouvement eut pour résultat, de déterminer l'effondrement des tranches

moyennes du synclinorium, comprises entre les tranches superficielles et les tranches les plus éloignées de la surface; ces tranches profondes et les superficielles, abandonnées également en arrière, pendant le mouvement d'affaissement, furent plus tard balayées par les dénudations.

Fig. 19.



D'après cette théorie, (fig. 19), un même point A, aurait été entraîné suivant une trajectoire courbe de A en B et en C, pour aboutir à des profondeurs de plus en plus grandes : en descendant, il refoulait ou laissait derrière lui, les masses situées latéralement au N. et au S., qui lui faisaient place. A mesure que le bassin gagnait de la sorte en profondeur, il perdait à la fois en surface et en volume.

Ainsi, le bassin actuel de Bélaïr ne représente pas un

ancien détroit de la mer paléozoïque, il ne correspond pas à un synclinal conservé en entier : ce n'est qu'une tranche de terrain, découpée par failles obliques dans un synclinorium siluro-carbonifère disparu depuis, et tombée dans une fosse, ouverte entre des murailles précambriennes, à pendage nord.

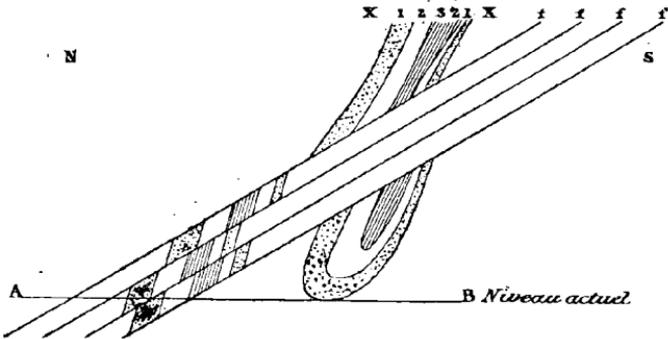
Les figures schématiques suivantes (fig. 20-21), simplifiées autant que possible, permettront de saisir en un coup d'œil, non pas la coupe réelle du bassin, en un point déterminé, mais notre interprétation de sa structure d'ensemble.

Cette interprétation ne correspond pas à une hypothèse, plus ou moins heureuse, qui rendrait compte de faits spéciaux, elle n'est que la simple représentation graphique de ces faits eux-mêmes. On observe, en effet, vers l'ouest du bassin, un massif de couches inclinées au *nord*, présentant entre ses divers termes des lacunes et des répétitions ; à l'est du bassin, est un faisceau analogue plongeant au *sud* : tous deux sont généralement privés de leurs bords nord et sud, et particulièrement de ce dernier ; tous deux sont également tranchés par un grand nombre de failles parallèles, inclinées au N. de 30° à 45° et isolant des lambeaux uniformément descendus, comme il est facile de le reconnaître sur une petite échelle, dans la plupart des carrières de la région (St-Germain, Bois de Broons, etc.). On ne peut nous attribuer ici, que la généralisation à l'ensemble du bassin, d'accidents de détail, visibles pour chacun, dans les carrières de la région. Divers croquis de ces carrières, insérés dans ce Mémoire, montrent cette disposition des failles uniformément inclinées au N., et servant de plan de glissement à des parties affaissées.

Les figures schématiques suivantes (fig. 20-21), n'ont de valeur que comme représentation graphique des mouvements accomplis ; elles ne correspondent pas à des coupes réelles, que l'on pourra plutôt chercher sur nos planches.

Fig. 20.

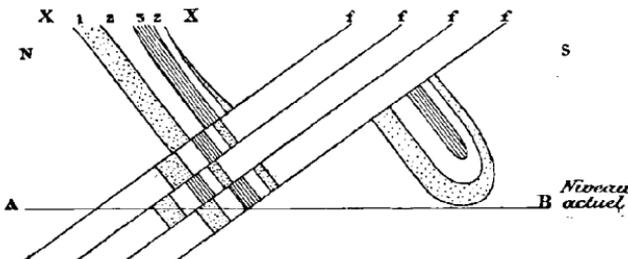
Coupe transversale schématique du bassin de Béclair, suivant le méridien de Caulnes (Région occidentale du bassin).



- | | |
|---------------------------|------------------------|
| A B Niveau actuel du sol. | 1. T. Silurien. |
| 3. T. Carbonifère. | x. Phyllades de St-Lô. |
| 2. T. Dévonien. | f. f. Failles |

Fig. 21.

Coupe transversale schématique du bassin de Béclair, suivant le méridien de St-Aubin-d'Aubigné (Région orientale du bassin).



- | | |
|---------------------------|------------------------|
| A B Niveau actuel du sol. | 1. T. Silurien. |
| 3. T. Carbonifère. | x. Phyllades de St-Lô. |
| 2. T. Dévonien. | f. f. Failles, |

Il est plus important toutefois de remarquer ici, qu'en aucun point du synclinorium de Bélair, on n'observe le Carbonifère reposant normalement sur le Dévonien, il recouvre toujours directement le Silurien (S³), en dépassant au sud du bassin, les limites dévoniennes. Ce fait inattendu, paraît d'autant plus solidement établi, qu'il se trouve être d'accord avec les observations faites aux deux extrémités du synclinorium de Bélair, dans les bassins étalés d'Uzel et de Laval.

Ce fait que résume le schéma précédent (Fig. 22, p. 329) témoigne en faveur de l'antiquité des ondulations du sol dans le géosynclinal de Bélair. Il montre aussi d'une façon positive, quelle énorme réduction superficielle, les mouvements orogéniques ont fait subir à ce synclinorium, puisque sa trace réduite parfois à 1 Kil. de largeur sur nos cartes, correspondit à deux bassins de dépôt parallèles et assez distincts, pour que les mers dévoniennes se soient limitées à l'un, et les mers carbonifères à l'autre (1).

A ces premières conclusions, qui découlent si naturellement de l'analyse des coupes transversales du bassin de

(1) Ce fait est moins bien établi pour le Carbonifère que pour le Dévonien ; car tandis que les dépôts de cet âge ont pu être enlevés par dénudation dans le bassin de Cahard, on ne saurait supposer que le Dévonien ait été enlevé par dénudation, dans le bassin de Liffré, avant le Carbonifère ?

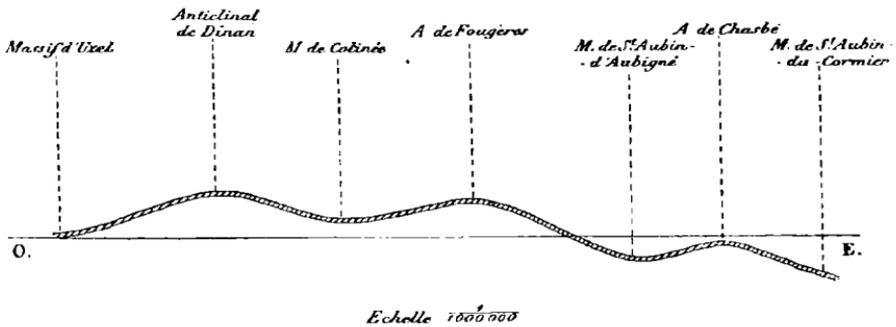
L'immense réduction superficielle des dépôts paléozoïques, jadis étalés horizontalement, actuellement ensevelis dans les étroites fosses synclinales du *système de la Cornouaille*, réduction dont nous donnons ici des exemples avec preuves à l'appui, permet seule de comprendre les différences si importantes de composition de la série sédimentaire silurienne dans ce synclinorium de Bélair, et dans le synclinorium de Guichen, qui le suit parallèlement au sud, à 15 kil. de distance. Certaines couches épaisses de 2000m dans l'un, faisant complètement défaut dans l'autre.

Bélaïr, on peut en ajouter une seconde série, non moins instructive, quand on considère le synclitorium non plus en travers, mais en long, suivant la direction de son arête anticlinale. Elle nous permet même d'entrer plus avant dans l'analyse du phénomène.

La charnière synclinale du bassin de Bélaïr ondule verticalement dans le sens de sa longueur, présentant

Fig. 23 (1).

Profil en long du bassin de Bélaïr



comme l'indique le profil ci-dessus 3 ondes successives, à convexités correspondant respectivement à :

- 1° La limite des massifs d'Uzel et de Colinée,
- 2° La limite des massifs de Colinée et de St-Aubin-d'Aubigné, de Bêcherel à Hédé,
- 3° La limite des massifs de St-Aubin-d'Aubigné et de St-Aubin-du-Cormier.

Par suite de ces dénivellations différentes, on trouve, dans ces trois tronçons surélevés, à la surface actuelle d'affleurement, des tranches plus voisines du fond du synclitorium, que dans les massifs compris entre eux. C'est pour

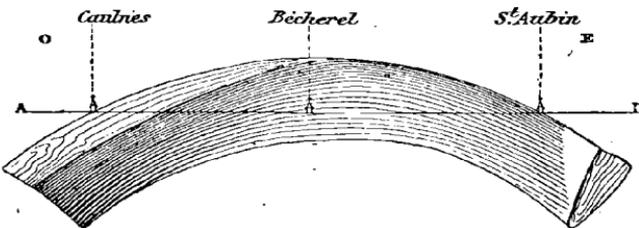
(1) Lire : Chasné au lieu de Chasné.

cette raison, que l'affleurement devient si étroit dans ces parties, et relativement si large dans les régions intermédiaires : ces affleurements représentent en effet dans ces deux cas, des sections horizontales, inégalement distantes de la charnière synclinale du bassin.

Le croquis suivant, indique la disposition du bassin de Bélair, dans une de ses portions, avant la formation des failles : il montre ce tronçon plus profond à ses deux extrémités E. et O., suivant les massifs de Caulnes et de St-Aubin, plus relevé au contraire et moins profond en son milieu, suivant le méridien de Bécherel.

Fig. 24.

Profil en long du massif de Bécherel



A B. Niveau actuel des dénudations.

Ce croquis met encore en relief un autre fait, signalé plus haut, mais sur lequel nous devons cependant revenir : tandis que la moitié occidentale du pli synclinal est formée de couches verticales déjetées vers le sud, sa moitié orientale est formée de couches verticales, déjetées vers le nord. L'ensemble de ce solide, vu dans l'espace, suivant son allongement, nous montre ainsi, que son plan axial au lieu de correspondre à une surface plane, est représenté en réalité par une surface hélicoïdale. Le plan axial du synclinorium de Bélair a été déformé par un mouvement de

torsion. Les parties ainsi tordues de ce bassin correspondent aux parties convexes de son arête synclinale, portions où son fond est porté à la plus grande altitude, et où sont venues se loger les ellipses granitiques.

Si on désigne sous le nom d'anticlinales et de synclinales les courbes que décrit ainsi l'arête synclinale du bassin de Bélaïr, on pourra dire que cette ligne présente trois relèvements anticlinaux séparés par des synclinaux (Fig. 23). Or ces relèvements coïncident exactement sur la carte (pl. IV) avec le prolongement à travers du bassin de Bélaïr, de lignes anticlinales relevées indépendamment au milieu des schistes précambriens et des gneiss, sur la feuille voisine de Dinan, publiée en 1893 (axes de Dinan, de Fougères, etc.). Ainsi la région de Bélaïr nous fournit un exemple curieux de convergence, ou plutôt de croisement et de superposition de deux systèmes de plis orogéniques. Elle permet de plus de constater l'influence perturbatrice que ces deux systèmes ont exercé l'un sur l'autre, et par suite de reconnaître leur succession dans le temps.

Cette notion est fournie par la considération des massifs de Bécherel-Hédé, où le plan axial du synclinorium de Bélaïr est tordu au passage du pli anticlinal de Fougères. Cette torsion établit la postériorité du plissement de Fougères à celui de Bélaïr, puisque celui-ci a été dérangé par le passage du premier. Le dérangement n'est pas limité toutefois à une ondulation verticale, et celle-ci a été accompagnée d'un déplacement horizontal, le bassin de Bélaïr ayant glissé en bloc, comme s'il s'affaissait de chaque côté sur les tranches schisteuses de la voûte de Fougères, qui se soulevait.

La notion du glissement, des massifs de Bélaïr, en sens inverse, des deux côtés de la voûte, est établie sur ce que le plan axial du synclinorium se conforme à cette règle, qu'il est toujours couché sur le remplissage granitique de

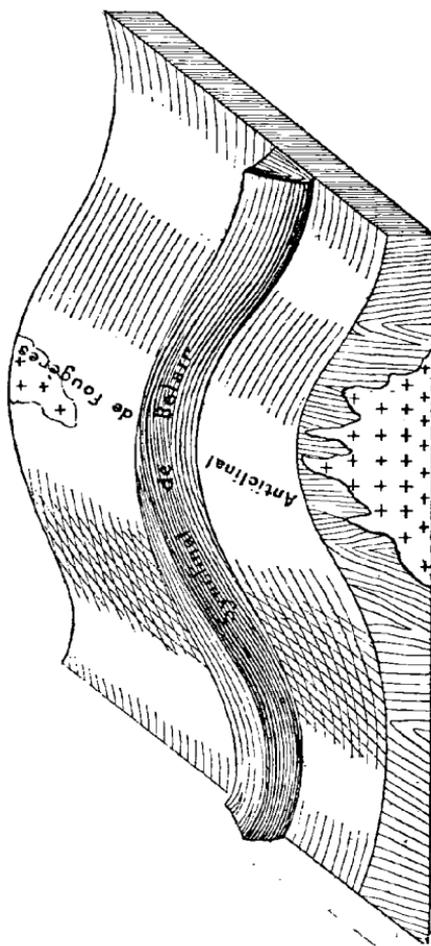
l'anticlinal de Fougères. Ce synclitorium pend au N. quand le noyau granitique est au S. ; il pend au S. quand le noyau granitique est situé au N. du bassin. Ainsi ce mouvement de torsion est la conséquence d'un déplacement latéral, paraissant produit à la limite des couches siluriennes et des couches précambriennes. L'anticlinal de Fougères a agi comme un bourrelet résistant qui aurait relevé le bassin de Bécherel, en permettant aux massifs voisins de Caulnes et de St-Aubin de glisser de part et d'autre de sa charnière, en se couchant sur lui (fig. 25).

Le pli de Fougères est donc postérieur au pli de Béclair, puisqu'il a dérangé la disposition normale de cette onde, et qu'il permet d'en comprendre la déformation d'une façon rationnelle.

Cette conclusion peut s'appliquer aux anticlinaux de St-Malo, Dinan, parallèles à celui de Fougères, et qui présentent des relations analogues avec le synclitorium de Béclair. C'est ce qu'on peut d'ailleurs établir directement, en analysant le mode de répartition des failles qui ont affecté l'ensemble du synclitorium.

Si l'on remarque, la régularité relative du bord nord du bassin de Béclair, limité généralement par la série normale des couches sédimentaires de la région, et qu'on lui compare l'irrégularité du bord sud du bassin, où la série, entrecoupée de lacunes, montre ses différents termes butant successivement sur l'encaissement des schistes plus anciens de St-Lô (x), on conclura nécessairement que les phénomènes mécaniques de dénivellation eurent plus d'importance et de continuité au S. qu'au N. de ce bassin. La coïncidence au bord sud du bassin, d'une ligne de faille sinueuse avec le bord d'un pli, rentre dans cette règle générale des accidents tectoniques, d'après laquelle les bords renversés des plis ont une tendance à être laminés et à donner naissance à des failles d'étirement. Cet étirement

Fig. 25.
*Schéma montrant les relations des plis de Bélair et de Fougères
(Systèmes de la Cornouaille et du Léon) entre-eux, et avec les ellipses granitiques.*



! Pour mieux faire ressortir les ondulations de la charnière synclinale du bassin de Bélair, dans leurs relations avec les rides du Léon, on a supprimé dans la figure, les formations précambriennes dans lesquelles ce bassin se trouve encaissé, sur le terrain.

faillé, du flanc méridional de tous les plis du synclinorium de Béclair, s'observe directement en divers points (La Rieulle, Pierre-aux-Mignons, etc.), et indépendamment du déversement des plans axiaux. Il semble se dégager de ce rapprochement la conclusion nécessaire, que les failles qui limitent le synclinorium au midi, d'une façon continue, auraient été précédées par une grande faille d'étirement, unique sur toute la longueur du bassin, et qui depuis aurait été déformée par suite de tassements plus récents.

La continuité de la grande faille d'étirement au S. du bassin, montrerait que le synclinorium de Béclair, malgré les inclinaisons divergentes, relevées sur le terrain, de ses diverses portions, a eu pour cause une pression latérale uniforme, tendant à renverser son flanc sud, et agissant par conséquent du S. vers le N. — L'inversion de sa région occidentale (Caulnes), serait ainsi une modification secondaire, consécutive à ce premier accident et datant de l'époque du plissement de Fougères, qui la détermina.

On arrive par suite ainsi, et d'une façon indépendante, à la démonstration de la postériorité du ridement de Fougères à celui de Béclair. Seule toutefois, cette démonstration ne suffirait pas, car de nombreuses failles de tassement sont venues postérieurement couper et réassortir les lambeaux étirés par la grande faille méridionale de glissement, en l'ensevelissant sous leur trace. Nous n'avons même pu faire intervenir cette grande faille d'étirement sur nos planches, ne pouvant la figurer, en l'absence d'affleurements qui ne soient hâchés par les failles de tassement, plus récentes.

Ce fut pendant la seconde moitié des temps carbonifères (après le Culm), sans qu'il soit encore possible d'en préciser les moments, que ce sont produits tous ces ridements du sol, qui déterminèrent les grands traits de l'orographie bretonne. Ces mouvements doivent se rattacher à deux

systèmes de plis orthogonaux, à peu près contemporains : le plus ancien dirigé N.-O. (*Axes de Gahard, de Liffré*), l'autre dirigé N.-E. (*Axes de St-Malo, de Dinan, de Fougères, de Rennes*). Les traces du second étant mieux conservées au N. de la Bretagne (*Région naturelle du Léon*), nous l'avons désigné sous le nom de *Système du Léon* ; celles du premier étant plus marquées sur les côtes méridionales du pays (*Cornouaille bretonne*), nous l'avons nommé *Système de la Cornouaille*.

La carte schématique au 1/320.000, de la région décrite (pl. IV), montre pour la première fois, le tracé des lignes axiales des plis anticlinaux et synclinaux rapportés à ces deux systèmes. On voit ainsi que leurs directions sont respectivement E. N. E. et O. N. O., plutôt que N. E. et N. O. : la tendance de ces plis à se rapprocher d'une direction moyenne commune O. E., correspondant à l'allongement de la presqu'île armoricaine, explique pourquoi leur distinction était obscure et a passé si longtemps inaperçue.

Leur distinction s'imposait d'autant moins, à première vue, que leurs directions sont soumises à d'assez grandes variations (30° à 40°), ainsi le pli de Bélaïr, loin de se poursuivre en ligne droite, se dévie et s'infléchit, de manière à produire une sinuosité très marquée ; il arrive ainsi à prendre vers Uzel la direction même des plis du Léon.

C'est donc par sa continuité et non par sa direction, qu'il faut définir le pli de Bélaïr ; le tracé sur la carte de ce synclinorium, offre un contour sinueux, en forme de crois-sant, que nos coupes permettent de considérer comme le résultat de déformations mécaniques. A l'origine, lors de la sédimentation, la largeur de ce synclinorium ne devait être guère inférieure à celle des bassins de Châteaulin et de Laval (1) qu'il faisait communiquer, mais il a été plus puis-

(1) Voir pages 320 et 330.

samment déformé, comme suffirait à l'indiquer sa forme, à défaut de nos coupes. Cette déformation n'a pas seulement rapproché les lèvres opposées du bassin, elle a arqué son ensemble en lui donnant la forme d'un croissant, dont la concavité est tournée au S., c'est-à-dire du côté le plus abrupt et le plus plissé, d'où venait la poussée. Le côté convexe du croissant (bord nord) est ondulé d'une série de festons rayonnants (Rieulle, Caulnes, Hédé, Vieux-Vy) dirigés respectivement N.-O. et N.-E. (Pl. IV) ; son côté concave au contraire (bord sud) est entier, il correspond à une ligne continue de cassures, et dessine sur la carte une courbe concave vers le sud, à très grand rayon de courbure.

Le tracé de cette courbe montre, si on vient à la dresser, que son centre va tomber dans les grandes profondeurs, si énigmatiques, du Golfe de Gascogne, et que ses rayons correspondent aux prolongements des festons divergents signalés au bord nord du croissant. Ces petits plis ne sont donc pour ainsi dire que des réflexes du ridement de Béclair; la coïncidence de plusieurs d'entre eux avec les axes du *système de Léon*, montre que ce système conjugué a pu avoir aussi pour cause première, le *ridement de la Cornouaille*. Ces 2 plissements du Léon et de la Cornouaille, tous deux antégranitiques, représenteraient par suite la continuité d'un même phénomène.

Les observations précédentes amènent à reconnaître les traces d'une série assez complexe de dislocations superposées, plis et failles, dans l'étendue du bassin de Béclair. Cette onde synclinale, dont les membres pendaient au S. après le ridement de la Cornouaille, a été postérieurement soumise à de nouveaux efforts, orientés dans le même sens, comme l'indique le pendage dominant des failles de tassement. Ces accidents présentent entre eux un *enchaînement naturel*, très simple, sur lequel nous aimerions appeler l'attention, puisqu'il éclaire non seulement l'histoire de

leur succession dans le temps, mais encore et surtout leur dépendance réciproque et leur causalité.

Les plis, qui présentent une valeur orogénique prépondérante, se rattachent à 2 systèmes distincts, bien qu'à peu près contemporains, et également dûs à la seule contraction de l'écorce. Les plus importants, puisqu'ils dépendent du géosynclinal qui fixa sur le globe, l'emplacement de la Bretagne, appartiennent au *système de la Cornouaille* : ils ont été spécialement étudiés dans ce Mémoire. Les synclinaux de ce système, sont affectés dans le bassin de Bélair par de nombreuses failles, qui se répartissent en failles d'étirement, failles de tassement et failles de décrochement.

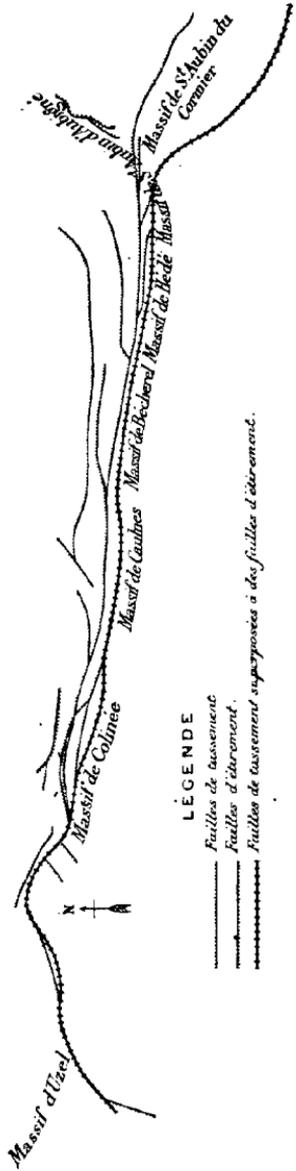
Les failles d'étirement et les failles de tassement sont longitudinales (1), et parallèles aux lignes directrices : tandis que les premières correspondent à des étirements, produits suivant les flancs renversés des plis, les secondes correspondent à des tassements qui ont enseveli dans des fosses obliques, les tranches médianes, seules conservées, de ces plis synclinaux. Enfin, les failles de décrochement sont transversales, elles présentent dans leur groupement en gerbes, une relation avec la torsion d'ensemble du bassin (voir pl. III, le tracé des dykes de diabase), elles dateraient ainsi d'une époque intermédiaire, antérieure à la phase des failles de tassement. La figure suivante (fig. 26) reproduit à la fois le tracé des failles d'étirement et des failles de tassement ; elle montre particulièrement la façon dont sont ordonnés ces dernières, relativement à la grande faille d'étirement du midi, à contour curviligne, autour de laquelle elles sont aussi groupées comme des faisceaux de fentes de torsion.

L'importance orogénique des failles d'étirement mériterait d'être mise en évidence, et il y aurait lieu de les distin-

(1) longitudinales, par rapport à l'allongement E. O. du bassin.

Fig. 26.
Tracé des failles du Bassin du Ménez-Bélair, suivant leur affleurement, montrant le groupement des failles de tassement autour de la grande faille d'éirement du Midi.

Echelle 1/800.000



guer sur la carte, de toutes les autres, si les failles de tassement n'étaient venues plus tard les défigurer, en se superposant à elles, pour les remplacer. La substitution des failles longitudinales de tassement aux failles orogéniques d'étirement, et leur prépondérance suivant les affleurements actuels, est clairement indiquée par divers arguments : 1° on observe d'une façon immédiate dans les carrières, les failles de tassement ; 2° les fossiles sont abondants et intacts dans les bandes d'affleurement les plus méridionales, qui ne correspondent donc pas aux bandes déformées par étirement ; 3° les massifs centraux du bassin, présentent de brusques contacts d'étages différents, loin de montrer une série amincie, décroissant graduellement au sud ; 4° les failles d'étirement, à mesure que les tassements deviennent plus rares à l'est du bassin, vers Vitré, offrent des caractères plus reconnaissables, et on assiste à la diminution graduelle par étirement, du bord sud, à mesure que disparaissent de ce côté, les influences secondaires, perturbatrices.

Tous ces accidents, malgré leur variété, doivent être considérés comme des manifestations différentes d'une même cause fondamentale, leurs différences sont imputables à ce que les premiers sont antégranitiques (plis et failles d'étirement), les derniers post-granitiques (failles de décrochement et de tassement figurées sur les cartes) : l'intrusion du granite qui les sépare, dans le temps, est venue modifier les conditions d'équilibre du massif.

Cette intrusion du granite à l'époque carbonifère, postérieurement au ridement, est établie par les observations suivantes : ce granite coupe transversalement les couches paléozoïques du bassin, redressées et plissées à Rouillac, comme aussi à l'est des massifs d'Uzel, de Caulnes et de St-Aubin : dans ces points, les schistes sont métamorphisés et transformés en schistes micacés-maclifères, mais

tandis qu'ils s'arrêtent brusquement au contact du granite, les assises interstratifiées de quartzite se poursuivent dans le massif granitique, où elles constituent des crêtes quarzeuses remarquables. Ainsi, l'auréole métamorphique de ces massifs granitiques, témoigne avec les apophyses gréseuses émises par les massifs sédimentaires à l'intérieur de l'ellipse granitique de Bécherel, en faveur de la postériorité du granite au ridement de la région ; ces faits montrent de plus, que ces massifs, ont conservé leurs relations initiales de voisinage de O. à E. — Il n'en n'est plus de même N. à S. : On constate en effet, qu'au S. des affleurements granitiques de Bécherel, la faille qui limite au N. le bassin silurien correspond à la limite des roches métamorphisées par le contact du granite ; ce fait est important, en ce qu'il permet de conclure à la postériorité de cette faille longitudinale, et par suite du système des failles de tassement de la région, à l'intrusion granitique.

Le gisement du granite aux divers méridiens du bassin de Béclair, vers Colinée d'une part, vers Bécherel et Hédé d'autre part, montre une autre relation avec la structure tectonique de la région. Ces ellipses de granite, considérées sur une carte à petite échelle (pl. III), appartiennent à des chapelets granitiques parallèles, alignés le premier de Moncontour à Dinan, le second de Loudéac à Fougères. La direction de ces alignements se montre ainsi oblique à l'axe du synclinorium de Béclair, mais elle coïncide exactement, voire même en position, avec les axes anticlinaux de Dinan et de Fougères (*Système du Léon*). C'est un nouvel exemple d'un fait dominant, sinon général en Bretagne, que cette mise en place du granite suivant les anticlinaux. On apprend ici en outre que le granite, loin de jouer un rôle actif dans le ridement de la région, ne s'est mis en place dans les massifs, que lorsqu'ils étaient déjà plissés et redressés, soulignant les anticlinaux, absorbant les forma-

tions d'assimilation facile (schistes et calcaires) et laissant comme des témoins de son action tranquille, immobiles là où les ridements du sol les avait portés, un certain nombre de gros bancs résistants de quartzites.

Les coupes (pl. VII) et les cartes (pl. III) du massif de Bécherel ont montré que les masses granitiques avaient été affectées par les failles de tassement et de décrochement, et que par suite, leur intrusion, postérieure au ridement de la région avait précédé la dénivellation par ces failles. On a tout lieu de croire que le granite évoluait souterrainement, suivant les lignes anticlinales de la région (*Système du Léon*), pendant que se continuaient d'une façon ininterrompue les phénomènes de plissement qui aboutirent aux ridements de la Cornouaille et du Léon ; ce fut à la fin de cette époque qu'il accomplit sa mise en place dans les niveaux actuellement exposés par les dénudations.

Le Bassin de Bélaïr, considéré dans son ensemble, fournit plusieurs données générales, sur les relations d'ailleurs très simples, des accidents orogéniques, plis et failles, avec les masses intrusives et éruptives, granites et diabases.

Nous avons vu les granites effectuer leur mise en place suivant les anticlinaux, à la faveur des derniers grands mouvements de plissement. De même l'ascension du magma en fusion qui a produit les diabases de la région, en filons innombrables, est en relation avec un autre mouvement du sol, postérieur aux ridements de la Cornouaille et du Léon : elle a été déterminée par les effondrements des tranches médianes des plis synclinaux, dont les failles d'affaissement nous ont fourni la preuve. Le magma profita pour son ascension, des tranchées ou failles de décrochement, ouvertes antérieurement dans la région, lors de la propagation du mouvement de torsion, subi par le bassin de Bélaïr, mouvement provoqué par l'entrecroisement des axes tectoniques. L'orientation de ces cassures et leur groupement en gerbes,

se sont montrés dépendre directement des déformations subies par une torsion des séries précédentes, plissées et redressées.

L'analyse de tous les mouvements du sol, dont la trace nous est conservée dans le bassin de Béclair, montre en somme, qu'ils se relient à une même poussée latérale continue, qui pendant toute la période paléozoïque, agit dans le même sens, sur une bande de la croûte terrestre qui s'affaissait. Les accidents de plissement, de torsion, et ceux qui déterminèrent les failles, comme aussi la mise en place des roches cristallines massives, sont le résultat d'un même mouvement, d'un effort dont le sens a été constant, et dont l'expression extérieure a seule varié.

Les moyens mis en jeu varient, mais ils tendent vers un but unique : celui de réduire la surface et le volume du bassin. Pour atteindre ce but, certaines parties sont entraînées dans un irrésistible mouvement centripète de descente, tandis que les autres sont refoulées ou laissées en arrière pour leur faire place ; lentement alors, la dénudation enlève toutes ces parties abandonnées, qui ne pouvaient s'accommoder de la fosse étroite, où la contraction de volume de notre globe tendait à les resserrer.

La direction elle-même des premiers plissements de la Cornouaille, montre des relations avec les grandes lignes de contraction de la croûte, puisque ces plis s'accordent avec les premiers phénomènes de sédimentation de la région, et qu'ils correspondent à leurs différences de faciès, dès l'époque cambrienne.

Comprise de cette façon, l'histoire du bassin de Béclair présente une telle simplicité dans l'enchaînement des faits observés, qu'il est facile de la résumer en peu de mots. L'observation nous a montré que toutes les coupes de ce bassin peuvent se rattacher à un schéma unique : elles se déduisent toutes directement de la considération d'un

synclinorium double, tordu suivant son axe, à bordure septentrionale festonnée radiairement, à bordure méridionale supprimée mécaniquement, et dont l'ensemble a été débité par failles, en une série de tranches inclinées, parallèles.

Les relations de ce synclinorium de Bélair (*Système de la Cornouaille*), d'âge carbonifère, avec un système de plis conjugués (*Système du Léon*), un peu plus récent, suffisent à expliquer toutes les déformations orogéniques reconnues, comme aussi la localisation et l'intrusion des roches massives de la région, granites et diabases.

TABLE DES MATIÈRES

TERRAINS PRIMITIF, ÉRUPTIF ET MÉTAMORPHIQUE

Légende de la feuille de Rennes, par M. Ch. Barrois, 21.
— Le massif granitique de Moncontour (Côtes-du-Nord),
par M. Ch. Barrois, 53. — Le bassin du Ménez-Bélair
(Côtes-du-Nord et Ille-et-Vilaine), par M. Ch. Barrois, 181.

TERRAINS PRIMAIRES

Légende de la feuille de Rennes, par M. Ch. Barrois,
21. — Dualité d'origine des Brèches du Carbonifère franco-
belge, par M. L. Cayeux, p. 94. — Corps oolithiques des
calcaires précambriens, par M. Ch. Barrois, p. 115. —
Sur la présence de restes de Foraminifères dans les terrains
précambriens de Bretagne, par M. L. Cayeux, p. 116
— Le bassin du Ménez-Bélair (Côtes-du-Nord et Ille-et-
Vilaine), par M. Ch. Barrois, 181.

ÉTAGE HOULLER

Sur les couches traversées par le sondage profond
de Douvres, d'après M. Boyd Dawkins, par M. Ch. Barrois,
82. — Album des préparations de l'algue du Kérosène
Shale, par M. Ch. E. Bertrand, 163.

TERRAINS JURASSIQUE

Sur les couches traversées par le sondage profond de
Douvres, d'après M. Boyd Dawkins, par M. Ch. Barrois,
82. — Les poudingues portlandiens du Bas-Boulonnais,
par M. H. Parent, 106.

TERRAIN CRÉTACIQUE

Notes sur les sables du bois de Fiennes. Présence du
terrain Néocomien dans le Boulonnais, par M. H. Parent,
69. — Sur les couches traversées par le sondage profond

de Douvres, d'après M. Boyd Dawkins, par M. Ch. Barrois, 82. — Addition à une note sur les craies à Bélemnites des environs de Ribemont, par M. Rabelle, 177.

TERRAINS TERTIAIRES

Note sur les terrains tertiaires du Pays de Caux, par M. H. Parent, 1. — Légende de la feuille de Rennes, par M. Ch. Barrois, 21. — Excursion géologique du 22 Avril 1894, à Halluin, 54. — La faune des sables de Mons-en-Pévèle, par M. H. Parent, 58. — Excursion géologique, à Halluin et à Roncq, par M. Ducamp, 103. — Quelques observations géologiques aux environs de Guiscard et de Sinceny par M. J. Gosselet, 134. — Notes sur les couches tertiaires de la feuille d'Amiens, par MM. Gosselet et Cayeux, 150. — Présence du tuffeau, près de la poterne de la moyenne Deûle, par M. J. Gosselet, 164.

TERRAIN PLEISTOCÈNE

Note sur la découverte de silex moustériens à la Goulaine (Saône-et-Loire), par M. J. Tissier, 16. — Limon des environs du Havre, par M. Boule, 55. — Alluvions des plateaux et essai sur la genèse des vallées, par M. Ch. Jannel, 56. — Sur la station paléolithique de Lauverdal, Canton de Lumbres (P.-D.-C.), par M. Pontier, 100. — Coupe d'une tranchée faite pour une écluse sur le canal de la Bourre à la Motte-au-Bois, par M. Gosselet, 163. — Le terrain quaternaire de la vallée de l'Eure, aux environs de Chartres, par M. J. Ladrière, 165. — Fouilles dans la Ville de Lille, par M. J. Gosselet, 175. — Débris d'éléphants recueillis à Prouville près Marquion, par M. Rinquin, 176. — Sur les silex taillés d'Hautmont, par M. Ninon, 178. — Forage fait, dans la vallée de la Lys, à Warneton, chez M. Émile Six, brasseur, en 1893, par M. J. Gosselet, 179.

TERRAIN HOLOCÈNE OU RÉCENT

Sur un foyer Gallo-Romain à Ablain St-Nazaire près Souchez, par M. Hette, p. 74. — Sur une meule plate trouvée à Ablain St-Nazaire, par M. Hette, p. 75. — Visite aux fouilles de la rue Nationale, par M. J. Gosselet, p. 94. — Tourbes à Cartigny, près de Péronne, par M. Farez, p. 175.

PALÉONTOLOGIE

Sur le Synopsis des Genera, des Brachiopodes paléozoïques de M. James Hall, par M. Ch. Barrois, p. 77. — Sur la présence de restes de foraminifères dans les terrains précambriens de Bretagne, par M. L. Cayeux, 116. — Étude sur les variations du *Spirifer Verneuili* et sur quelques espèces voisines, par M. J. Gosselet, 119. — Note additionnelle à propos du *Spirifer Orbelianus*, par M. J. Gosselet, 123

GÉOLOGIE AGRONOMIQUE

Carte agronomique du Canton de Cysoing, par MM. Ladrière et Toussaint, 149. — Carte agronomique de la commune de Dourlers par M. Richepin, 176.

HYDROGRAPHIE

Quelques mots sur les sources vauclusiennes des eaux de Joux (Suisse), par M. Delessert, 110. — Excursion de la Société Géologique du Nord, aux sources de Bénifontaine, par M. J. Gosselet, 128. — Sur le captage des sources pour la ville de Chantilly, par M. Derennes, 174.

GÉOGRAPHIE PHYSIQUE ET GÉOLOGIQUE

Étude stratigraphique des Pyrénées, par M. Roussel, p. 18. — Géographie physique : la plaine de la Lys, etc., par M. J. Gosselet, 38.

SONDAGES

Sur les couches traversées par le sondage profond de

Shakespeare Cliff, près Douvres, d'après M. Boyd Dawkins, par M. Ch. Barrois, 82. — Forage fait, dans la vallée de la Lys à Warneton, chez M. E. Six, brasseur, par M. Gosselet, 179.

EXCURSION

Excursion géologique du 22 Avril 1894, à Roncq et à Halluin ; compte-rendu par M. Ducamp, 54, 103. — Excursion géologique à Bénifontaine, le 7 Juin 1894 ; compte rendu par M. Gosselet, 128.

TABLE DES AUTEURS

- Barrois.** — Légende de la feuille de Rennes, p. 21. — Le massif granitique de Moncontour (Côtes-du-Nord), p. 53. — Sur le Synopsis des Genera des Brachiopodes paléozoïques de M James Hall, p. 77. — Sur les couches traversées par le sondage profond de Douvres, d'après M. Boyd Dawkins, p. 82. — Corps oolithiques des calcaires précambriens, p. 115. — Le bassin du Ménez-Rélaïr (Côtes-du-Nord et Ille-et-Vilaine), p. 181.
- Bertrand (Ch. E).** — Album des préparations de l'algue du Kérosène Shale. p, 163.
- Boule.** — Limon des environs du Havre, p. 55.
- Cayeux.** — Dualité d'origine des Brèches du Carbonifère franco-belge, p. 94. — Sur la présence de restes de Foraminifères dans les terrains précambriens de Bretagne, p. 116. — Note sur les couches tertiaires de la feuille d'Amiens, p. 150.
- Boyd Dawkins.** — Couches traversées par le sondage de Shakespeare Cliff, près Douvres, p. 84.
- Delessert.** — Quelques mots sur les sources vaucloisiennes des eaux de Joux (Suisse) p. 110.

- Derennes.** — Sur le captage des eaux pour la ville de Chantilly, p. 174.
- Ducamp** — Excursion géologique du 22 Avril 1894, à Roncq et à Halluin, p. 103
- Farez.** — Tourbes à Cartigny, près de Péronne. p. 175.
- Gosselet.** — Géographie physique : la plaine de la Lys, etc., p. 38. — Visite aux fouilles de la rue Nationale, p. 94. Étude sur les variations du *Spirifer Verneული* et sur quelques espèces voisines, p. 119. — Note additionnelle à propos du *Spirifer Orbekianus*, p. 123. — Excursion de la Société géologique du Nord, aux sources de Bénifontaine le 7 Juin 1894, p. 128. — Quelques observations géologiques aux environs de Guiscard et de Sinceny, p. 134 — Note sur les couches tertiaires de la feuille d'Amiens, p. 150. — Coupe d'une tranchée faite pour une écluse sur le canal de la Bourre, à la Motte-au-Bois, p. 163. — Présence du tuffeau près de la poterne de la moyenne Deule, p. 164. — Fouilles dans la ville de Lille, p. 175. — Forage fait dans la vallée de la Lys, à Warneton, chez M. Émile Six, brasseur, en 1893, p. 179.
- Hall (James)** — Synopsis des Genera des Brachiopodes paléozoïques, p. 77.
- Hette.** — Sur un foyer Gallo-Romain, à Ablain St-Nazaire, près Souchez, p. 74. — Sur une meule plate trouvée à Ablain St Nazaire, p. 75.
- Jannel** — Alluvions des plateaux et essai sur la genèse des vallées, p. 56.
- Ladrière** — Officier de l'Instruction publique, p. 55. — Médaille d'Or de la Société d'Agriculture de France, p. 149. — Carte agronomique du canton de Cysoing, p. 149. — Le terrain quaternaire de la vallée de l'Eure, aux environs de Chartres, p. 165.

- Meyer** — Rapport de la Commission des finances, p. 53.
- Ninon** — Sur les silex taillés, d'Hautmont, p. 178,
- Parent** — Notes sur les terrains tertiaires du Pays de Caux, p. 1. — La faune des sables de Mons-en-Pévèle. p. 58. — Notes sur les sables du bois de Fiennes : présence du terrain Néocamien dans le Boulonnais, p. 69. — Les poudingues portlandiens du Bas-Boulonnais, p. 106.
- Pontier**. — Sur la station paléolithique de Lauverdal, canton de Lumbres (Pas-de-Calais), p. 100.
- Rabelle**. — Additions à une note sur les craies à Bélemnites des environs de Ribemont, p. 177.
- Richepin** — Carte agronomique de la commune de Doullers, p. 176.
- Rinquin**. — Débris d'Éléphant recueillis à Prouville, près Marquion, p. 176.
- Roussel**. — Étude stratigraphique des Pyrénées, p. 18.
- Tissier**. — Note sur la découverte de silex Moustériens à la Goulaine (Saône-et-Loire), p. 16.

TABLES DES PLANCHES

- Pl I. — **Gosselet**. — Sources de Bénifontaine.
- II. — **id.** — id. id.
- III. — **Barrois**. — Carte géologique du Ménez-Bélair au 1/320.000.
- IV. — **id.** — Carte schématique des lignes directrices du Ménez-Bélair.
- V. — **id.** — Coupes du massif d'Uzel et de Colinée — au 1/160.000.
- VI. — **id.** — Coupes du massif de Caulnes.
- VII. — **id.** — Coupes des massifs de Béche-rel, de Hédé.

- Pl. VIII. — **id.** — Coupes du massif de St-Aubin-
d'Aubigné.
IX. — **id.** — Coupes du massif de St-Au-
bin-du-Cormier.

ÉPOQUES DE PUBLICATIONS DES LIVRAISONS

Livraison	1.	Pages	1. à	56	—	Mai	1894
—	2.	—	59. à	120	—	Juillet	1894
—	3.	—	121 à	176	—	Janvier	1895
—	4.	—	187 à	000	—	Février	1895

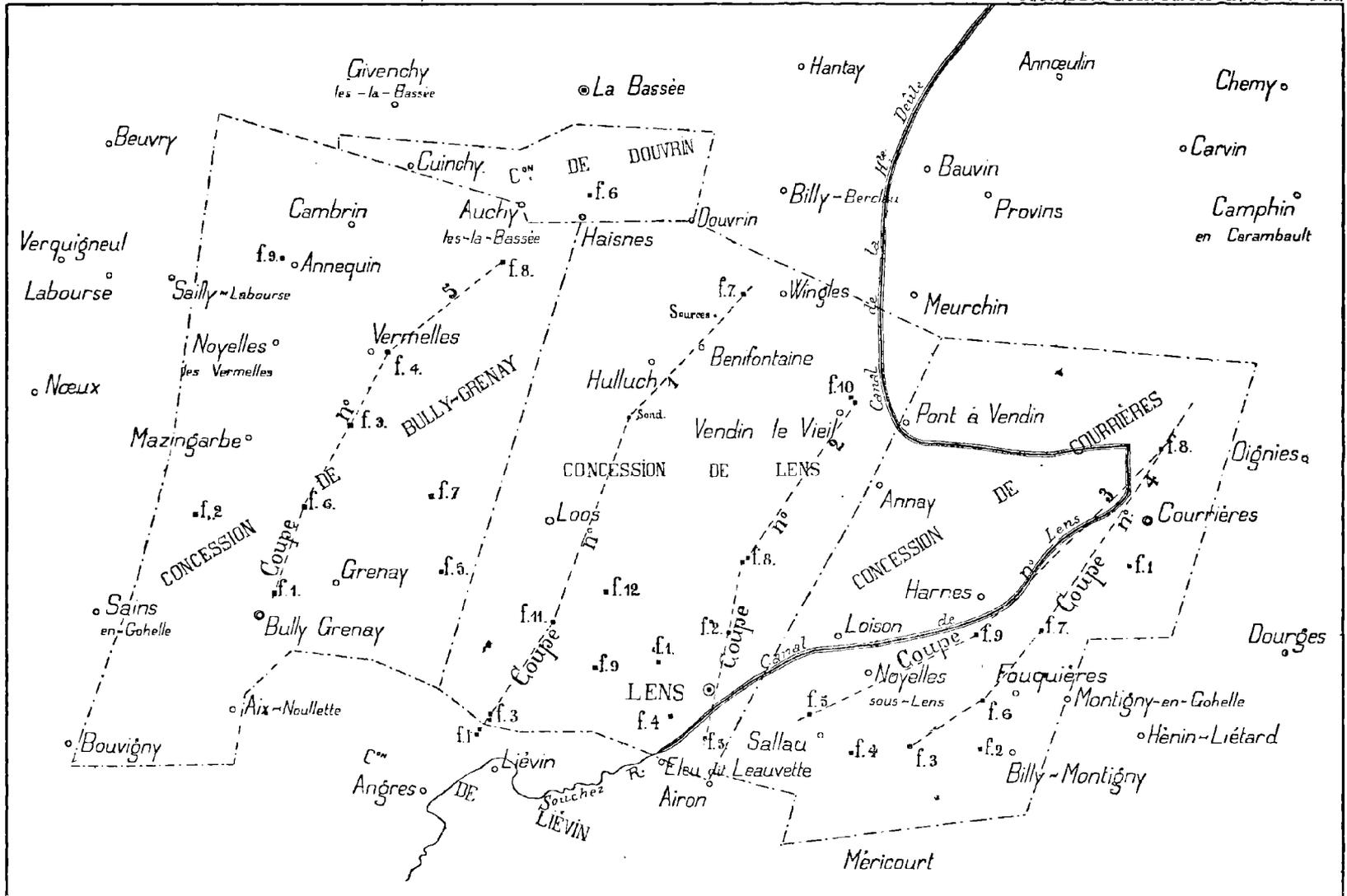
ERRATA

p. 176, ligne 14 et 19 *lisez* Richepin *au lieu de* Repelin.

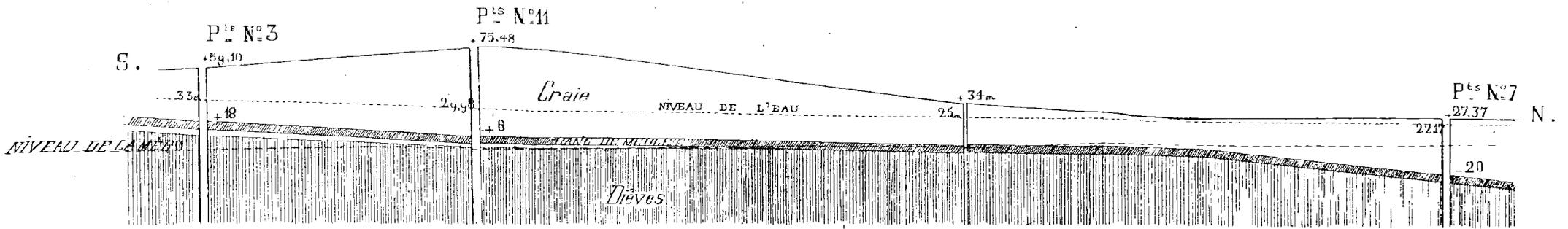
CARTE DES CONCESSIONS

DE BULLY-GRENAY LENS ET COURRIÈRES

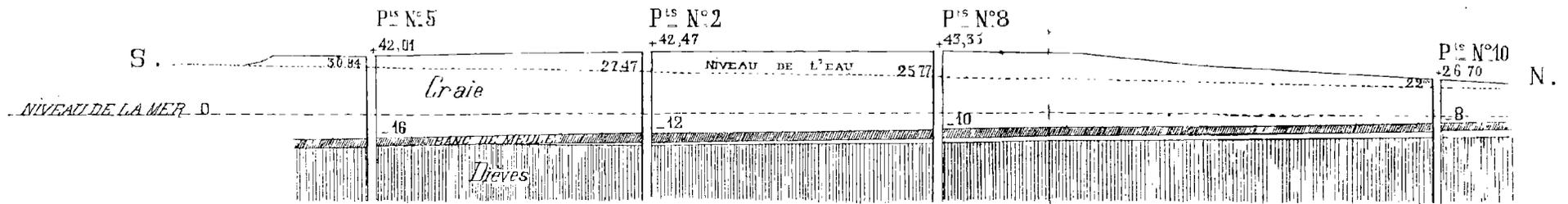
Ann. Soc. Géol. du Nord, TXXI Pl.1



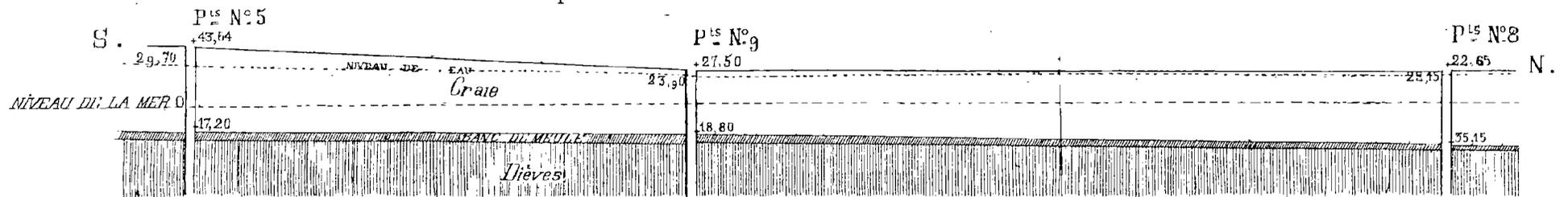
Coupe N°1 Concession de Lens



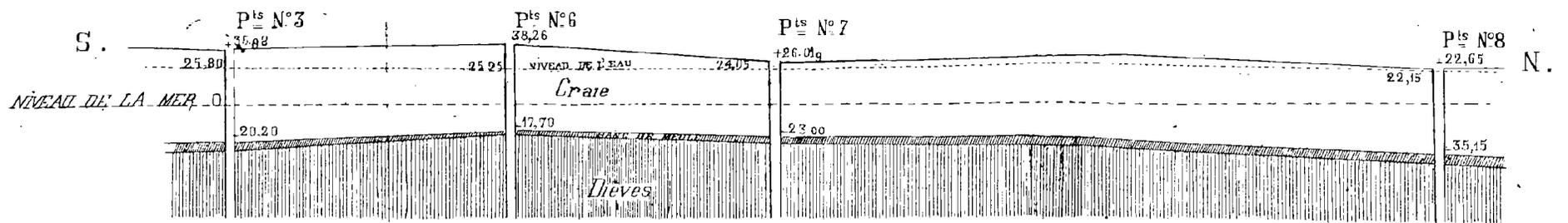
Coupe N°2 Concession de Lens



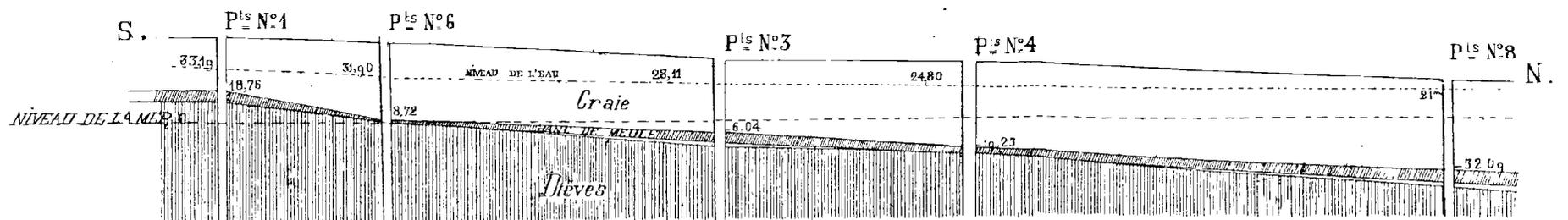
Coupe N°3 Concession de Courrières



Coupe N°4 Concession de Courrières



Coupe N°5 Concession de Grenay

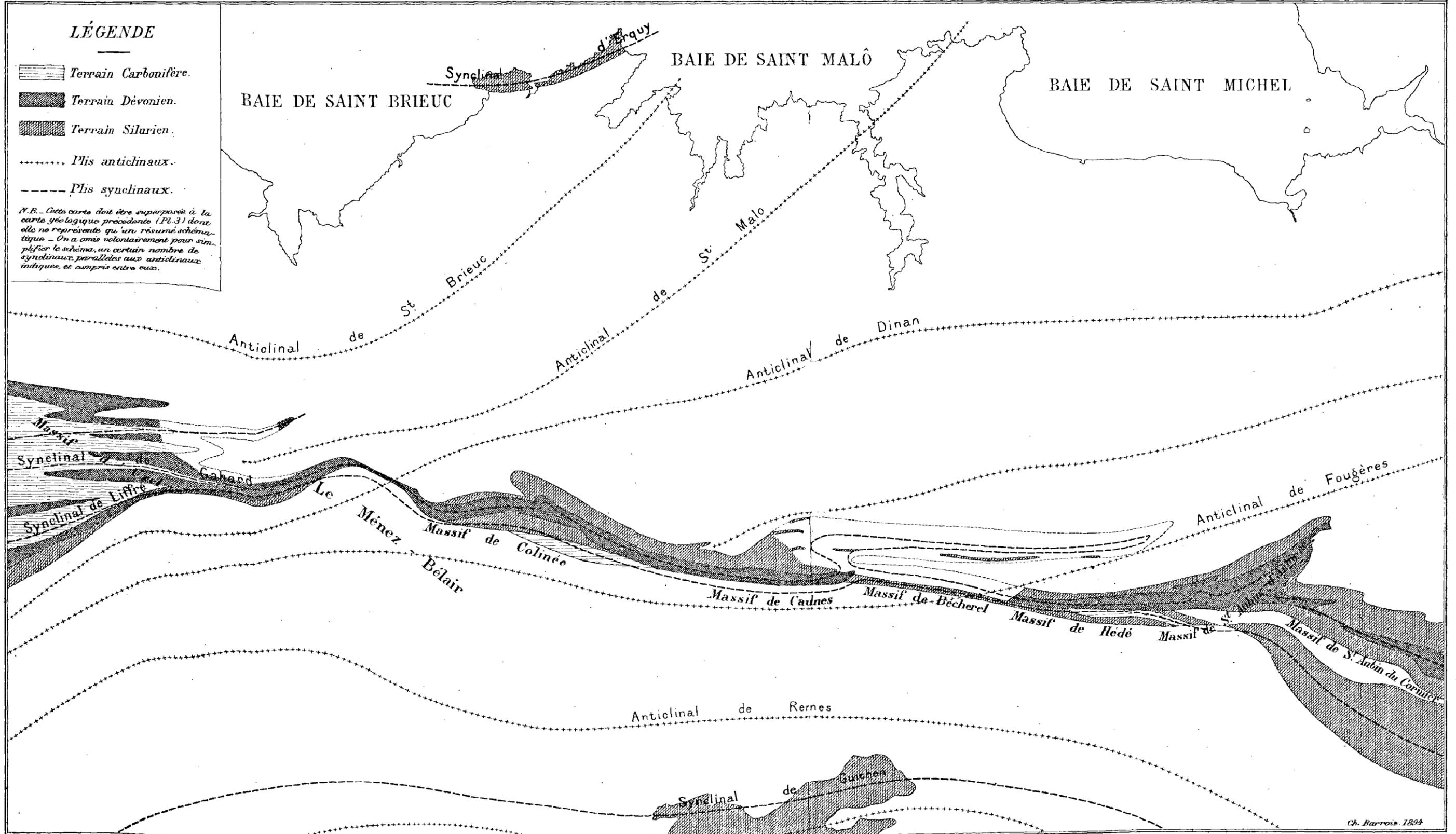


CARTE TECTONIQUE DU BASSIN DU MÉNEZ BÉLAIR

Echelle = 1/320.000

Annales de la Soc. Géol. du Nord. Tome XXII (1896)

Pl. IV

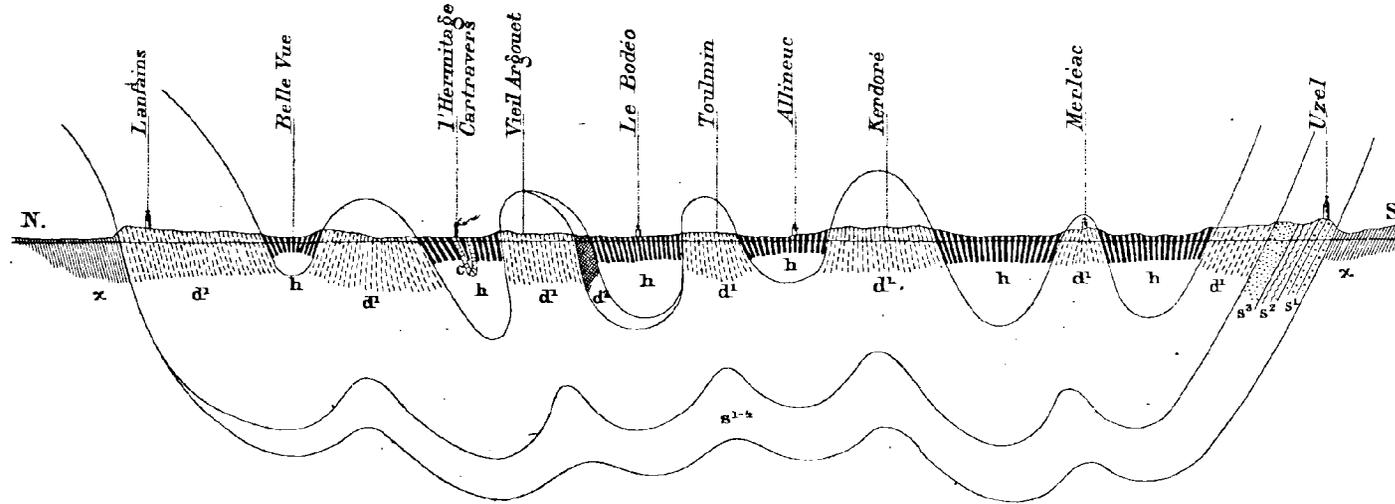


Gravé chez L. Wührer.

Ch. Barrois. 1894

Fig. 1 - Coupe transversale du massif d'Uzel.

Echelle $\frac{1}{80.000}$



Légende générale à toutes les coupes.

	h Carbonifère.
	c Calcaire carbonifère.
	d² Grauwacke de Nohou.
	d¹ Grès de Cahard.
	s⁴ Silurien supérieur.
	s³ Grès de St Germain.
	s² Schistes d'Angers.
	s¹ Grès armoricain.
	x Phyllides de St Lo.

Fig. 2 - Coupe transversale du massif de Colinée

Echelle $\frac{1}{80.000}$

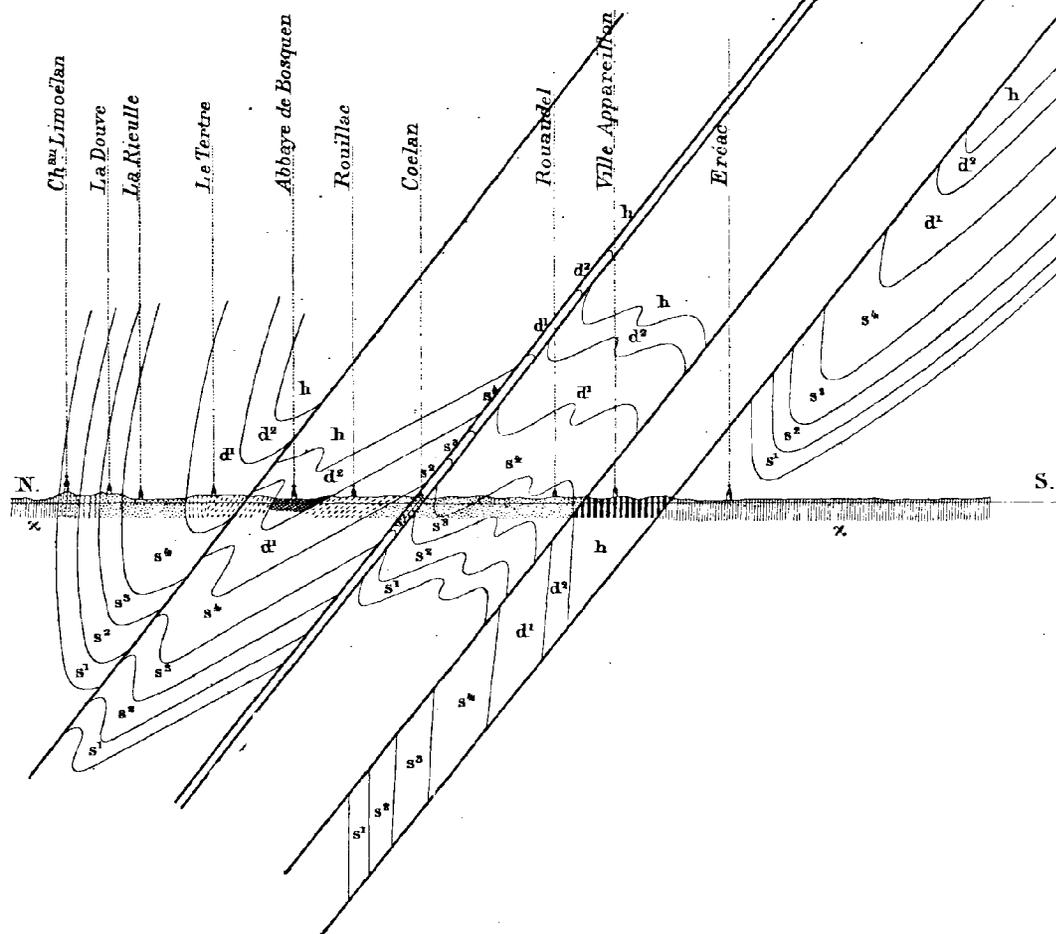
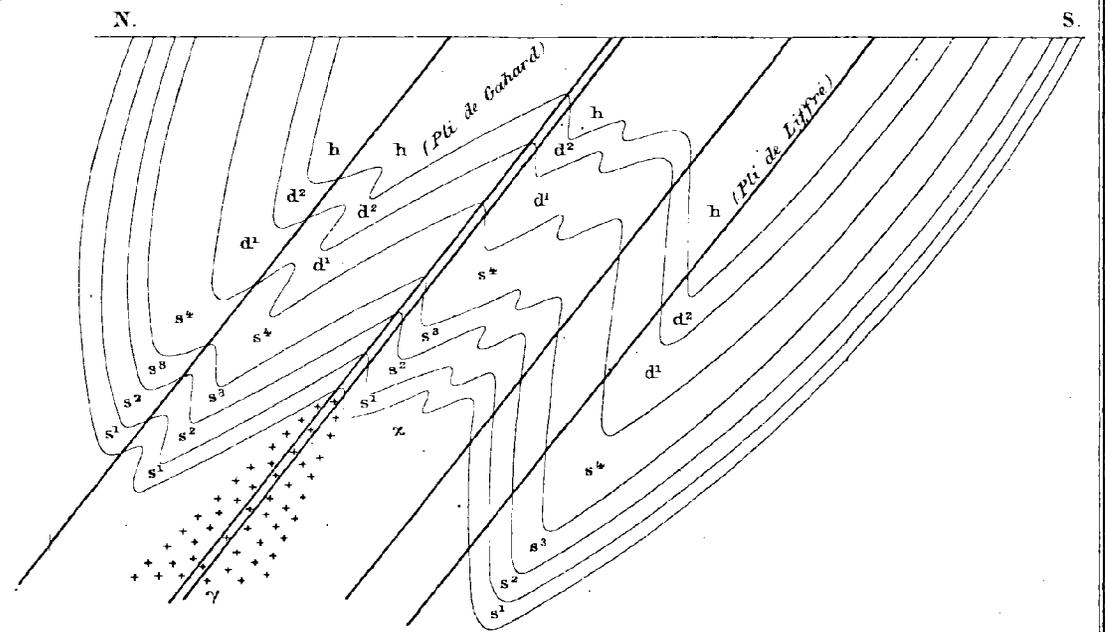


Fig. 3 - Même coupe que Fig. 2, restaurée, avant la dénivellation par les failles.



Ch. Barrois 1894.

COUPES DU MASSIF DE CAULNES

Echelle $\frac{1}{80,000}$

Annales de la Soc. Géol. du Nord, Tome XXII (1896)

Pl. VI

Fig. 1 - Coupe suivant le méridien de la Chapelle Blanche.

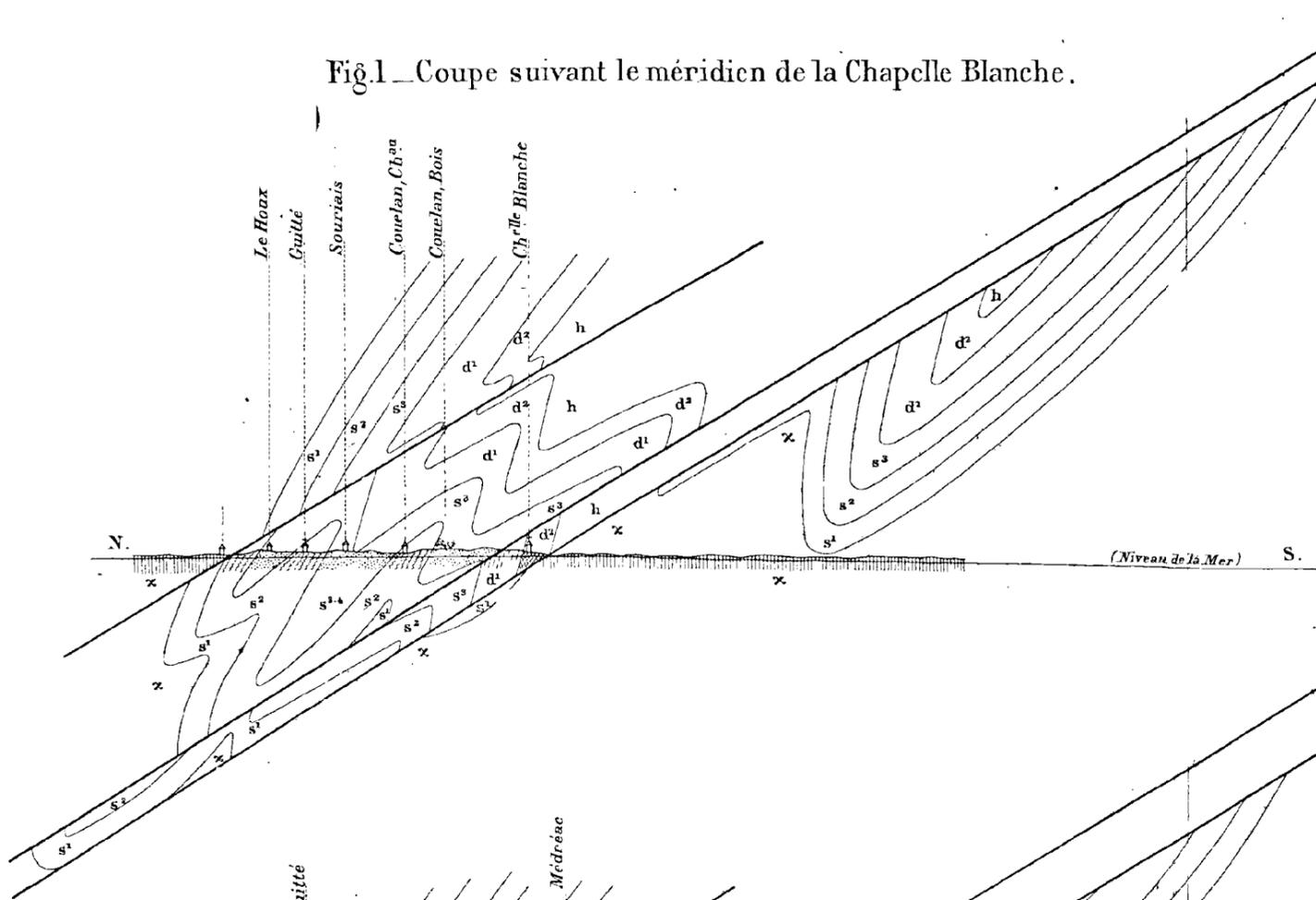


Fig. 3 - Mêmes coupes restaurées, avant la dénivellation par les failles.

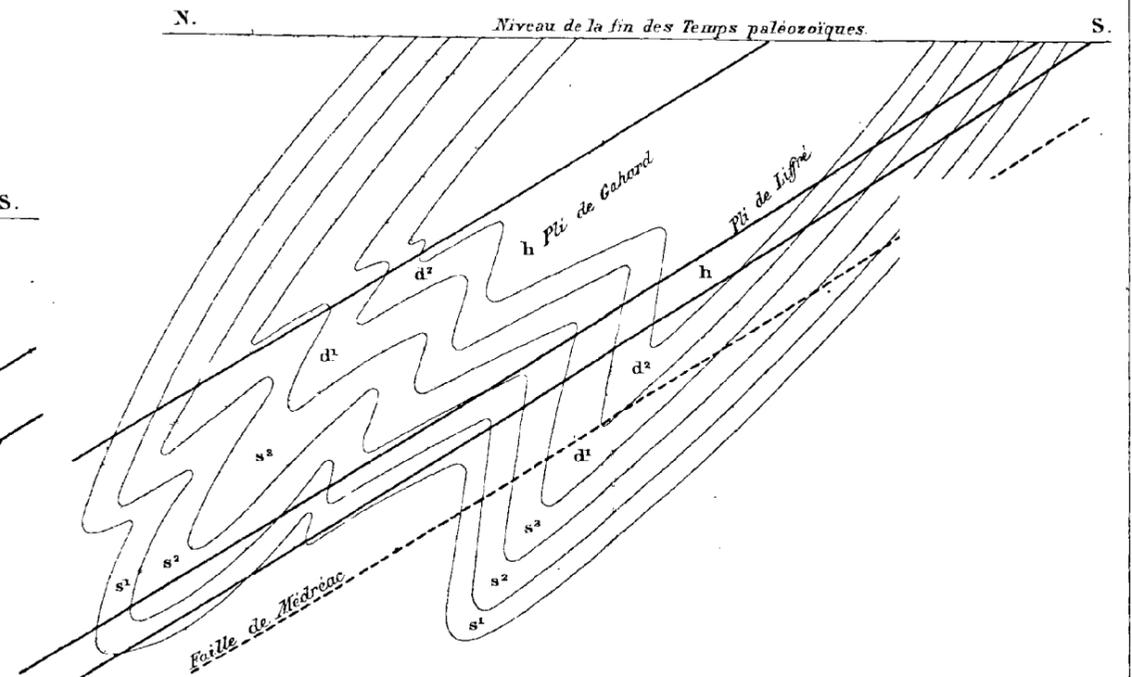
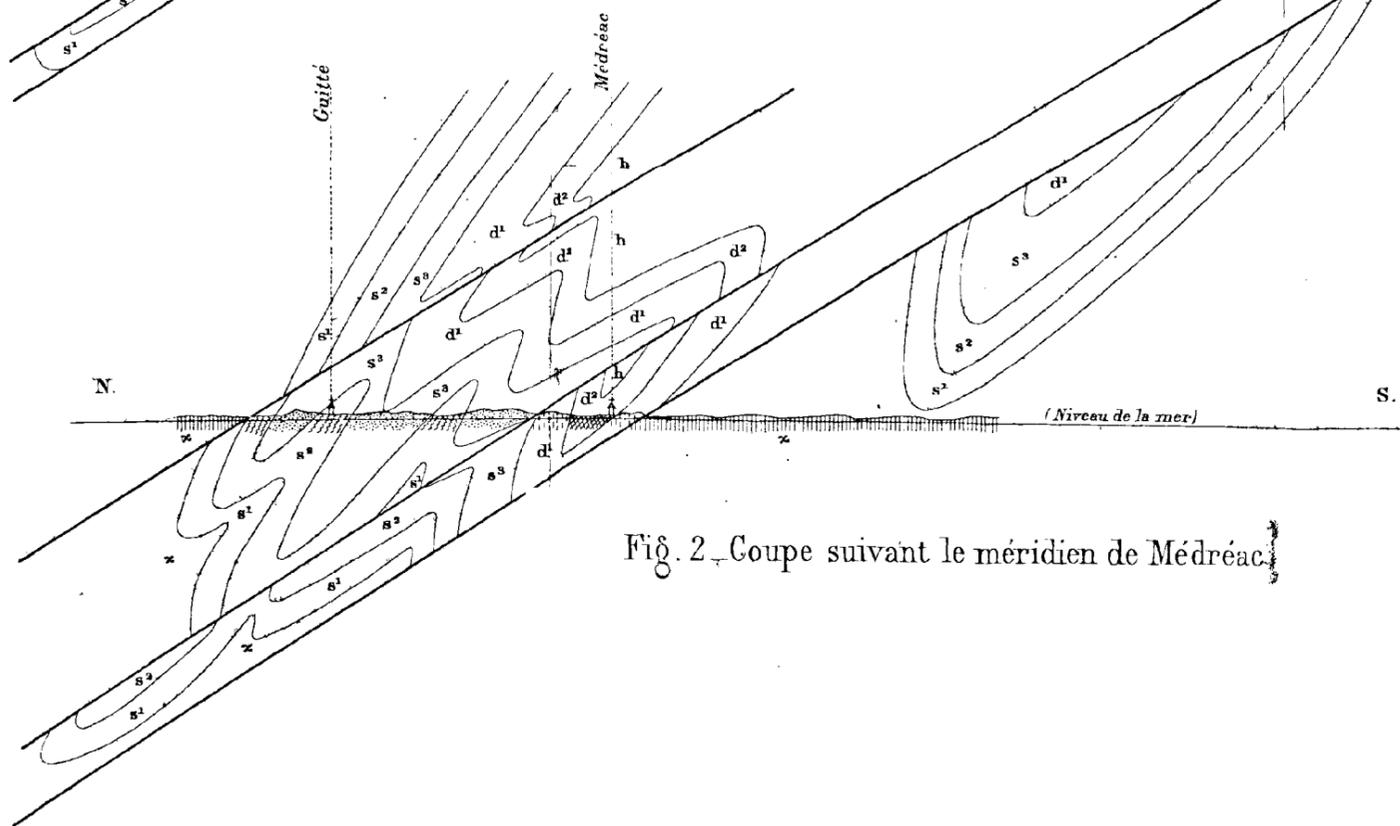


Fig. 2 - Coupe suivant le méridien de Médréac.



Légende.

h	Carbonifère
d ²	Grauwacké de Néhou, etc.
d ¹	Grès de Gabard, etc.
s ³	Grès de St Germain, etc.
s ²	Schistes d'Angers, etc.
s ¹	Grès armoricain, etc.
z	Phyllades de St Lô.

Ch. Barrois 1894.

Légende

γ	Granite.
	Terrains modifiés par le granite.
h	Carbonifère.
d ²	Grauwacke de Nohou.
d ¹	Grès de Cahard.
s ²	Silurien supérieur, et Grès de S ^t Germain.
s ¹	Schistes d'Angers.
a ¹	Grès armorcain.
x	Phyllades de S ^t Lô.

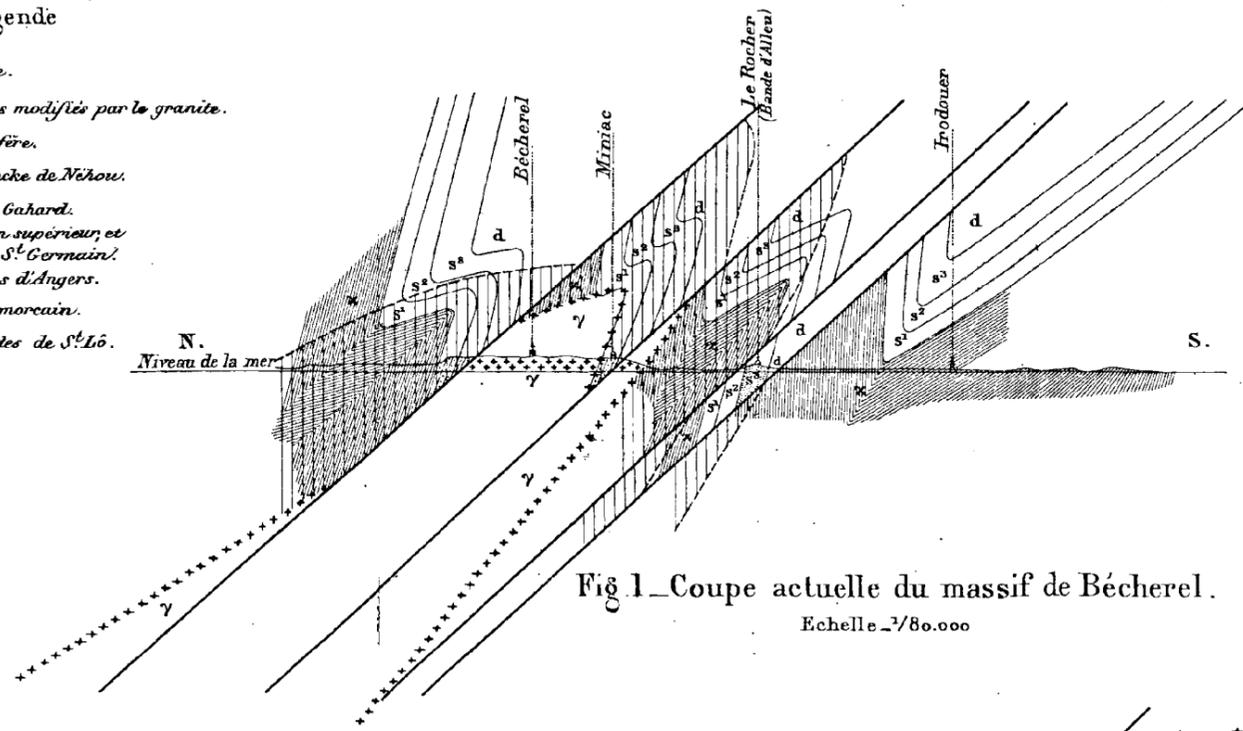


Fig. 2 - Coupe restaurée du massif de Béchereil avant la dénivellation par les failles.
Echelle - 1/80.000.

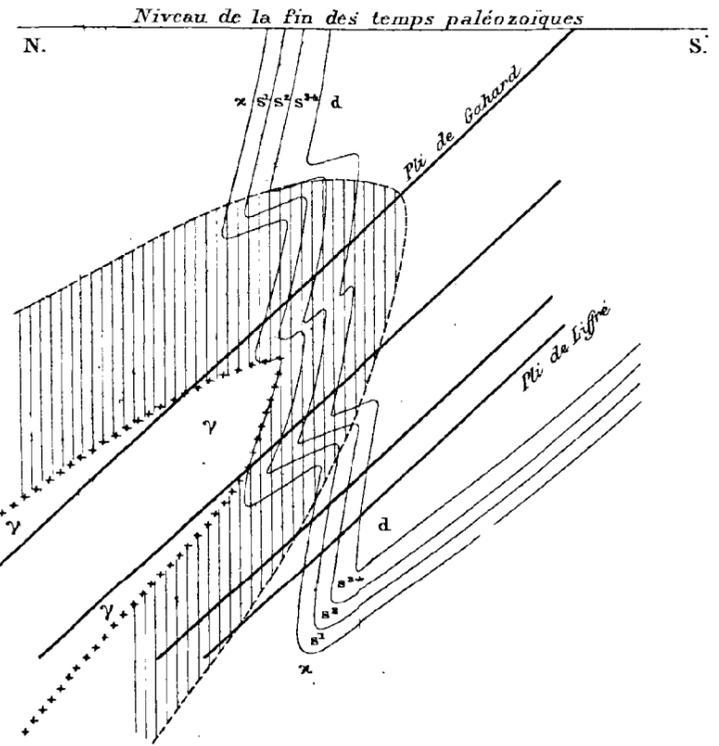
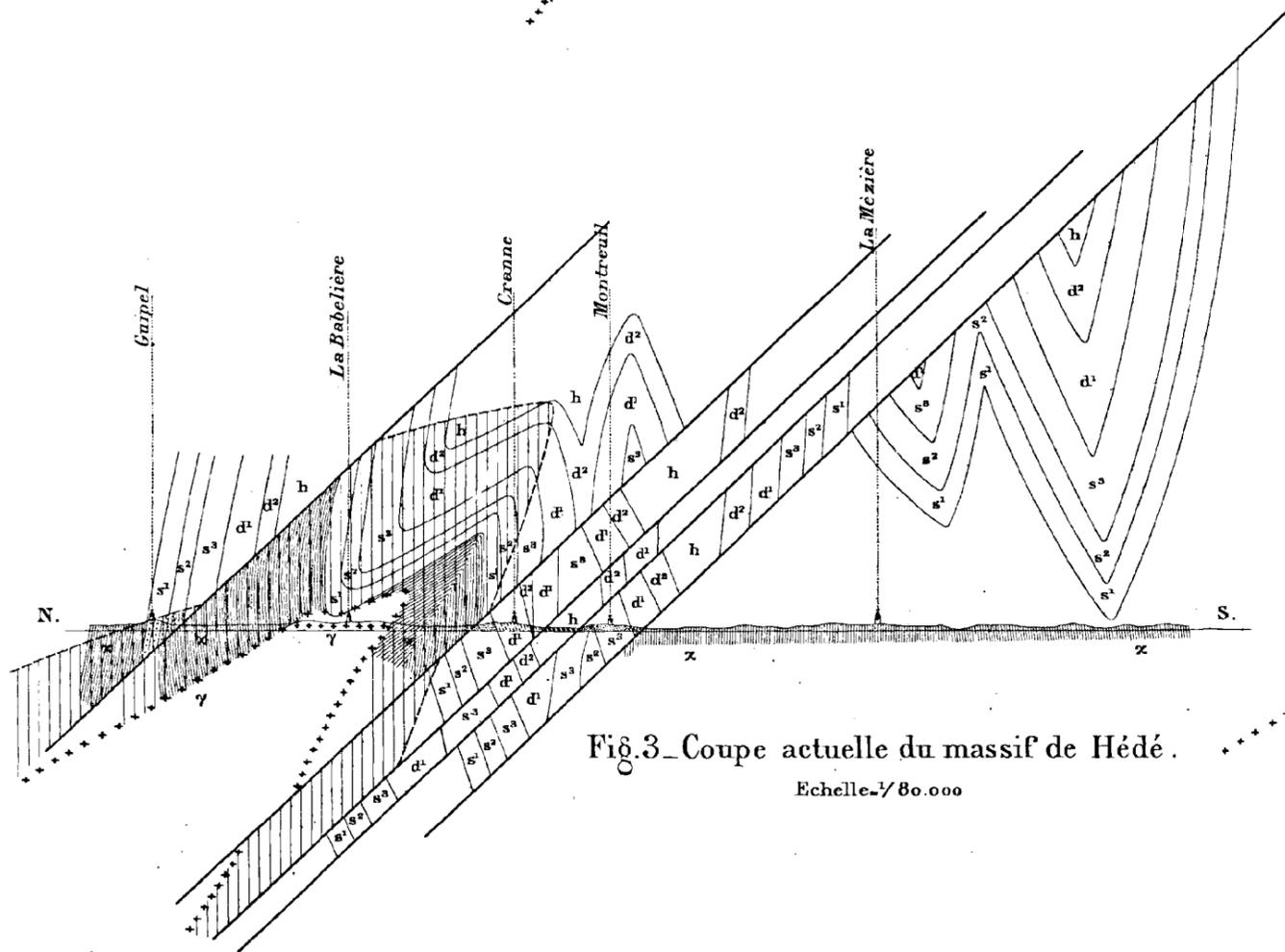
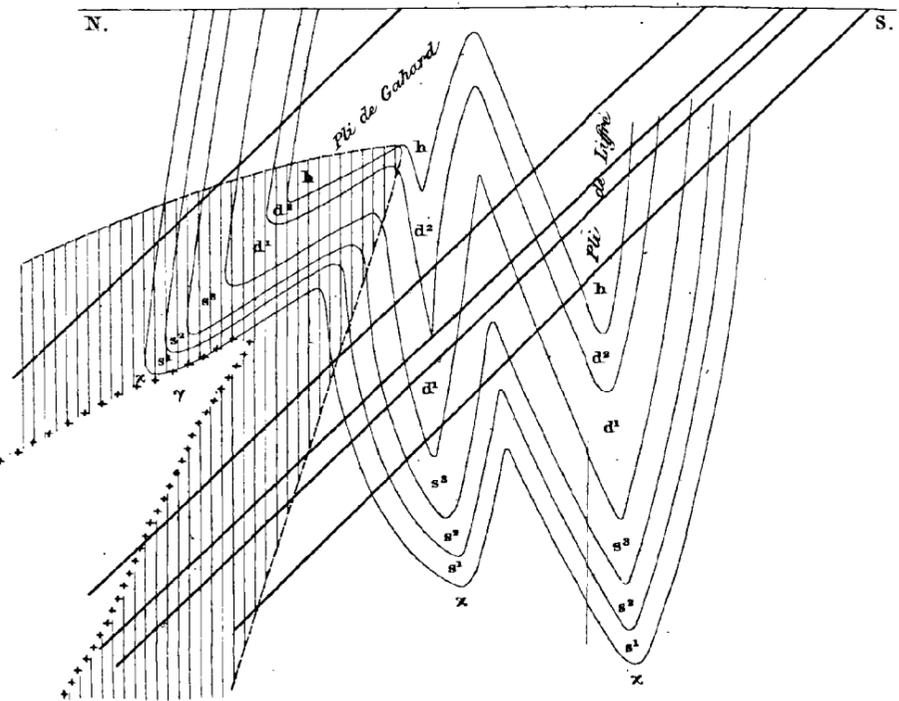


Fig. 4 - Coupe restaurée du massif de Hédé avant la dénivellation par les failles.
Echelle - 1/80.000.



Ch. Barvois 1894.

Gravé chez L. Wührer.

COUPES DU MASSIF DE S^t AUBIN-D'AUBIGNÉ

Echelle - 1/80.000

Annales de la Soc. Géol. du Nord. Tome XXII (1894)

PL. VIII

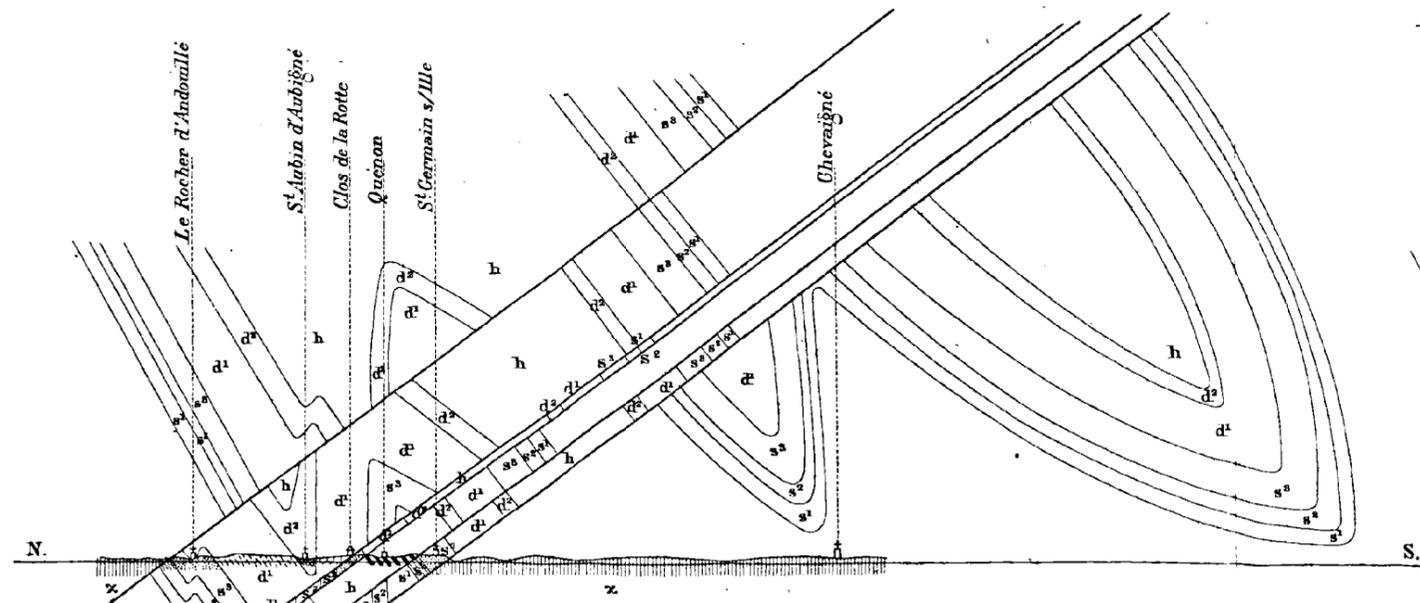


Fig. 1 - Coupe suivant le méridien de St. Germain.

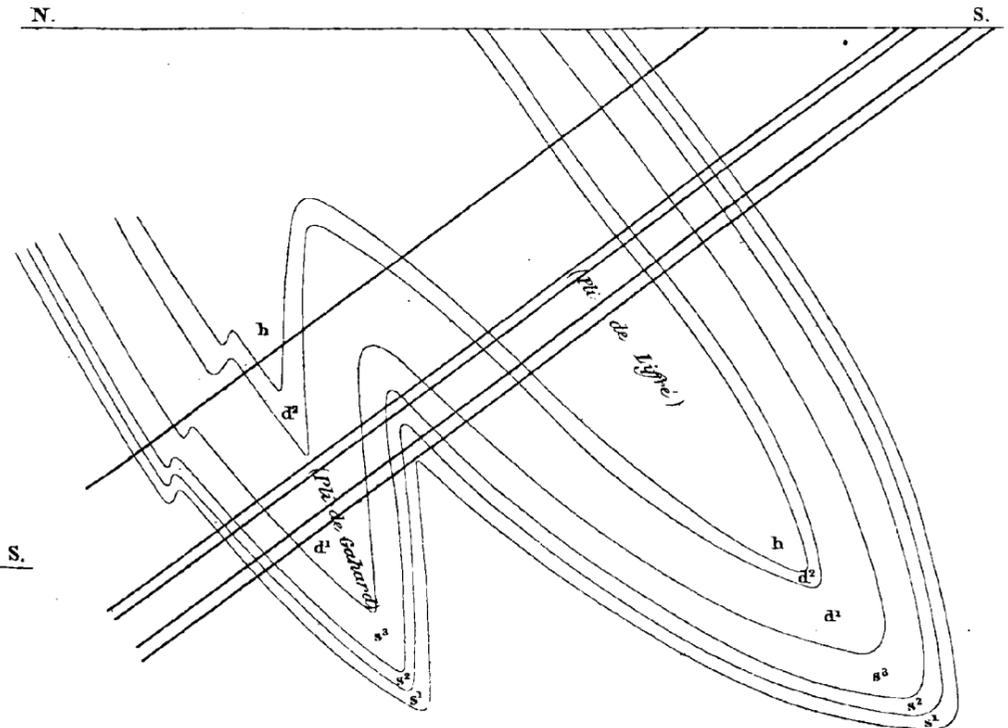


Fig. 2 - Même coupe que Fig. 1, restaurée, avant la dénivellation, par les failles.

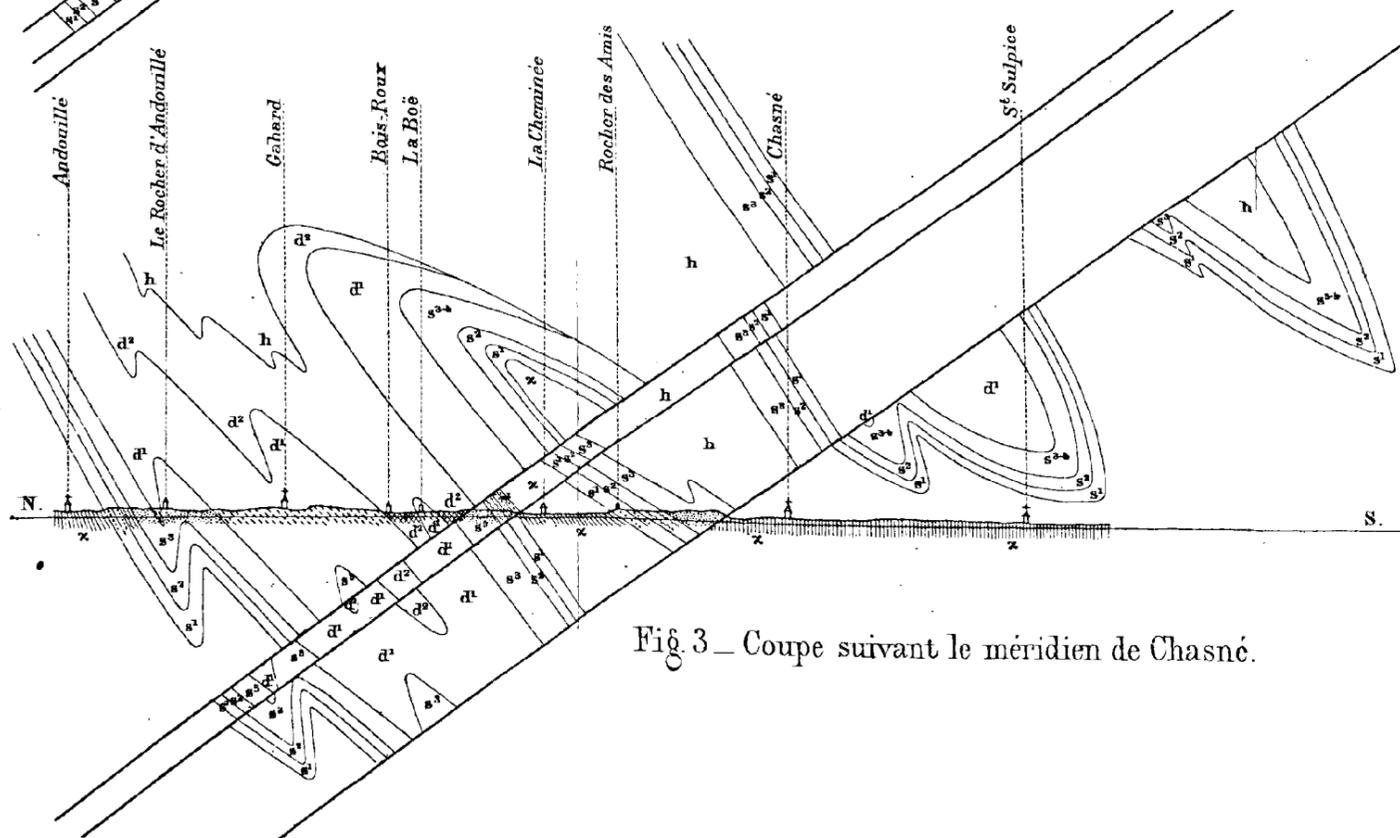


Fig. 3 - Coupe suivant le méridien de Chasné.

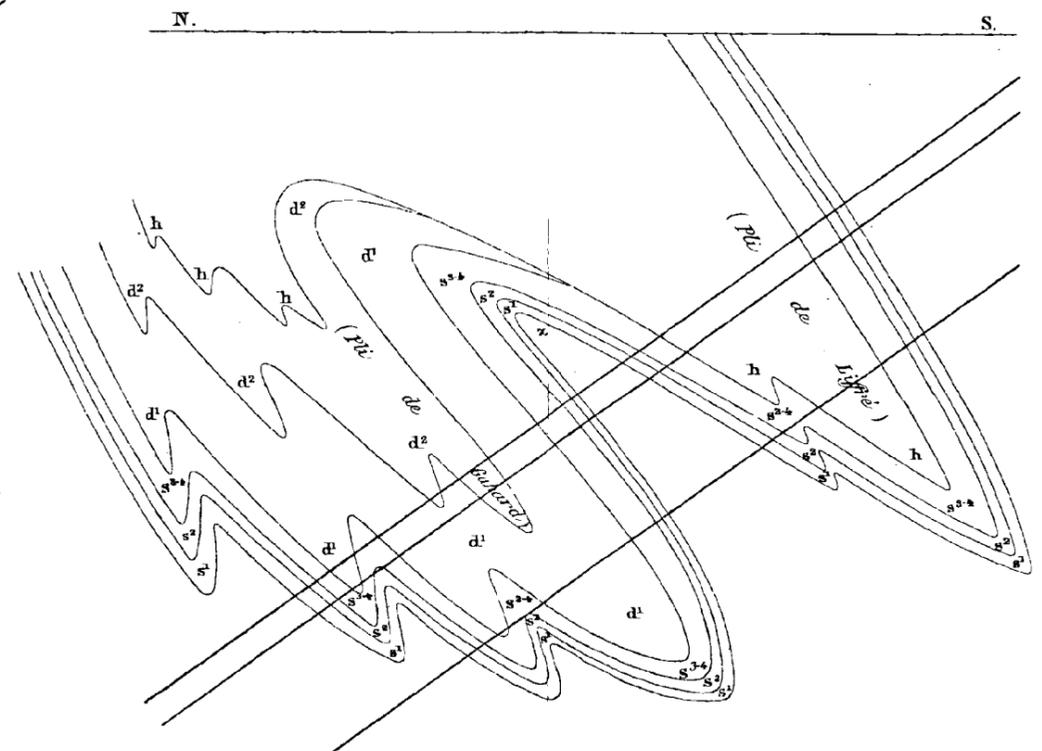


Fig. 4 - Même coupe que Fig. 3, restaurée, avant la dénivellation, par les failles.

Ch. Barrois 1894

COUPES DU MASSIF DE ST AUBIN DU CORMIER

Echelle = 1/80.000.

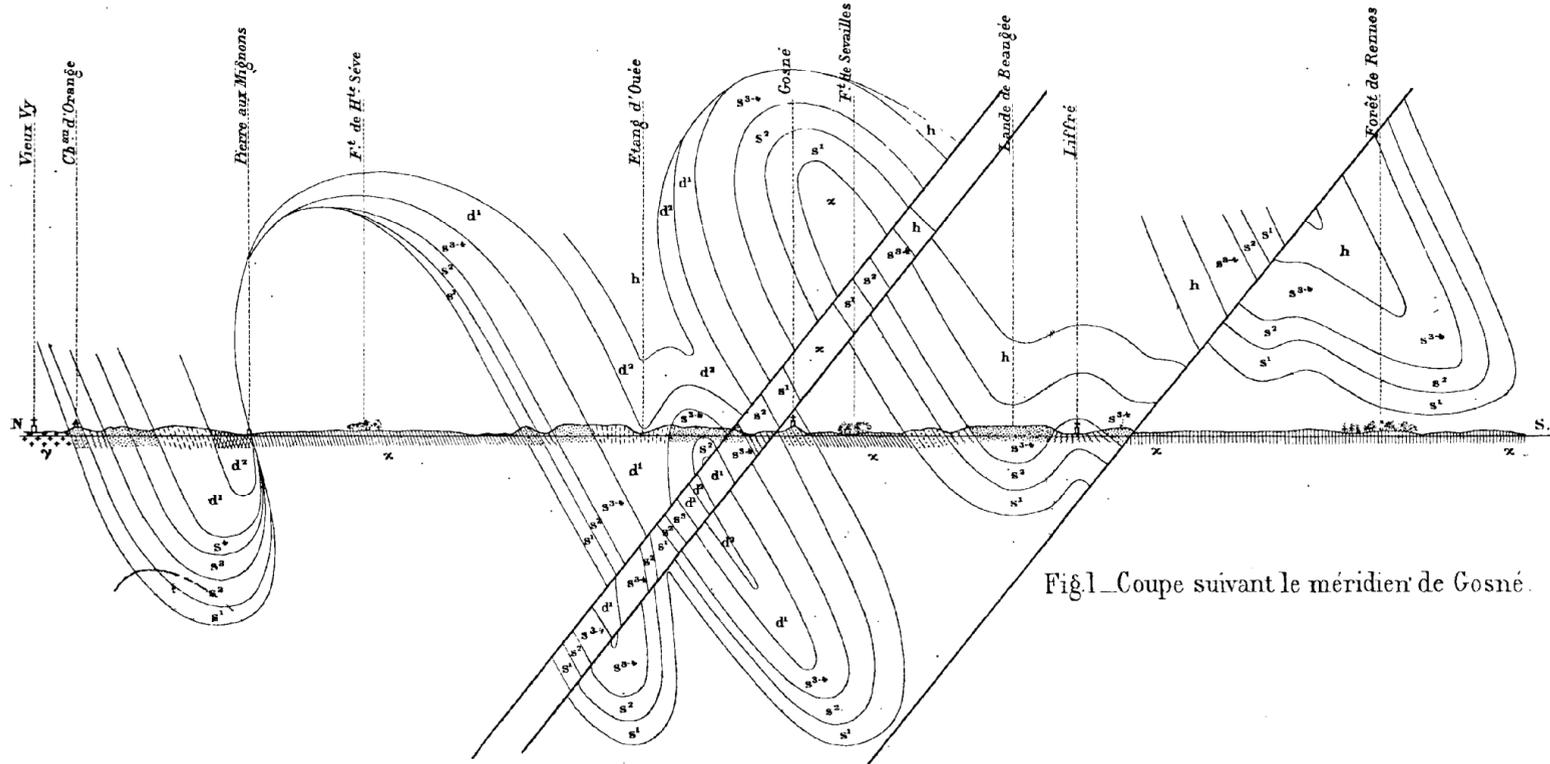


Fig. 1. Coupe suivant le méridien de Gosné.

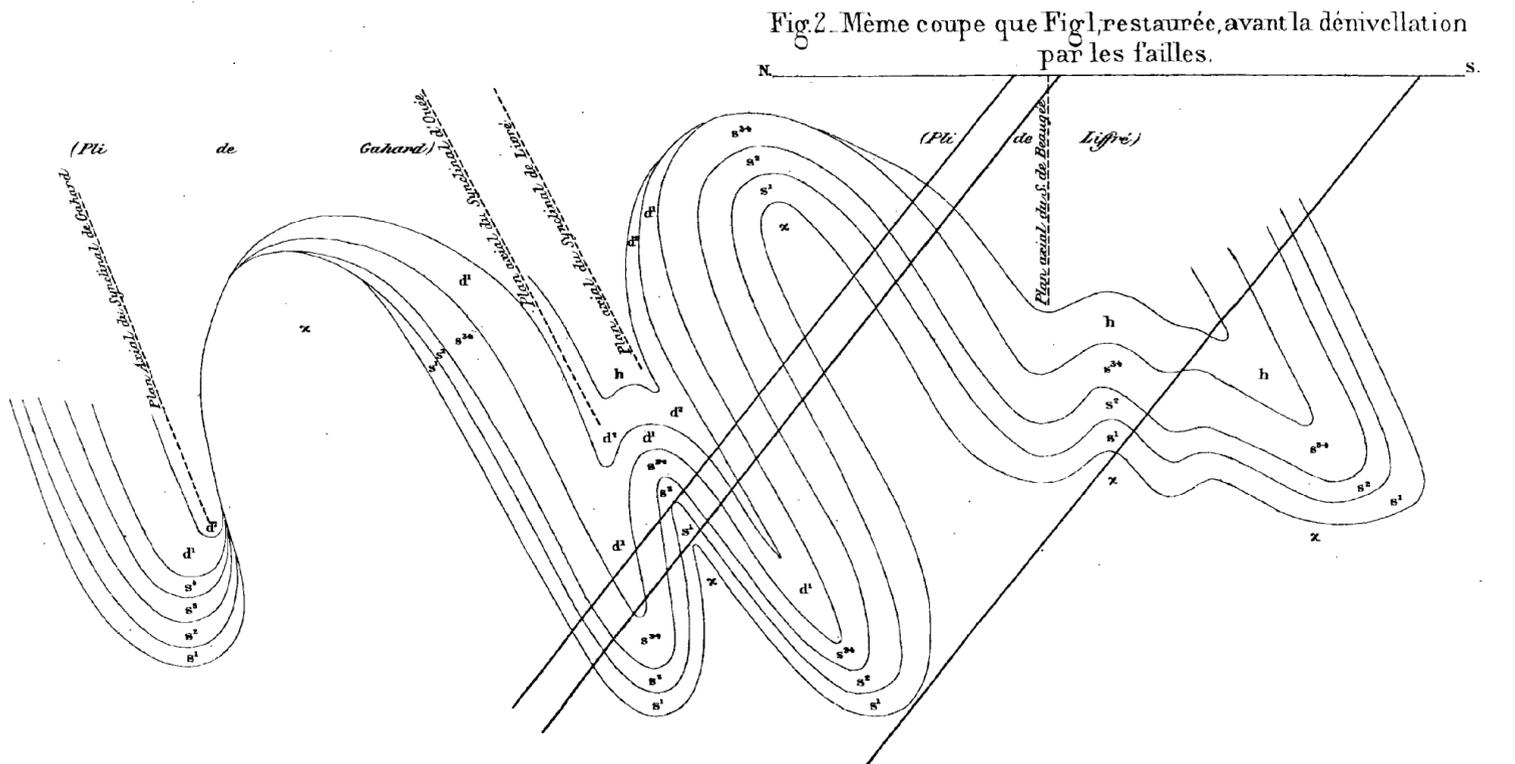


Fig. 2. Mêmes coupes que Fig. 1, restaurées, avant la dénivellation par les failles.

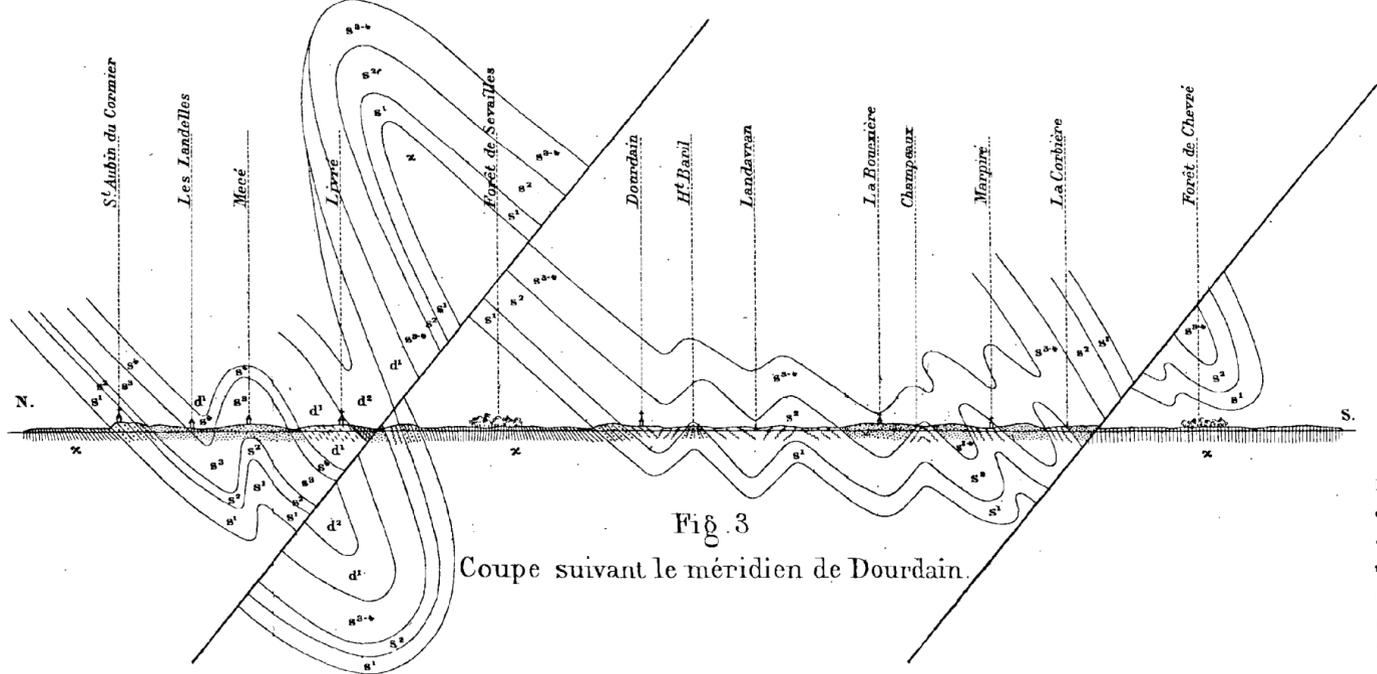


Fig. 3. Coupe suivant le méridien de Dourdain.

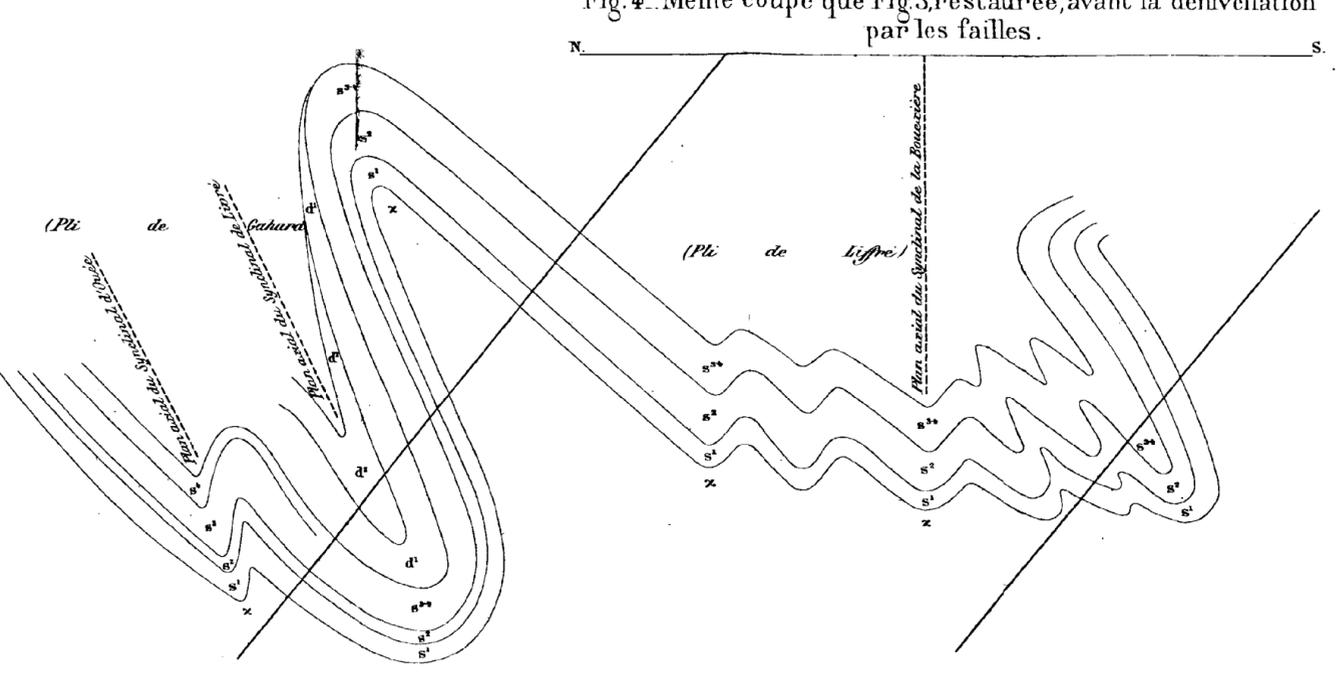


Fig. 4. Mêmes coupes que Fig. 3, restaurées, avant la dénivellation par les failles.

Légende

h	Carbonifère.
d ¹	Craie de Néhou.
d ²	Grès de Cahard.
s ¹	Silurien supérieur, et Grès de St Germain.
s ²	Schistes d'Angers.
x	Grès armoricains.
z	Phylloides de St. L.