

**Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz**

herausgegeben von der
**Geologischen Kommission
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft**
auf Kosten der Eidgenossenschaft

**Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse**

publiés par la
**Commission Géologique
de la Société Helvétique des Sciences Naturelles**
aux frais de la Confédération

Materiali per la Carta Geologica della Svizzera

pubblicati dalla
Commissione Geologica della Società Elvetica di Scienze Naturali
a spese della Confederazione

Nouvelle série, 78^e livraison

108^e livraison de la série complète

Monographie géologique de la Vallée de Joux

(Jura vaudois)

Avec 32 figures dans le texte et 1 planche

Par

D. Aubert

BERNE

En commission chez A. Francke S.A.

1943

Imprimé par Stämpfli & Cie.

Prix Fr. 8.—

Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz
herausgegeben von der
Geologischen Kommission
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft
auf Kosten der Eidgenossenschaft

Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse
publiés par la
Commission Géologique
de la Société Helvétique des Sciences Naturelles
aux frais de la Confédération

Materiali per la Carta Geologica della Svizzera
pubblicati dalla
Commissione Geologica della Società Elvetica di Scienze Naturali
a spese della Confederazione

Nouvelle série, 78^e livraison
108^e livraison de la série complète

Monographie géologique

de la Vallée de Joux

(Jura vaudois)

Avec 32 figures dans le texte et 1 planche

Par
D. Aubert

BERNE
En commission chez A. Francke S.A.
1943
Imprimé par Staempfli & Cie.

Préface de la Commission Géologique.

Dans sa séance du 2 décembre 1939, la Commission Géologique a accepté la thèse de M. DANIEL AUBERT, intitulée «Monographie géologique de la Vallée de Joux», pour la publier dans les «Matériaux pour la carte géologique de la Suisse».

Comme il s'agissait d'une thèse, elle a dû selon l'usage demander à l'auteur de participer aux frais d'impression. Mais cette charge financière a été allégée parce que la Commission a tenu compte du fait que M. AUBERT lui avait offert la carte géologique de la Vallée de Joux qu'il avait levée à ses frais pendant dix campagnes d'été. En outre, la Commission a été heureuse d'apprendre que la «Compagnie vaudoise des Forces motrices de Joux et de l'Orbe» accordait à l'auteur un important subside.

Le mémoire de M. AUBERT représente une étude détaillée de la région figurée sur la *feuille «Vallée de Joux» de l'Atlas géologique de la Suisse 1: 25 000*, publiée en 1940 avec une Notice explicative. Cette feuille est établie sur la base topographique des feuilles 288 La Muratte, 297^{bis} Les Mines, 297 Le Lieu, 298 Le Brassus, 299 Le Sentier avec une partie des feuilles 291 Vallorbe et 300 Mont-la-Ville; elle a été publiée par la Commission Géologique en 1941.

La région décrite comprend une partie du Jura vaudois particulièrement intéressante par sa tectonique mouvementée, sa morphologie et son hydrologie d'un caractère très spécial.

Une planche de coupes et un grand nombre de figures, dues à l'auteur et préparées pour l'impression par le bureau de la Commission, accompagnent le texte.

Les fossiles récoltés, les spécimens de roches et les coupes minces qui se rapportent à ce travail sont déposés au laboratoire de Géologie de l'Université de Lausanne.

La Commission déclare que l'auteur seul est responsable du contenu du texte et des profils.

Bâle, le 28 mai 1942.

Pour la Commission Géologique
de la Société Helvétique des Sciences Naturelles:

Le président:
A. BUXTORF, prof.

Le secrétaire:
O. P. SCHWARZ.

Table des matières.

	Page		Page
<i>Bibliographie</i>	VI	II^e partie.	
<i>Introduction</i>	1	Tectonique	70
		Chapitre 7.	
I^{re} partie.		<i>La chaîne du Mont Tendre</i>	71
Stratigraphie.		I. L'anticlinal du Mont Tendre	71
Chapitre 1.		II. Le synclinal du Pré de Mollens	73
<i>Le Jurassique moyen</i>	5	III. Les décrochements du Mont Tendre	73
I. Le Bajocien	5	IV. Le synclinal des Crosets	76
II. Le Bathonien	6	V. L'anticlinal du Bucley	76
III. Le Callovien	7	VI. Les failles des Chaumilles	78
IV. Conclusions	8	VII. Le versant crétacé de la chaîne	79
V. Le gisement d'asphalte	8		
Chapitre 2.		Chapitre 8.	
<i>Le Jurassique supérieur</i>	9	<i>La vallée de Joux et la chaîne du Risoux</i>	80
I. L'Oxfordien	10	I. Le synclinal de Joux	80
II. L'Argovien	11	II. L'anticlinal de la Côte	81
III. Le Séquanien	13	III. Le synclinal du Solliat	83
IV. Le Kimeridgien	21	IV. La région des Grandes Roches	89
V. Le Portlandien	26	V. L'anticlinal du Risoux	92
VI. Le Purbeckien	28		
Chapitre 3.		Chapitre 9.	
<i>Le Crétacé</i>	30	<i>La dislocation de la Dent de Vaulion</i>	94
I. Le Valanginien	31	I. Introduction	94
II. L'Hauterivien	35	II. Le comportement des plis	95
III. Le Barrémien	37	III. Les fenêtres	103
IV. L'Aptien	39	IV. Le lambeau de recouvrement de la Dernier	106
V. L'Albien	41	V. Les chevauchements	107
VI. Le Cénomani	43	VI. Les décrochements	112
		VII. L'érosion ancienne	114
Chapitre 4.		VIII. Résumé et conclusions	114
<i>Le Tertiaire</i>	44		
I. Le Sidérolithique	45	III^e partie.	
II. Le Sannoisien du lac Ter	45	Hydrographie et Morphologie.	
III. La gompholithe du Lieu et de l'Abbaye	46	Chapitre 10.	
IV. Le Miocène (Helvétien?) du lac Brenet	50	<i>Hydrographie</i>	117
V. Résumé et conclusions	51	I. Les eaux superficielles	117
Chapitre 5.		II. La disparition des eaux	120
<i>Le Quaternaire</i>	52	III. Les sources	120
I. Le glaciaire	52	IV. Les sources vauclusiennes	122
II. Les terrains fluvioglaciers	62	V. L'écoulement souterrain	125
Chapitre 6.		VI. Hydrographie ancienne	125
<i>Les terrains récents et actuels</i>	66	VII. Résumé	127
I. La craie lacustre	66		
II. Le lignite de Sur le Crêt	67	Chapitre 11.	
III. Les tourbières	67	<i>Morphologie</i>	127
IV. Les éboulis	68	I. Généralités	127
V. Les alluvions	69	II. Phénomènes karstiques	128
		III. Influence des glaciers	130
		IV. Autres influences	131
		V. L'avenir du karst jurassien	131
		VI. Résumé	131
		Chapitre 12.	
		<i>Essai d'Orogénie et de Morphogénie</i>	132

Bibliographie.

1. Ouvrages ayant trait à la région étudiée.

1. 1779. **Horace-Bénédict de Saussure**: Voyages dans les Alpes. — T. 1, chap. XVI, p. 299—324.
2. 1841. **Jean de Charpentier**: Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du bassin du Rhône. — Lausanne, Ducloux.
3. 1841. **Lardy**: [Notice sur le Jura vaudois]. — Verh. Schweiz. Nat. Ges., 26. Versamm., p. 268—270.
4. 1843. **L. Agassiz**: [Sur les anciens glaciers du Jura]. — Actes Soc. helv. Sc. nat., 28^e session, p. 284/285.
5. 1843. **Venet**: [Sur le glacier du Rhône et les glaciers jurassiens]. — Actes Soc. helv. Sc. nat., 28^e session, p. 78.
6. 1845. **L. Agassiz**: [Sur les cirques et les traces de glaciers dans le Jura]. — Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel, t. 1, p. 172.
7. 1851—1853. **Bernard Studer**: Geologie der Schweiz. — 2 vol., Bern, Stämpfli.
8. 1854. **Burnier, Ch. Dufour, Yersin**: Observations mensuelles faites sur la température de quelques sources. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 4, p. 226—228.
9. 1861. **M. Thury**: Etudes sur les glaciers naturelles. — Arch. Sc. phys. nat. Genève, nouv. période, vol. X, p. 97—153.
10. 1862. **E. Renevier**: Sur les plantes fossiles du Risoux. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 7, p. 344/345.
11. 1863. **A. Jaccard**: Observations géologiques dans le Jura vaudois. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 8, p. 9/10.
12. 1864. **Lucien Reymond**: Notice sur la vallée du lac de Joux. — Journal Soc. vaud. Util. publ., n° 1, p. 3.
13. 1866. **Lucien Reymond**: Rapport sur les essais faits avec la teinture d'iode dans les eaux de Bonport. — Journal Soc. vaud. Util. publ., n° 2.
14. 1869. **A. Jaccard**: Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. — Mat. carte géol. suisse, anc. série, 6^e livr.
15. 1870. **A. Jaccard**: Supplément à la Description géologique du Jura vaudois et neuchâtelois. — Mat. carte géol. suisse, anc. série, 7^e livr., I.
16. 1876. **P. Choffat**: Age du gisement fossilifère des Sèches des Amburnets. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 14, p. 587.
18. 1878. **Paul Choffat**: Esquisse du Callovien et de l'Oxfordien dans le Jura occidental et le Jura méridional. — Mém. Soc. Emul. Doubs, 5^e série, t. 3.
19. 1884. **G. Maillard**: Etude sur l'étage purbeckien dans le Jura. — Diss. Univ. Zurich.
20. 1887. **Lucien Reymond**: La vallée de Joux. — Notice. Lausanne, Bridel édit.
21. 1888. **H. Gollier**: Observations nouvelles sur les terrains crétaciques moyens de la Vallée de Joux. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 24, p. XXV/XXVI.
22. 1890. **L. Gauthier**: Contribution à l'histoire naturelle de la Vallée du lac de Joux. — Lausanne, Bridel édit.
23. 1890. **A. Jaccard**: Etudes géologiques sur l'asphalte et le bitume au Val de Travers, dans le Jura et la Haute-Saône. — Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel, t. XVII, p. 108—212.
24. 1891. **H. Schardt**: Sur un terrain tertiaire observé dans la vallée de Joux. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 28, p. V/VI.

25. 1891—1892. **A. Jaccard**: Aperçu stratigraphique. In: **G. Maillard**: Monographie des mollusques tertiaires, etc. (voyez 75).
26. 1891—1892. **A. Jaccard**: Contribution à l'étude du terrain erratique dans le Jura. — Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel, t. XX, p. 124—145 et 173.
27. 1892. **F. A. Forel**: [Présentation de la carte hydrographique du lac de Joux et du lac Brenet]. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 28, p. IX/X. Suivie d'une observation de H. Schardt.
28. 1892. **F. A. Forel** et **H. Gollier**: [Expérience exécutée le 3 déc. 1892]. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 29, p. IV.
29. 1892. **A. Jaccard**: L'origine de l'asphalte, du bitume et du pétrole. — Ecl. geol. helv., vol. 2, p. 87—153.
30. 1893. **Louis Gauthier**: Première contribution à l'histoire naturelle des lacs de la vallée de Joux. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 29, p. 294—296.
31. 1893. **A. Jaccard**: Deuxième supplément à la Description géologique du Jura neuchâtelois, vaudois, etc. — Mat. carte géol. suisse, anc. série, 7^e livr., II.
32. 1893. **J. Piccard**: Expériences faites aux entonnoirs de Bonport (vallée de Joux). — Actes Soc. helv. Sc. nat., 76^e session, p. 36—38.
33. 1894. **F. A. Forel** et **H. Gollier**: [Expériences de coloration des eaux de l'Orbe]. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 30, p. XIV/XVI, XVII/XVIII, XXXVIII.
34. 1894. Livret-guide géologique dans le Jura et les Alpes de la Suisse. — Congrès géol. intern., VI^e session, Zurich. — Payot édit. Lausanne.
35. 1895. **H. Schardt**: Nouveaux gisements de terrain cénomaniens et de Gault dans la vallée de Joux. — Actes Soc. helv. Sc. nat., 78^e session; Ecl. geol. helv., vol. IV, p. 492/493.
36. 1897. **F. A. Forel**: Quelques études sur les lacs de Joux. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 33, p. 79—100.
37. 1898. **F. A. Forel** et **S. Aubert**: [Expériences de coloration des eaux du Brassus (vallée de Joux)]. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 34, p. XXXVIII et LIII.
38. 1899. **F. A. Forel**: [Sur l'écoulement des eaux des lacs de Joux dans l'Orbe à Vallorbe]. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 36, p. VII/VIII.
39. 1899. **F. A. Forel**: Sur l'origine des sources de l'Orbe. — Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel, t. XXVII, p. 282/283.
40. 1899. **E. Renevier** et **H. Schardt**: Carte géologique de la Suisse. Notice explicative de la feuille XVI, 2^e édition. — Ecl. geol. helv., vol. VI, n^o 2, p. 81—111.
41. 1900. **Sam. Aubert**: La flore de la vallée de Joux. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 36, p. 327—741.
42. 1900. **E. Renevier** et **H. Schardt**: Carte géologique de la Suisse. Notice explicative de la feuille XI, 2^e édition. — Ecl. geol. helv., vol. VI, n^o 4, p. 351—369.
43. 1901. **Fritz Machacek**: Beiträge zur Kenntnis der lokalen Gletscher des Schweizer und französischen Jura. — Mitt. Natf. Ges., 1901, p. 9—17.
44. 1902—1910. Dictionnaire géographique de la Suisse. Articles Joux et Vaud. — 6 vol., Attinger édit., Neuchâtel.
45. 1905. **Fritz Machacek**: Der Schweizer Jura. — Petermanns geogr. Mitt., Ergänzungsheft 150, Gotha.
46. 1905. **C. H. Perrin**: Les installations de la Compagnie vaudoise des forces motrices des lacs de Joux et de l'Orbe. — Bull. techn. Suisse romande, 1904.
47. 1907. **M. Michaud**: Note sur le débit des exutoires invisibles du lac de Joux. — Bull. techn. Suisse romande, 1907.
48. 1909. **A. Penck** et **E. Brückner**: Die Alpen im Eiszeitalter. — 2^e partie, p. 548—570. — Leipzig 1909.
49. 1909—1910. **F. A. Forel**: Les conditions actuelles de la source de l'Orbe, à Vallorbe. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 46, p. V/VI.
50. 1910. **H. Schardt**: Note sur les gisements asphaltifères du Jura. — Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel, t. XXXVII, p. 398—424.
51. 1912. **Sam. Aubert**: La congélation des lacs de Joux pendant l'hiver 1911/12. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 48, p. 337—343.
52. 1913. **Christian Sprecher**: Beitrag zur Kenntnis der Querstörung Mollens-Vallorbe-Pontarlier. — Inaug. Diss. phil. Fak. Bern.

53. 1915. **Albert Heim**: Die horizontalen Transversalenverschiebungen im Juragebirge. — Geol. Nachlese, Nr. 22, Vierteljahrsschr. LX, p. 597—610.
54. 1918. **Albert Heim**: Geologie der Schweiz, Bd. I. — Leipzig, Tauchnitz.
55. 1921. **A. B. Tutein Nolthenius**: Etude géologique des environs de Vallorbe. — Mat. carte géol., nouv. série, 43^e livr.
56. 1927. **Jules Favre**: Les mollusques post-glaciaires et actuels du bassin de Genève. — Mém. Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 40, fasc. 3, p. 171—430.
57. 1928. **Willy Custer**: Etude géologique du Pied du Jura vaudois. — Mat. carte géol. suisse, nouv. série, 59^e livr.
58. 1929. **René Meylan**: La vallée de Joux. Etude de géographie humaine. — Bull. Soc. neuchât. de Géographie, t. XXXVIII.
59. 1931. **Alfred Falconnier**: Etude géologique de la région du Marchairuz. — Mat. carte géol. suisse, nouv. série, 27^e livr.
60. 1932. **D. Aubert**: Un niveau à *Exogyra virgula* Defr. dans la vallée de Joux. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 57, p. 477/478.
61. 1932. **Sam. Aubert**: Considérations sur le climat de la vallée de Joux. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 57, p. 493—524.
62. 1932. **Elie Gagnebin**: La «Grotte aux Ours» de Risel sur Montricher (Jura vaudois). — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 57, p. 525—531.
63. 1934. **D. Aubert**: Le chevauchement de la Dent de Vaulion. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 58, p. 204 à 208.
64. 1934. **D. Aubert**: La limite du Séquanien et du Kimeridgien dans la chaîne du Mont Tendre. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 58, p. 201—203.
65. 1936. **D. Aubert**: Les prétendus blocs erratiques de Mondisé (Jura vaudois). — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 59, p. 101/102. — Bull. Lab. géol. Lausanne, n° 55.
66. 1938. **D. Aubert**: Les glaciers quaternaires d'un bassin fermé: la vallée de Joux (canton de Vaud). — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 60, p. 117—130. — Bull. Lab. géol. Univ. Lausanne, n° 62.
67. 1938. **D. Aubert**: Géologie régionale [vallée de Joux]. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 60, p. 144/145.

2. Ouvrages cités ou consultés.

68. 1867. **C. Moesch**: Geologische Beschreibung der Umgebungen von Brugg. — Neujahrsblatt der Natf. Ges., 1867, LXIX Stück.
69. 1871. **E. Desor**: Essai d'une classification des cavernes du Jura. — Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel, t. IX, p. 69—87.
70. 1875. **P. Choffat**: Sur les couches à Ammonites acanthicus dans le Jura occidental. — Bull. Soc. géol. France, 3^e série, t. III, p. 764—773.
71. 1880. **H. Schardt**: Notice géologique sur la molasse du pied du Jura. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 16, p. 514, 609, 689.
72. 1883. **Marcel Bertrand**: Le Jurassique supérieur et ses niveaux coralligènes entre Gray et Saint-Claude. — Bull. Soc. géol. France, 3^e série, t. XI, p. 164—191.
73. 1883. **Abbé Bourgeat**: De l'envahissement des glaciers de la Dôle dans les vallées situées au couchant de la Bienne. — Ann. Soc. scient. Bruxelles, vol. VII, p. 131—142.
74. 1887. **Abbé E. Bourgeat**: Recherches sur les formations coralligènes du Jura méridional. — Thèse Fac. Sciences Paris, 1 vol., Lille 1887.
75. 1891. **G. Maillard**: Monographie des mollusques tertiaires, terrestres et fluviatiles de la Suisse. — Mém. Soc. paléont. suisse, vol. XVIII.
76. 1891—1892. **Bailey-Willis**: The mechanics of Appalachian structure. — 13th ann. Report U. S. geol. Survey, II, p. 211—283.
77. 1893—1894. **L. Rollier**: Sur les lapiés du Jura. — Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel, t. XXII, p. 54—65.

78. 1895. **André Delebecque**: Sur le lac des Rousses. — Arch. Sc. phys. et nat. Genève, 3^e période, vol. XXXIV, p. 584/585.
79. 1898. **H. Schardt**: Sur la phase de récurrence des glaciers jurassiens après le retrait des glaciers alpins. — Arch. Sc. phys. et nat. Genève, 4^e période, vol. VI, p. 492—494.
80. 1899. **Abbé Bourgeat**: Quelques points nouveaux de géologie jurassienne. — Bull. Soc. géol. France, 3^e série, t. XXVII, p. 445—450.
81. 1901. **E. Baumberger**: Über Faciès und Transgressionen der untern Kreide am Nordrande der mediterrano-helvetischen Bucht im westlichen Jura. — Franz Wittner, Basel 1900/01.
82. 1902. **Ed. Brückner**: Notice préliminaire sur la morphologie du Jura Suisse et Français. — Arch. Sc. phys. et nat. Genève, 4^e période, vol. XIV, p. 633—642.
83. 1902. **Th. Rittener**: Etude géologique de la Côte-aux-Fées et des environs de St^e Croix et Baulmes. — Mat. carte géol. suisse, nouv. série, XIII^e livr.
84. 1911. **Jules Favre**: Description géologique des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds. — Ecl. géol. helv., vol. 11, p. 369—475.
85. 1911. **L'abbé J. B. Martin**: Le Jura méridional. Etude de Géographie physique. — Thèse Fac. Sc. Paris.
86. 1913. **L. Collot**: Révision de la Feuille de Pontarlier. — Bull. carte géol. France, n^o 133, t. XXII, p. 67—72.
87. 1913. **E. Joukowsky et J. Favre**: Monographie géologique et paléontologique du Salève. — Mém. Soc. phys. hist. nat. Genève, vol. 37.
88. 1916. **Lucien Cayeux**: Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. — Mém. carte géol. France.
89. 1916. **L. Collot, W. Kilian et Ph. Zurcher**: Observations sur les cavités souterraines et sur l'hydrologie du massif du Mont d'Or (Jura). — Bull. Soc. géol. France, 4^e série, t. XV, p. 277—286.
90. 1917. **L. Rollier**: Résumé stratigraphique des terrains secondaires du Jura. — Mém. Soc. paléont. suisse, vol. I, p. 619—633.
91. 1920. **Henri Lagotalla**: Etude géologique de la région de la Dôle. — Mat. carte géol. suisse, nouv. série, XLVI^e livr.
92. 1920. **H. Schardt**: Les cours d'eau pliocéniques et les accidents transversaux de la chaîne du Jura. — Ecl. géol. helv., vol. 16, p. 120—122.
93. 1922. **L. Cayeux**: Les minerais de fer oolithique de la France. — Etudes des gîtes min. France, 1922, fasc. II.
94. 1922. **Emm. de Margerie**: Le Jura. I^{re} partie: Bibliographie sommaire du Jura français et suisse. — Mém. carte géol. France.
95. 1924. **E. Jourdy**: Histoire naturelle des Exogyres. — Ann. de Paléont., t. XIII.
96. 1925. **Léon W. Collet et Ed. Paréjas**: Sur la présence du Crétacé supérieur à La Rivière, près de Chésery (Ain, France). — C. R. séances Soc. phys. hist. nat. Genève, vol. 42, n^o 3, p. 148—151.
97. 1925. **J. Cvijic**: Types morphologiques des terrains calcaires. — C. R. Acad. Sciences, t. 180, 1935, p. 592 à 594, 757—759, 1038—1040.
98. 1925. **Alph. Jeannet et Ch. Daniel Junod**: Sur les terrains qui forment la limite du Dogger et du Malm dans le Jura neuchâtelois. — Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel, t. XLIX, p. 166—193, t. L, p. 101 à 119.
99. 1925. **Emm. de Martonne**: Traité de Géographie physique. — 4^e éd., t. II, Paris 1925.
100. 1926. **M. Dreyfuss**: Contribution à l'étude de l'Oligocène inférieur de la Haute-Saône. — Bull. Soc. géol. France, 4^e série, t. XXVI, p. 351—369.
101. 1927. **Georges Chabot**: Les Plateaux du Jura central. — Publ. Fac. Lettres de Strasbourg, fasc. 41.
102. 1927. **Jules Favre et l'abbé A. Richard**: Etude du Jurassique de Pierre-Châtel et de la cluse de la Balme (Jura méridional). — Mém. Soc. paléont. suisse, vol. XLVI.
103. 1927. **Emile Haug**: Traité de Géologie. II. Les Périodes géologiques. — Fascicule 2. — Colin, Paris.
104. 1927. **Ad. Jayet**: Etude stratigraphique de la Perte du Rhône près de Bellegarde (Ain, France). — Ecl. géol. helv., vol. 20, p. 159—222.

105. 1929. **A. Falconnier**: La stratigraphie du Séquanien dans la chaîne anticlinale du Noirmont-Creux du Cruaz près de Saint-Cergue (Jura vaudois). — C. R. séances Soc. phys. hist. nat. Genève, v. 46, n° 1, p. 61—63.
106. 1932. **Charles Muhlethaler**: Etude géologique de la région des Verrières (Canton de Neuchâtel). — Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel, t. LVI, p. 121—300.
107. 1932. **Th. Raven**: Etude géologique de la région de Morez-les-Rousses (Jura). — Trav. Lab. géol. Fac. Sc. Lyon, fasc. XX, mém. 17.
108. 1932. **Henri Vincienne**: Un type de décollement dans le Jura méridional au Nord de Chésery (Ain). — Rev. géogr. phys., vol. V, fasc. 1—2, p. 233—241.
109. 1933. **Aug. Lombard et A. Falconnier**: Le Virgulien et la structure du Portlandien dans la région du Marchairuz (Jura vaudois). — C. R. séances Soc. phys. hist. nat. Genève, vol. L, n° 1, p. 38—40.
110. 1933. **Th. Raven**: Über die Ursache der Bildung von Transversalverschiebung im Jura-Gebirge. — Ecl. géol. helv., vol. 26, p. 209—214.
111. 1935. **Lucien Cayeux**: Les roches sédimentaires de France. — Roches carbonatées. Masson, Paris.
112. 1936. **Emm. de Margerie**: Le Jura. II^e partie: Commentaire de la carte structurale. — Mém. carte géol. France.
113. 1936. **Otto Renz**: Über ein Maestrictien-Cénomanienvorkommen bei Alfermée am Bielersee. — Ecl. géol. helv., vol. 29, p. 545—566.
114. 1937. **A. Bersier et H. Badoux**: Une formation éolienne subdésertique dans le Sidérolithique du Mormont (Vaud). — Ecl. géol. helv., vol. 30, p. 231—234.
115. 1937. **E. Gagnebin**: Les invasions glaciaires dans le bassin du Léman. — Bull. Soc. vaud. Sc. nat., vol. 59, p. 335—446. Bull. Lab. géol. Lausanne, n° 58.
116. 1937. **Jules Favre, Ph. Bourquin et H. G. Stehlin**: Etudes sur le Tertiaire du Haut-Jura neuchâtelois. — Mém. Soc. paléont. suisse, vol. LX.
117. 1938. **Arnold Bersier**: Traces éoliennes du continent antémolassique dans les premiers sédiments de la Molasse marine. — C. R. Acad. Sciences, t. 207, p. 927/928.

3. Cartes.

118. 1868. **A. Jaccard**: Carte géologique de la Suisse au 1:100 000. F. XI, Pontarlier-Vallorbe.
119. 1893. 2^e édition révisée.
120. 1868. **A. Jaccard**: Carte géologique de la Suisse au 1:100 000. F. XVI, Genève-Lausanne.
121. 1893. 2^e édition révisée par H. Schardt, E. Renevier et M. Lugeon.
122. 1909. **Ch. Jacot-Guillarmod**: Carte des Bassins fermés du Jura suisse. Echelle 1:100 000. Serv. topogr. fédéral, Berne.
123. 1920. **A. B. Tutein Nolthenius**: Carte géologique des environs de Vallorbe. Echelle 1:25 000. — Comm. géol. Soc. helv. Sc. nat., carte spéciale n° 92.
124. 1935. **W. Custer et D. Aubert**: Atlas géologique de la Suisse 1:25 000, F. n° 5; feuilles 300—303 Mont-la-Ville—Cossonay.
125. 1939. **D. Aubert**: Atlas géologique de la Suisse 1:25 000, F. n° 17, Vallée de Joux, (feuilles 288 La Muratte, 297^{bis}—299 Les Mines—Le Sentier).

Introduction.

En dépit de son titre, ce travail n'est pas exactement une étude monographique de la vallée de Joux; pour cela il eût fallu que ses limites correspondissent à celles de cette région naturelle, tandis qu'elles ont été déterminées par la disposition des feuilles de l'atlas Siegfried. Au début, mes recherches devaient se borner au territoire contenu sur les feuilles 297 Le Lieu, 297^{bis} Les Mines, 298 Le Brassus, 299 Le Sentier; mais à la demande de la Commission géologique, je les ai prolongées à l'E, sur la feuille 288 La Muratte et sur la partie occidentale de celles de Mont-la-Ville 300 et de Vallorbe 291, afin que l'accident tectonique de la Dent de Vaulion y trouve place. Il n'y a pas lieu de le regretter, puisque c'est dans cette région que j'ai pu faire les observations les plus intéressantes.

Ce travail se rapporte donc directement à la feuille Vallée de Joux¹⁾ (125²⁾ de l'atlas géologique au 1 : 25 000, dont le lever a été effectué en même temps que les recherches dont les résultats sont exposés ici. Toutefois, je me suis efforcé d'éviter le genre «texte explicatif», en m'appliquant à donner une idée aussi complète que possible de la géologie de la vallée de Joux considérée dans son ensemble.

Ma tâche a été facilitée par le fait que le territoire de la vallée figure presque tout entier sur la carte, sauf la région située au S de la ligne Mézery (Risoux)-La Bursine-Mont de Bière. En revanche, la carte s'étend bien au delà du faite de la chaîne du Mont Tendre qui limite la vallée au SE, jusqu'à mi-hauteur du versant jurassien côté Léman. A l'E, elle empiète également sur les vallons de Vallorbe et de Vaulion.

De toute façon, cette étude m'a entraîné beaucoup plus loin que je ne le prévoyais au début et je me rends compte mieux que quiconque, de ses lacunes et de ses imperfections. Le fait de n'avoir pu lui consacrer que les loisirs que me laisse une profession par ailleurs fort absorbante, m'a obligé de laisser en suspens plusieurs questions sur lesquelles je me propose de revenir par la suite.

Il est certain que je ne serais jamais arrivé à chef sans l'appui que j'ai rencontré au laboratoire de géologie de l'Université de Lausanne, auprès de mes maîtres et de mes collègues.

Mes sentiments de profonde reconnaissance sont acquis à M. le professeur MAURICE LUGEON qui a su me donner par son enseignement enthousiaste et son exemple entraînant, le goût de la recherche personnelle, ainsi qu'à M. le professeur ELIE GAGNEBIN auquel je dois tant de conseils judicieux et qui s'est occupé de la direction de mon travail avec un dévouement inlassable.

J'ai reçu l'accueil le plus bienveillant dans les laboratoires de minéralogie et de botanique, auprès de MM. les professeurs MAILLEFER, DÉVERIN et OULIANOFF.

Mon ami ARNOLD BERSIER, de Lausanne, m'a rendu de très précieux services en me faisant bénéficier de ses connaissances en matière de roches sédimentaires. Il voudra bien trouver ici l'expression de ma gratitude.

M. TUTEIN NOLTHENIUS, l'auteur de la remarquable «Etude géologique des environs de Vallorbe» (55) à laquelle je me référerai sans cesse, a bien voulu passer deux jours avec moi sur le terrain, où ses conseils et son expérience m'ont été très utiles.

Parmi tous ceux qui ont contribué à rendre ma tâche plus aisée, je m'en voudrais d'oublier le personnel du laboratoire de géologie, M^{lle} CALAME, MM. ROCHAT et DUNANT, ainsi que les collaborateurs bénévoles rencontrés au hasard de mes campagnes, qui m'ont fait part d'observations personnelles intéressantes ou auxquels j'ai eu recours pour enrichir ma collection de fossiles.

¹⁾ Sur la base topographique de la carte Siegfried. Feuilles: 288 La Muratte, 297 Le Lieu, 297^{bis} Les Mines, 298 Le Brassus, 299 Le Sentier, 291 Vallorbe et 300 Mont-la-Ville.

²⁾ Voir liste bibliographique, p. X.

Le plus fidèle de ces auxiliaires a été mon père, M. SAMUEL AUBERT; l'exemple de son œuvre scientifique a été le meilleur des stimulants; sa profonde connaissance du pays et les nombreuses observations qu'il a faites à mon intention, m'ont été d'un très grand secours.

La publication de ce travail a été facilitée par la générosité de la C^{ie} vaudoise des Forces motrices de Joux et de l'Orbe, qui a bien voulu s'y intéresser financièrement par un important subside, accepté avec reconnaissance.



Fig. 1. La vallée de Joux vue du NE (Sommet de la Dent de Vaulion).

Au premier plan: le versant ouest de la Dent de Vaulion, le vallon des Epoisats, les collines boisées des Agouillons et le lac Brenet.
Au milieu: de gauche à droite: les contreforts de la chaîne du Mont Tendre, le lac de Joux, la Côte, le vallon du Sollat, le Risoux.
Au fond: la Dôle, le Noirmont et l'extrémité française de la vallée de Joux.

Photo Dériaz, Baulmes.

Toutefois, l'impression d'un ouvrage aussi volumineux se fût heurtée à de très grosses difficultés, si la Commission géologique suisse n'avait pas pris à sa charge la majeure partie des frais, marque de confiance et faveur insigne, auxquelles je suis très sensible.

Je me sens particulièrement redevable envers le président de la Commission géologique, M. le professeur BUXORF, et son adjoint, M. le D^r CHRIST, qui ont dirigé la publication de ce travail avec une compréhension, un soin, un souci de la perfection vraiment admirables. Je les en remercie.

J'ajoute enfin que la plupart des figures ont été redessinées par les soins de la Commission géologique, sur la base de mes originaux.

Description géographique.

La vallée de Joux est une unité géographique bien déterminée. Pour en avoir une vue d'ensemble, il faut la contempler du sommet de la Dent de Vaulion (fig. 1). Nous la voyons alors s'étendre sur plus de 30 km en direction sud-ouest. A nos pieds, son vaste thalweg est occupé par le lac de Joux, puis au delà de celui-ci, par une grande étendue de prairies et de tourbières au fond de laquelle scintille le lac des Rousses.

Les deux versants de la vallée sont formés d'une série de chaînes et de vallons étagés, qui fuient vers l'horizon avec un parallélisme parfait. A notre gauche (versant sud-est), c'est la chaîne du Mont Tendre, sorte de grand dôme irrégulier d'où émerge le chaînon faitier. A droite (versant nord-ouest), le thalweg est limité par une étroite arête escarpée et boisée, appelée la Côte, qui prend naissance droit devant nous dans l'isthme qui s'avance entre les deux lacs. Elle sépare la vallée principale du vallon secondaire du Solliat dont la partie orientale est occupée par le lac Brenet. Enfin à l'extrême droite, l'horizon est fermé par un grand massif saillant, tantôt chaîne, tantôt plateau, presque entièrement recouvert par la forêt du Risoux.

A la hauteur de la Dent de Vaulion, cet ensemble si régulier subit une rupture d'alignement et un bouleversement complet. La chaîne du Mont Tendre se scinde en deux chaînons, celui de Mollendruz-Chalet Derrière et celui de la Dent de Vaulion, qui s'écartent pour former le vallon de Vaulion. La vallée principale et la Côte s'interrompent brusquement à l'extrémité du lac de Joux, tandis qu'au N de la Dent, au pied des rochers, apparaissent de nouveaux éléments topographiques : le vallon des Epoisats, le Mont d'Orzeires, la vallée de l'Orbe et, dominant celle-ci, la croupe du Mont d'Or par laquelle se termine au NE la chaîne du Risoux.

L'accident transversal d'origine tectonique qui met fin à la vallée de Joux en direction de l'E, a eu une influence considérable sur l'évolution de la topographie régionale. C'est grâce à lui que ce pays, à l'encontre de la plupart des autres vallées synclinales jurassiennes, est devenu un bassin fermé, c'est-à-dire un territoire isolé, sans écoulement superficiel. Au cours de cette étude, nous aurons l'occasion de revenir sans cesse sur l'importance de ce caractère et d'insister sur l'influence qu'il a exercée dans la plupart des domaines. Nous allons en trouver le premier exemple dans l'histoire géologique locale.

Historique.

En étudiant la bibliographie géologique jurassienne, on est surpris de constater que la vallée de Joux y tient une place extrêmement petite, comparativement à d'autres régions comme Ste-Croix ou le Jura bernois. Il faut sans doute en attribuer la cause à son isolement, aux difficultés d'accès et à l'absence de coupes naturelles qui, la densité forestière aidant, rendent l'observation du terrain singulièrement laborieuse.

On s'aperçoit aussi que les premiers chercheurs ont été attirés par ce qui fait l'originalité du pays, le problème de l'écoulement de l'eau, et secondairement celui de la fermeture de la vallée dans le cadre de l'accident tectonique de la Dent de Vaulion.

Dans ses «Voyages dans les Alpes» (I, T. I, chap. XVI, p. 299), H. B. DE SAUSSURE consacre quelques pages à la promenade qu'il fit en 1779 dans la vallée de Joux en compagnie de Pictet. Le récit de cette exploration — car il s'agissait bien de cela — constitue, sauf erreur, le premier document scientifique relatif à cette partie du Jura. Partis de Rolle, les deux voyageurs franchirent le col du Marchairuz, de Gimel au Brassus, puis ils se rendirent au Pont et gravirent la Dent de Vaulion. En cours de route, DE SAUSSURE prend note de l'inclinaison des couches de calcaire et son attention est retenue par l'absence de tout matériel erratique alpin; mais ce sont surtout les entonnoirs et leur relation avec la source de l'Orbe qui l'attirent (v. p. 124).

Après lui et pendant près d'un siècle, la littérature géologique ne fournit que quelques allusions à la vallée de Joux, ou des observations fragmentaires. L'éloignement et la fâcheuse réputation du climat semblent maintenir les géologues à distance. Il faut attendre jusqu'à 1869, les travaux d'AUGUSTE JACCARD, pour avoir une description d'ensemble de la région. Ses cartes (118, 120) et sa «Description géologique» (14, 15, 31) correspondent dans les grandes lignes à mes propres observations. Toutefois, il faut reconnaître que ces travaux ne présentent pas le même intérêt dans cette partie du Jura que dans la région neuchâteloise ou les environs de Ste-Croix, qui étaient plus familiers à l'auteur. Du reste, celui-ci l'avoue en ces termes à propos de l'Astartien (14, p. 194): «... en ce qui concerne les massifs du Mont d'Or et de la Dent de Vaulion, je ne possède que des observations incomplètes», et deux pages plus loin, au sujet de l'Astartien du Risoux: «... le temps ne m'a pas permis de poursuivre mes recherches pour y découvrir des fossiles déterminables».

Cela ne diminue en rien la valeur des œuvres de l'ancien professeur de l'Académie de Neuchâtel, qui servent encore de base à toute étude dans le Jura central et occidental.

La fin du XIX^e siècle est marquée par les expériences de coloration sur l'écoulement des lacs, dont on trouvera le détail à la page 124. La première réussite fut obtenue par PICCARD (32), mais le mérite de ces belles recherches revient pourtant à FOREL (33) et à ses collaborateurs.

Il faut signaler aussi de la même époque les notices de GAUTHIER sur l'histoire naturelle de la vallée de Joux (22, 30), ainsi qu'une série d'observations intéressantes quoique fragmentaires, de SCHARDT sur le Crétacé moyen et le Tertiaire (35, 24), de MACHAČEK sur le glaciaire (43).

Enfin, durant ces vingt dernières années, ont paru plusieurs études détaillées ayant trait aux régions voisines de la vallée de Joux. SPRECHER a décrit la dislocation Mollens-Vallorbe-Pontarlier (52); NOLTHENIUS, les environs de Vallorbe (55, 123); CUSTER, le Mormont et le pied du Jura vaudois (57, 124). FALCONNIER a publié une thèse sur le territoire situé immédiatement au S de celui qui nous occupe (59).

A cette liste, il faut encore ajouter, de RAVEN, la description géologique des environs des Rousses, dans le prolongement français de notre vallée (107) et dans un domaine un peu différent, une étude fort intéressante de RENÉ MEYLAN sur la géographie humaine de la vallée de Joux (58).

De tous ces travaux j'ai tiré de nombreux renseignements et de précieux éléments de comparaison. C'est naturellement la carte et le texte de NOLTHENIUS qui m'en ont fourni le plus grand nombre, puisque ses études et les miennes se sont chevauchées sur tout le territoire situé à l'E d'une ligne passant par l'Abbaye et le Lieu.

On remarquera aussi qu'une partie des données de cet ouvrage figurent sur la feuille 300—303 Mont-la-Ville—Cossonay de l'atlas géologique de CUSTER et AUBERT (124). Je tiens à préciser qu'elles sont le résultat de mes propres recherches, effectuées au cours du travail de révision de la partie jurassienne de cette carte, dont m'avait chargé la Commission géologique.

I^{re} partie.

Stratigraphie.

Chapitre 1.

Le Jurassique moyen.

Les terrains les plus anciens qui affleurent sur notre territoire appartiennent aux trois étages du Jurassique moyen, le Bajocien, le Bathonien et le Callovien¹⁾. A vrai dire, ils ne sont pas visibles dans la vallée de Joux proprement dite, mais ils apparaissent dans le petit vallon des Epoisats, à l'E du village du Pont, grâce au bouleversement tectonique qui s'est produit dans cette région.

Leurs limites et leurs caractères distinctifs ne sont pas établis d'une façon parfaitement claire, du moins en ce qui concerne le Jura central. On trouve dans la littérature y relative, une profusion de termes locaux, pris tantôt dans un sens, tantôt dans un autre, qu'il est extrêmement difficile de raccorder aux zones d'ammonites. Il faut en rechercher la cause dans la rareté des fossiles caractéristiques et surtout dans la très grande variabilité des faciès.

Si ce travail n'apporte qu'une contribution très modeste à la connaissance du Dogger, c'est que les observations que l'on peut faire dans cette région ne se prêtent pas à une étude détaillée et précise. Les affleurements, jamais très étendus et presque toujours dissimulés en partie par les éboulis ou la végétation, ne permettent pas d'établir des coupes stratigraphiques de quelque étendue, ni de mesurer avec précision l'épaisseur des étages.

Au surplus, NOLTHENIUS (55) en a déjà tiré tout ce que l'on peut en obtenir et nous ne ferions que le répéter, en étudiant en détail chaque affleurement. Il nous a semblé préférable de décrire sommairement les niveaux principaux en commençant par les plus inférieurs, d'après la figure 2.

Parmi les fossiles cités, quelques-uns ont été récoltés par nous-même; les autres sont ceux de la collection régionale du musée de Lausanne, dont la provenance est suffisamment précise. La plupart de ces derniers figurent déjà dans le travail de NOLTHENIUS.

I. Le Bajocien.

1^o Calcaire inférieur²⁾ (Aalénien?).

Il s'agit d'un niveau douteux situé à la base ou au-dessous du Bajocien. Trois affleurements, longs de quelques mètres, sont visibles sur la ligne de chemin de fer, au N des Epoisats, et un quatrième sur le versant nord de la colline 1099,3.

Leur situation sur la charnière anticlinale du pli chevauchant de la Dent de Vaulion montre que ce terrain est plus ancien que les autres horizons bajociens, mais les éboulis et l'existence probable d'accidents tectoniques ne permettent pas de déterminer plus exactement sa position stratigraphique.

En surface, ce calcaire inférieur est très altéré; la cassure révèle une structure assez grossière, spathique, avec des granulations, des débris organiques, des traînées ferrugineuses et des traces de glauconie, qui lui donnent une teinte gris-verdâtre tirant sur le brun. Les seuls fossiles que l'on y trouve sont des *bélemnites* indéterminables.

Ainsi le doute persiste quant à son âge exact. Est-ce du Bajocien tout à fait inférieur ou bien s'agit-il d'un faciès marno-calcaire ferrugineux de l'Aalénien supérieur? La question reste en suspens.

¹⁾ Dans la façon de grouper les étages, nous nous rapportons à la légende de l'Atlas géologique de la Suisse au 1 : 25 000.

²⁾ La numérotation des terrains se retrouve sur les figures.

2° Calcaire à Pecten Dewalquei. C'est le niveau que NOLTHENIUS a nommé, par analogie avec RITTENER (83) à Ste-Croix, «calcaire verdâtre à veines jaunes», bien que sa teinte ne soit pas réellement celle-ci; c'est pourquoi nous préférons le désigner par le nom d'un fossile caractéristique qui y est très abondant.

Parmi les affleurements cités par NOLTHENIUS, nous avons étudié plus particulièrement celui qui est situé environ 200 m de la sortie est du tunnel, et qui a été rafraîchi par la construction d'un nouveau chemin. D'une façon générale, trois types de calcaires s'y rencontrent.

a) Calcaire gris-noirâtre très dur, avec veines de calcite et traînées ferrugineuses jaune-orange (lettre g de la figure).

b) Marno-calcaires sombres, localement imprégnés de bitume (b et c). Les fossiles y sont fréquents; outre *Chlamys (Pecten) Dewalquei*, OPP., nous y avons récolté plusieurs exemplaires d'une très grosse espèce de *Phasianella* dont il n'est pas fait mention ailleurs, ainsi que *Terebratula Baltzeri*, HAAS.

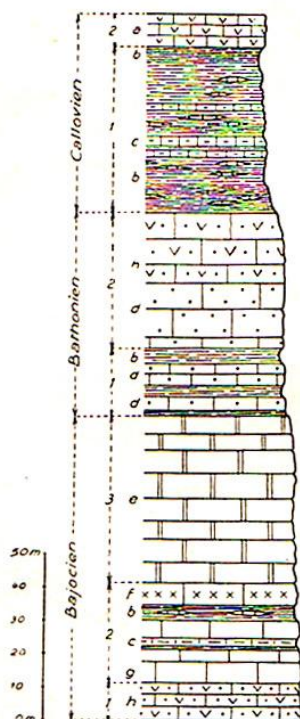
c) Banques à polypiers; calcaire dur blanchâtre, recristallisé, d'aspect saccharoïde (f).

3° Calcaire à entroques. On l'appelle aussi oolithe inférieure pour le distinguer du faciès bathonien analogue. C'est un calcaire spathique, grossièrement oolithique, caractérisé par le fait que sur le fond brun foncé, les tiges de crinoïdes forment de petites étoiles à cinq branches. On n'y trouve aucun fossile caractéristique.

Dans l'ensemble, et pour autant que l'on peut en juger, l'épaisseur du Bajocien atteint 80 à 100 m.

II. Le Bathonien.

Le meilleur affleurement de Bathonien, le seul où l'on puisse tenter d'établir une coupe, est celui qui se trouve sur la petite route des Epaisats, au S de Seignerets Dessus. Avec NOLTHENIUS, on peut y distinguer de bas en haut (fig. 2):



1° Les calcaires marneux inférieurs, série de calcaires finement oolithiques, de marno-calcaires microgènes, bruns en surface et noirâtres en cassure. On y trouve quelques mauvais fossiles comme *Rhynchonella obsoleta*, Sow.

2° La « Grande Oolithe », massif important de calcaire, qui forme la plus grande partie des collines de Dogger du vallon des Epaisats. C'est elle qui contient le principal gisement d'asphalte.

En surface, la Grande Oolithe a une patine gris clair qui la rapproche des calcaires du même genre du Jurassique supérieur. En cassure, elle présente une teinte gris foncé et une structure oolithique et spathique très régulière. Les oolithes, sphériques ou ovoïdes, ont en moyenne 1 mm de diamètre; elles sont réunies par un ciment cristallin translucide et dur qui donne à l'ensemble de la roche une grande résistance.

La structure concentrique des oolithes est généralement visible; dans le cas le plus fréquent, le centre est occupé par un noyau homogène, d'aspect un peu porcelané, recouvert d'un enduit plus clair.

Fig. 2. Coupe stratigraphique du Jurassique moyen.

- a = calcaire spathique
- b = marne
- c = marno-calcaire
- d = calcaire oolithique
- e = calcaire à entroques
- f = calcaire coralligène
- g = calcaire compact à veines jaunes
- h = calcaire spathique et oolithique

Dans la partie supérieure, le faciès tend à devenir plus grossier. Les calcaires prennent une teinte foncée, un caractère spathique très prononcé, et la structure est alors plutôt grenue que franchement oolithique (h).

La Grande Oolithe n'a produit aucun fossile. L'ensemble de l'étage mesure 50 à 70 m.

III. Le Callovien.

Aux Epoisats, le Callovien est représenté par deux niveaux bien distincts :

à la base, les marnes à *Rhynchonella varians*,

au sommet, la Dalle nacrée.

Normalement, celle-ci devrait être surmontée d'une couche très mince de marne et d'oolithes ferrugineuses, correspondant à la zone à *Peltoceras athleta* du Callovien supérieur. On n'en a jamais trouvé le moindre vestige dans cette région.

1° Marnes à *Rhynchonella varians*. Essentiellement marneux, ce terrain est presque toujours recouvert par des éboulis ou dissimulé sous la terre végétale. On n'en connaît que deux ou trois affleurements, qui ne permettent pas une description stratigraphique précise.

En fait il s'agit d'un complexe, dont le sommet seul correspond aux marnes à *Rhynchonella varians* proprement dites du Callovien inférieur, tandis que la base se rattache aux marnes du Furcil (Bradfordien, Bathonien supérieur). L'état des affleurements ne rend pas possible la distinction de ces deux niveaux. La collection régionale de Lausanne possède une ammonite étiquetée : *Parkinsonia Parkinsoni*, Sow. Les Epoisats. C'est le seul indice que nous possédions de l'existence du Bradfordien dans cette région.

Au bord du ruisseau des Epoisats, nous avons trouvé des calcaires gris sombre, en bancs plus ou moins épais, avec intercalations de niveaux friables. Les fossiles y abondent :

Débris d'ammonites et de bélemnites.

Rhynchonella varians, SCHL. = *alemanica*, ROLLIER.

Terebratula Ferryi, DESL.

Waldheimia subbucculenta, CHAP. et DEW.

» sp.

Un glissement de terrain sur la rive droite du ruisseau a mis à découvert le sommet des marnes à *Rhynchonella varians*, avec des blocs de Dalle nacrée. Ce sont des argiles plastiques, bleues en profondeur, rouge brique ou violacées en surface. Avec des brachiopodes et des mollusques indéterminables ; nous y avons récolté une ammonite caractéristique du Callovien inférieur :

Keplerites Gowerianus, Sow.

à laquelle il faut ajouter les fossiles de la collection régionale de Lausanne :

Macrocephalites macrocephalus, SCHLOTH.

Nucula pseudo-Menkii, DE LOR.

Pholadomya paucicosta, ROEM.

Terebratula globata, Sow.

2° Dalle nacrée. Chez nous, ce niveau ne mérite plus cet adjectif qu'il a reçu dans le Jura neuchâtelois et bernois, en raison de sa richesse en tests d'échinodermes et d'ostéodermes. Aux Epoisats, son apparence est différente ; c'est un calcaire très résistant, en plaquettes de 8 à 10 cm d'épaisseur. Gris bleu en profondeur, il vire au brun violacé pâle dans la zone d'oxydation. En cassure, il a un aspect finement spathique, un peu grenu et fortement recristallisé.

Malgré sa faible épaisseur, 5 à 15 m, la Dalle nacrée avec le Spongitién qui la surmonte, créent dans la morphologie de petits accidents extrêmement précieux, pour établir la limite du Dogger et du Malm.

La Dalle nacrée ne fournit pas de fossiles. Le seul que possède le musée de Lausanne est une dent de *Strophodus*. On n'y trouve même pas les débris de bryozoaires qui abondent à la surface des bancs, dans la région de Ste-Croix.

IV. Conclusions.

Dans l'ensemble, le Jurassique moyen se subdivise en deux parties nettement distinctes:

La série inférieure, représentée par le Bajocien et le Bathonien, est remarquable par ses faciès calcaires, zoogènes chez le premier, oolithiques chez le second, d'où les éléments détritiques sont à peu près exclus. Les crinoïdes y abondent, les coraux s'y trouvent en faibles masses isolées. En revanche, mollusques et brachiopodes sont loin d'avoir l'importance qu'ils auront au Jurassique supérieur. Ce faciès correspond à une mer vraisemblablement peu profonde, agitée, variable dans sa sédimentation, mais éloignée de toute terre émergée.

La série supérieure comprend le Bradfordien et le Callovien inférieur. Elle est caractérisée par la dominance d'un faciès vaseux, finement détritique, avec abondance d'ammonites et de brachiopodes, qui trahit une sédimentation plus calme.

Au sommet, la Dalle nacrée marque une récurrence calcaire et zoogène qui correspond sans doute au début d'une nouvelle période d'agitation que nous verrons se continuer dans l'Oxfordien.

De tels changements de faciès n'ont rien d'étonnant, si l'on songe qu'à cette époque, le Jura se trouvait à la limite de l'aire continentale et du domaine mésogéen, c'est-à-dire dans la région la plus sensible aux moindres événements d'ordre paléogéographique.

V. Le gisement d'asphalte des Epoisats.

La présence d'asphalte aux Epoisats est connue, paraît-il, depuis le XVIII^e siècle. En 1872/73, JACCARD fut appelé à visiter cette localité¹⁾, à l'occasion des travaux de prospection qui furent faits à cette époque²⁾; le résultat de ses recherches figure dans son ouvrage sur l'asphalte et le bitume du Jura (23, p. 71). Dès lors, le gisement a été décrit ou cité à plusieurs reprises par SCHARDT (50), ALBERT HEIM (54, p. 527). Enfin tout récemment, il a été l'objet d'une étude détaillée de la part de la Commission d'experts pour la recherche du pétrole en Suisse. Ce travail n'ayant pas donné lieu à une publication, la Commission géotechnique suisse nous a autorisé très aimablement à prendre connaissance de l'original du rapport dans lequel LAGOTALA a consigné le résultat de ces recherches, sur la base des observations de MEYER. Nous en avons tiré des renseignements intéressants.

L'asphalte apparaît dans tous les faciès du Dogger et dans l'Argovien inférieur, mais toujours d'une façon sporadique. LAGOTALA et MEYER remarquent que les points bitumineux se trouvent presque tous sur la même droite et que d'autre part, ils sont en relation avec de petites failles transversales; ils en concluent que leur position correspond à la rencontre de ces dernières avec un plan de chevauchement secondaire. Effectivement, nous verrons, dans le chapitre 9, que ces terrains bitumineux constituent le cœur de l'anticlinal de la Dent de Vaulion et qu'ils sont chevauchants sur le synclinal de Joux (v. pl. I, coupes 4 à 7).

Le principal gisement — le seul qui ait été envisagé au point de vue industriel — est situé dans la Grande Oolithe. On y voit encore les traces des travaux de 1872/73, une galerie impraticable et un puits d'une dizaine de mètres situé au bord du chemin conduisant au chalet de la Dent. Il existe à cet endroit une fracture large de quelques mètres, remplie d'une brèche à éléments bathoniens, dans laquelle on remarque des veines de microbrèche dont le ciment est constitué par de l'asphalte. Celle-ci remplit aussi les cassures de la roche encaissante. Dans la galerie, JACCARD avait observé un faciès analogue.

L'asphalte proprement dit est une matière brune, d'aspect terreux, très impure. Il donne aux niveaux schisteux ou diaclasés une teinte ardoise très caractéristique.

¹⁾ JACCARD y signale une ancienne exploitation pour la fabrication de ciment.

²⁾ M. ADDOR, autrefois instituteur à l'Abbaye, nous a communiqué le rapport d'un ingénieur français, H. FIGORRE, datant du 15 juillet 1873, qui conclut en affirmant que le gisement des Epoisats «est dû à une source thermique bitumineuse» et qu'il faut le mettre en exploitation immédiate, sur la plus grande échelle possible.

Nulle part la concentration ne dépasse 14 %, ce qui exclut toute perspective d'exploitation.

Quant à son origine, si tout le monde admet qu'il s'agit d'un gisement secondaire, par migration dans les fissures du Dogger, on est loin d'être d'accord sur la nature de la roche mère. JACCARD parle d'une migration latérale, sans préciser davantage; SCHARDT fait venir le bitume du Trias ou du Gault. L'opinion de LAGOTALA correspond aux conclusions auxquelles nous étions arrivé avant d'avoir eu connaissance de son travail. Puisque les niveaux bitumineux sont chevauchants sur le synclinal de Joux, il est raisonnable de penser qu'ils reposent sur les terrains tertiaires dont on connaît l'existence dans le tunnel du chemin de fer et dans la galerie d'amenée du lac Brenet. Il est vrai que ces marnes et ces conglomérats ainsi que la molasse qui les accompagne, n'ont pas fourni d'hydrocarbures, mais nous y avons trouvé du gypse (v. chap. 4).

C'est pourquoi on peut tenir pour vraisemblable que l'asphalte des Epoisats est originaire des terrains tertiaires du synclinal de Joux et qu'il a émigré verticalement par des cassures, dans la masse jurassique chevauchante.

Chapitre 2.

Le Jurassique supérieur.

La plus grande partie du territoire de la vallée de Joux est occupée par les calcaires du Jurassique supérieur, qui constituent en particulier la totalité de la chaîne du Risoux et toute celle du Mont Tendre-Dent de Vaulion, à l'exception du synclinal crétacé Crosets-Vaulion et des noyaux de Dogger des Epoisats.

Le Jurassique supérieur est formé de deux séries bien distinctes, tant au point de vue lithologique que par leurs conditions de sédimentation: à la base, les marno-calcaires argoviens; au sommet les calcaires du Kimeridgien et du Portlandien et entre les deux séries, les faciès de transition du Séquanien.

Ces deux ensembles diffèrent aussi par leur position orographique; le faciès marneux inférieur n'affleure que dans les vallons d'érosion creusés dans l'axe des anticlinaux, tandis que les calcaires supérieurs forment la carapace de toutes les chaînes dont ils déterminent la physionomie caractéristique et la morphologie karstique.

L'Argovien est en somme le prolongement des marnes calloviennes, après l'interruption de la Dalle nacrée et l'épisode oxfordien. Ses alternances de marnes et de calcaires argileux sont le résultat d'une sédimentation parfaitement calme. Au moment où elle se produisit, cette partie du Jura se rattachait au domaine mésogéen, tandis que la région située plus au N connaissait un régime néritique, caractérisé par des formations coralligènes et des calcaires oolithiques (faciès rauracien).

L'événement capital du Jurassique supérieur est le relèvement progressif du fond de la mer. Dans la vallée de Joux, nous voyons débiter ce mouvement à la base du Séquanien dans la chaîne du Risoux, cependant que la région du Mont Tendre reste encore dans la dépendance de la mer méridionale. Le Kimeridgien met fin d'une façon complète au faciès marneux du type argovien; avec lui, l'influence bathyale méditerranéenne est définitivement écartée.

Pendant toute la période kimeridgienne, la sédimentation calcaire l'emporte. Elle correspond à une mer sans doute peu profonde, relativement calme, corallienne et en dehors des influences détritiques, sauf à certains moments où se produisent des apports argileux.

Après une courte période d'agitation pendant laquelle se dépose la marne à *Exogyra virgula*, la mer portlandienne continue d'abord la mer kimeridgienne, puis elle évolue dans le sens d'un soulèvement progressif de son fond, qui se manifeste par le dépôt de calcaires détritiques, gréseux ou bréchoïdes et de calcaires dolomitiques.

Enfin au Purbegkien, la mer se retire et fait place, dans notre région, à une vaste nappe d'eau douce ou saumâtre.

I. L'Oxfordien.

Alors qu'il est représenté dans certaines parties du Jura bernois par une épaisse assise de marnes à fossiles pyriteux (terrain à chailles), l'Oxfordien disparaît presque complètement dans le Jura central et méridional. A St-Sulpice (Neuchâtel) il mesure encore 3 m (98); à la Chaux-de-Fonds (84) et aux Verrières (106) 1,80 m; à Ste-Croix (83) 0,70 m. Dans le Jura français, il est inconnu aux Rousses (107) tandis qu'à Chézery, on en connaît quelques vestiges de 10 cm d'épaisseur.

Dans le vallon des Epaisats, l'Oxfordien n'est nulle part visible en surface. Toutefois, son existence y est attestée par une fouille qu'a faite NOLTHENIUS au bord de la route, 350 m au S de l'entrée du tunnel. Aujourd'hui, toute trace de ces travaux a disparu; aussi, n'ayant pas jugé opportun de les entreprendre à nouveau, devons-nous nous borner à reproduire et à commenter les observations, au reste très précises et détaillées, de notre prédécesseur.

Voici l'essentiel de la coupe relevée par NOLTHENIUS (55, p. 6) avec l'indication des fossiles correspondants.

De haut en bas:

17° Spongitién;	
16° Calcaire gris, compact, glauconieux; <i>Perisphinctes bernensis</i> , LOR; <i>Cardioceras cordatum</i> , Sow; <i>Perisphinctes</i> , cf., <i>De Riazii</i> , SIEM.	m 0,20
15° Marne grise, glauconieuse; <i>Perisphinctes bernensis</i> , LOR; bélemnites	0,10
14° Marne sans fossiles	0,10
13°—12° Calcaire et marne avec empreintes d'ammonites	1,00
11°—8° Série de marnes et de calcaires jaunes ou gris	1,95
7° Marne argileuse jaune-gris à bélemnites et petites ammonites. <i>Cardioceras cordatum</i> , Sow.	0,10
6°—3° Marnes et calcaires sans fossiles	11,80
2° Marne très glauconieuse à débris d'ammonites et de bélemnites indéterminables	0,10
1° Dalle nacrée.	

Cette coupe se prête à un certain nombre de remarques:

1° Elle est intéressante en ce sens qu'elle s'étend sans discontinuité de la Dalle nacrée à l'Argovien: A moins d'écrasements, elle contient donc tout ce qui représente chez nous l'Oxfordien et la zone à *Peltoceras athleta* du Callovien supérieur.

2° L'épaisseur de cet ensemble est étonnante (15 m environ), par comparaison avec ce que l'on a observé ailleurs. On peut penser qu'elle est en rapport avec les violentes dislocations qui caractérisent cette région. C'est l'opinion de NOLTHENIUS.

3° La zone à *Cardioceras cordatum* est déterminée par la présence de ce fossile dans les niveaux 7 et 16; elle a donc une épaisseur minimum de 3,50 m. En revanche, toute la partie inférieure (niveaux 2 à 6), d'une épaisseur de plus de 11 m, ne possède aucun fossile qui permette de préciser son âge. S'agit-il encore de la zone à *Cardioceras cordatum* ou de l'Oxfordien inférieur ou même du Callovien supérieur? En considérant la similitude de faciès, on serait tenté d'admettre la première hypothèse.

4° Si l'existence d'une lacune ne peut être démontrée par la coupe des Epaisats, JEANNET et JUNOD (98) sont arrivés à des résultats plus précis dans le Jura neuchâtelois. A St-Sulpice, la série des terrains entre la Dalle nacrée et le Spongitién est complète, mais avec des épaisseurs réduites et des discontinuités sédimentaires dans le Callovien supérieur, indiquées par des surfaces corrodées et des galets. Dans les gorges de l'Areuse, la série est réduite à quelques décimètres de marnes grumeleuses appartenant à l'Oxfordien supérieur, et à une mince couche de marnes ocreuses au contact de la Dalle nacrée.

5° JEANNET et JUNOD pensent que les niveaux inférieurs ont disparu par décalcification. La coupe des Epaisats ne vient pas à l'encontre de cette hypothèse, mais il peut être profitable d'établir un rapprochement entre les lacunes oxfordiennes et une observation que NOLTHENIUS a faite dans le Spongitién et que nous avons répétée après lui, d'où il ressort que les calices des grosses éponges (*Tremadictyon*

reticulatum, GOLDF.) y sont tous renversés. NOLTHENIUS pense que c'est un effet des courants marins. Effectivement, on aurait de la peine à trouver une autre explication.

Dès lors on peut se demander si les discontinuités stratigraphiques du Callovien et de l'Oxfordien n'ont pas été produites par la même cause, c'est-à-dire par des courants qui auraient été assez violents pour interrompre la sédimentation. Les effets d'un tel phénomène, pour autant qu'on peut se les représenter, semblent correspondre à ce qui a été observé chez nous et ailleurs: existence d'une lacune, sédimentation généralement faible, mais variable d'une localité à l'autre, traces d'ablation, renversement des éponges, etc.

II. L'Argovien.

Dans toute la zone interne du Jura, le terme d'Argovien a une signification parfaitement précise; il désigne la grande série de marnes et de marno-calcaires qui précède les calcaires du Jura blanc proprement dit.

L'Argovien est l'équivalent de la zone à *Peltoceras transversarium*. Il correspond aussi au Rauracien, expression par laquelle on désigne son faciès coralligène du Jura bernois. A ce propos, HAUG (103, p. 1049) est en contradiction avec les géologues suisses — ALBERT HEIM et ROLLIER en particulier (54, p. 506) — puisqu'il assimile le Rauracien à la zone à *Peltoceras bicristatum*.

L'Argovien se subdivise en deux sous-étages.

a) L'Argovien inférieur ou Spongilien.

(Couches de Birmensdorf de MOESCH, Calcaire à Scyphies de JACCARD.)

Le Spongilien est un niveau d'une continuité et d'une régularité remarquables. Depuis l'Argovie jusqu'au Reculet, il garde le même faciès vaseux, caractérisé par de nombreux restes de céphalopodes et de spongiaires.

Sans être épais — il n'excède pas une quinzaine de mètres — il détermine fréquemment une rupture dans la pente uniforme des marnes argoviennes et calloviennes. C'est donc un repère stratigraphique très utile.

Aux Epoisats, il est généralement caché par la terre végétale ou les éboulis; aussi les bons affleurements sont-ils rares. On n'en connaît que quatre, au bord de la route entre le carrefour 1083 et le pré alluvionnaire des Epoisats. Le meilleur, qui se trouve à la hauteur de la colline 1096,2, laisse voir, sur une épaisseur de 5 m environ, une série de bancs calcaires avec des intercalations marneuses. Les calcaires ont une patine gris clair, mais en cassure ils prennent une teinte plus foncée qui passe au bleu-noirâtre en profondeur. Dans la zone d'oxydation, on remarque, en contraste avec le fond gris uniforme, des granulations suboolithiques sombres accompagnées de ponctuations et de traînées limoniteuses.

Les marnes ont une apparence à peu près semblable, avec une couleur plus foncée. Grumeleuses et friables, elles se détachent en feuillets irréguliers.

Les fossiles abondent tant dans les calcaires que dans les marnes; malheureusement, la plupart sont dans un tel état d'altération, qu'on ne peut en déterminer qu'une minorité. Ce sont presque tous des ammonites, surtout des Périssphinctidés et des Ochétocératidés, des bélemnites et des éponges. Ils confèrent donc à ce faciès un caractère bathyal et vaseux.

Les spongiaires foisonnent dans certains niveaux marneux. On peut y admirer de magnifiques calices de *Tremadictyon*, tous retournés sens dessus dessous. Dans le paragraphe précédent, cette anomalie a déjà été signalée, et d'accord avec NOLTHENIUS, nous l'avons attribuée à des courants marins.

Fossiles spongiens récoltés aux Epoisats:

Perisphinctes Martelli, OPP.

Perisphinctes, sp., proche de *Martelli*, OPP. ou de *Doublieri*, D'ORB.

Ochetoceras, sp.

Belemnites, sp.

Radioles de *Cidaris*.
Tremadictyon reticulatum, GOLDF.
Débris de spongiaires.

par NOLTHENIUS:

Perisphinctes Delgadoi, CHOFF.
Ochetoceras canaliculatum, DE BUCH.
» *arolicum*, OPP.
Hyalotragos patella, ZIT.

Collection régionale:

Craticularia cancellata, GOLDF.

b) L'Argovien supérieur.

L'Argovien supérieur correspond approximativement au Pholadomyen des anciens auteurs ou aux couches d'Effingen de MOESCH. On le désigne aussi par l'expression de «Calcaires hydrauliques» du nom de son faciès le plus commun.

Il forme la plus grande partie des versants du vallon des Epaisats, et c'est lui sans doute que l'on trouverait sous les énormes amas d'éboulis de la Dent de Vaulion. Mais en dépit de son importance, il n'apparaît que sur de petites surfaces le long des chemins et dans le lit des ruisseaux. On le voit pourtant sur une certaine étendue à l'endroit où il se ferme en charnière anticlinale, entre l'Aouille et la fenêtre de Sagnevagnard, 800 m à l'E du Pont.

Le sommet de l'étage affleure également dans le petit vallon d'érosion du Sapelet Dessous, 2 km au SSE de l'Abbaye, et dans le pâturage de la Tépaz, 3 km à l'W du Lieu. C'est donc le plus ancien des terrains visibles dans le territoire de la vallée de Joux proprement dite.

Enfin, il a été l'objet d'une exploitation industrielle pour la fabrication du ciment, à l'usine des Grands Crêts, située sur la voie ferrée le Pont-Vallorbe, environ 500 m à l'E de la limite de la carte. Actuellement, cette entreprise a interrompu son activité.

Une étude stratigraphique de l'Argovien, comme celle que FALCONNIER a pu faire au Creux du Cruaz (59), n'est pas possible aux Epaisats, à cause de la médiocrité et de la dispersion des affleurements et en raison des accidents tectoniques, laminages et cassures, qui ont certainement troublé la régularité de sa stratification. Il est même relativement difficile de mesurer son épaisseur avec quelque précision. On peut l'estimer à 150 m au minimum. COLLOT, d'après les observations qu'il a faites lors du percement du tunnel du Mont d'Or, va jusqu'à 200 m (86).

Le faciès de ce sous-étage est aussi régulier que celui du Spongitién, à tel point que les descriptions qui en ont été faites ailleurs, pourraient s'appliquer telles quelles à la vallée de Joux. Cela nous dispensera d'un trop long exposé.

Rien de plus monotone que cette série de calcschistes de l'Argovien supérieur. De la base au sommet le faciès vaseux domine sans interruption avec des sédiments détritiques très fins, alternativement calcaires et marneux. Il en résulte une succession de bancs calcaires et de lits marneux alternant avec une régularité parfaite.

Les calcaires, toujours un peu argileux, sont généralement gris-jaunâtre en surface, gris ou bleu foncé en cassure, avec quelques traces ferrugineuses. Les bancs les moins résistants se désagrègent en petits morceaux rectangulaires. Les marnes sont schisteuses et plus sombres.

Près du sommet de l'étage, FALCONNIER (59, p. 4) signale deux niveaux zoogènes et un banc de microbrèche gréseuse, qui annoncent en quelque sorte le changement de faciès qui va se produire à la base du Séquanien. Chez nous, à première vue, le caractère argileux tend à s'accroître dans les derniers mètres. C'est du moins ce que l'on peut observer à la Tépaz (v. fig. 4). Les calcaires hydrauliques font place à une dizaine de mètres de marnes bleues, plastiques, interrompues pourtant par quelques bancs ou rognons de marno-calcaires riches en quartz clastique, avec une faunule de Lamelli-branches. Il s'agit sans doute de l'équivalent des niveaux de FALCONNIER.

L'Argovien supérieur est à peu près stérile, spécialement, semble-t-il, dans cette région. JACCARD (14) avait déjà remarqué que «dans la couche de la Dent de Vaulion, il (l'Argovien) est presque absolument dépourvu de fossiles». C'est bien cela; à part quelques traces d'ammonites, quelques pholadomyes, les recherches les plus assidues ne donnent pas de résultats.

Résumé et conclusions.

D'une façon générale, l'Argovien peut être considéré comme la reprise du faciès callovien, après l'interruption de la Dalle nacrée et de l'Oxfordien. Ses caleschistes si monotones, si régulièrement stratifiés, correspondent à une sédimentation parfaitement tranquille, dans une mer à peu près stérile. Le Spongilien fait exception; les marnes y sont moins uniformes et les fossiles, éponges et ammonites, y abondent.

Au sommet de l'étage, de très faibles indices présagent les modifications qui se produiront au début du Séquanien.

III. Le Séquanien.

Les auteurs ne sont pas d'accord sur le sens exact du terme Séquanien; ainsi pour HAUG (103, p. 1049), il est l'équivalent de la zone à *Perisphinctes Achilles*, tandis que dans le tableau de la «Geologie der Schweiz» d'ALBERT HEIM (54, p. 506), il correspond à la zone à *Pelloceras bicristatum*. Il convient donc de préciser le sens que nous lui donnerons dans ce travail. Suivant en cela l'exemple de la légende de l'Atlas géologique suisse, nous conviendrons que le Séquanien correspond aux deux zones d'ammonites précitées, pour autant qu'on peut en déterminer les limites dans la vallée de Joux. Dès lors, l'étage peut être divisé en deux sous-étages:

Le Séquanien supérieur: zone à *Perisphinctes Achilles*.

Le Séquanien inférieur: zone à *Pelloceras bicristatum*.

Autant l'étage argovien était uniforme et régulier, autant celui-ci est remarquable par sa variabilité. Non seulement il présente en succession verticale des faciès très différents les uns des autres, mais son aspect général varie également d'une localité à l'autre. M. BERTRAND (72) avait déjà fait la remarque dans la région française voisine, qu'il est extrêmement difficile de paralléliser des coupes stratigraphiques relevées à de faibles distances. Il en est ainsi chez nous. Si l'on compare la série séquanienne de la chaîne du Risoux et celle de la chaîne du Mont Tendre (fig. 3 et 5), on s'aperçoit qu'il n'existe de l'une à l'autre aucune parenté, aucun synchronisme. Pourtant, les deux chaînes ne sont pas éloignées de plus de quelques kilomètres. Il faut donc admettre pour expliquer une dissemblance si frappante, que ces deux régions ont appartenu à des provinces différentes.

Effectivement, le Séquanien du Risoux, riche en formations oolithiques, en calcaires à poly-piers, se rattache sans conteste à la province franco-jurassienne ou celtique définie par ROLLIER (90) (faciès franc-comtois de CHOFFAT, 18), tandis que celui du Mont Tendre, avec ses calcaires et ses marnes à céphalopodes, est une dépendance de la province rhodano-souabe du même auteur (faciès argovien de CHOFFAT).

A. Le Séquanien de la chaîne du Mont Tendre.

(Province rhodano-souabe.)

Dans la chaîne du Mont Tendre, le Séquanien forme une bande le long de la charnière de l'anticlinal principal, et il apparaît encore sur une grande étendue, au centre de l'anticlinal du Bucley. Au NE, les affleurements sont interrompus par les dislocations de la Dent de Vaulion, parmi lesquelles il n'est plus possible de faire une étude stratigraphique précise.

Les principales observations ont été faites dans la région de la Pierre du Coutiau, 2 km au SW du Mont Tendre, où la plus grande partie de l'étage est visible. Toutefois, du fait que la terre végétale cache certaines strates, et probablement les plus intéressantes parce que les plus marneuses,

il n'est pas possible d'établir une coupe continue; il faut donc se contenter du profil schématisé de la figure 3. Par bonheur, la présence de fossiles caractéristiques compense ce que les observations pourraient avoir d'incomplet.

1° Séquanien inférieur. L'Argovien n'affleurant pas dans cette région, on ne connaît pas non plus les premières assises du Séquanien. Ce que l'on voit est une série de 30 à 40 m de calcaires alternant avec des niveaux marneux recouverts par la végétation.

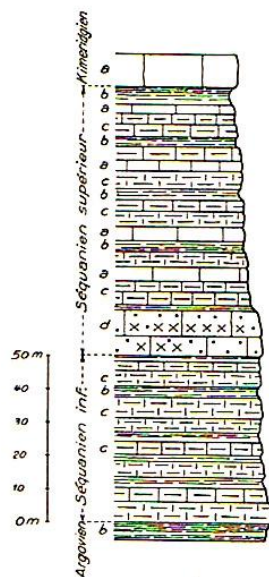
Les calcaires ont une structure subcompacte, une teinte gris sombre ou jaunâtre. Leur teneur en argile est faible; elle varie du reste d'un banc à l'autre, et c'est dans les horizons fossilifères qu'elle atteint sa valeur maximum. Au sommet, une fouille a découvert une couche marneuse d'un mètre environ, plus claire que les calcaires et maculée de rouge, mais sans organismes. En revanche, des calcaires nous ont fourni les fossiles suivants:

Perisphinctes mogosensis, CHOFF.
 » *virgulatus*, sp.? QUENST.
 » sp.
Lima Renevieri, ET.
Myoconcha Rathieriana, D'ORB.
Ceromya excentrica, AG.
Pholadomya birostris, AG.
 » *hemicardia*, ROEM.
 » *protei*, BRONGN.
Terebratula insignis, SCHIBLER.

Si cette faune n'est pas très riche — elle l'est probablement davantage dans les intercalations marneuses —, elle permet pourtant de dater ce niveau et de l'identifier à d'autres. Il correspond au Séquanien inférieur que FALCONNIER a décrit au Creux du Cruaz avec une faune comparable (59); c'est aussi l'équivalent des couches à *Hemicidaris crenularis* de MOESCH (68). De toute façon, et sans aucune restriction, on peut le rattacher à la zone à *Peltocheras bicristatum*.

La présence d'ammonites confère à ce faciès un caractère bathyal, tempéré par celle des autres mollusques qui trahissent des influences néritiques. FALCONNIER remarque que les calcaires prennent davantage d'importance au sommet de la série du Creux du Cruaz.

On peut conclure en disant que le Séquanien inférieur du Mont Tendre est le prolongement du faciès argovien, avec une tendance de plus en plus marquée à se soumettre au régime néritique qui l'emportera à la base du Séquanien supérieur.



2° Séquanien supérieur. Le Séquanien supérieur débute par un changement de faciès. Le niveau d de la figure 3 comprend une dizaine de mètres d'un calcaire à polypiers, interrompu par quelques intercalations un peu marneuses. C'est lui qui forme le petit saillant, sur lequel est construite la cabane du C. A. S. du Cunay. Dans l'ensemble, il s'agit d'un calcaire blanc-jaunâtre, à grain très fin, avec des coraux, des stromatopores et par endroits des formations oolithiques et de nombreux débris de tests.

Nous y avons trouvé les fossiles suivants:

Strophodus reticulatus, AG.
Pecten Laurae, ET.
Pecten Nattheimensis, DE LOR.
 » *suprajurensis*, BUV.

Fig. 3. Coupe stratigraphique du Séquanien de la chaîne du Mont Tendre.

a = calcaire compact
 b = marne
 c = marno-calcaire
 d = calcaire à polypiers

Lima Renevieri, ET.
Pholadomya birostris, AG.
 » *protei*, BRONGN.
Rhynchonella Astieriana, D'ORB.
 » *pectunculoïdes*, ET.
 » *corallina*, LEYM.

Ce niveau s'identifie au Séquanien supérieur de FALCONNIER, bien qu'il atteigne au Creux du Cruaz une épaisseur de 100 m et qu'il y ait un faciès plus nettement coralligène et oolithique; mais ce paraît être le propre des formations de ce genre, de présenter d'énormes variations d'épaisseur.

Les niveaux supérieurs de la coupe marquent une récurrence du faciès vaseux. Au calcaire à polypiers succède une série de calcaires argileux, relativement friables, qui déterminent dans la topographie une dépression longitudinale très caractéristique que l'on peut suivre sur des kilomètres (v. fig. 16, p. 74).

A la base, le faciès est encore très calcaire; on y rencontre des roches compactes grises ou jaunâtres, assez semblables à celles du Séquanien inférieur, avec quelques débris de mollusques. Puis on passe à des formations plus argileuses, grises, bleu sombre en profondeur, pour aboutir finalement à quelques mètres de marnes foliacées qui forment le sommet de l'étage. L'ensemble mesure 60 à 70 m.

Le contact avec le Kimeridgien est intéressant par le contraste que font les marnes séquanienues avec les gros bancs du Kimeridgien inférieur.

Les fossiles sont extrêmement abondants, mais ce n'est pas dans les niveaux les plus marneux que la faune est la plus riche. Ainsi les marnes feuilletées du sommet paraissent absolument stériles.

Fossiles du Séquanien supérieur marneux de la chaîne du Mont Tendre:

<i>Perisphinctes Lothari</i> , OPP.	<i>Ostrea Contejeani</i> , sp. ? ET.
» <i>effrenatus</i> , FONT.	» <i>Ermontiana</i> , sp. ? ET.
» <i>Achilles</i> , D'ORB.	<i>Pholadomya hemicardia</i> , ROEM.
» <i>polygiratus</i> , REIN.	» <i>protei</i> , BRONGN. (= cf. <i>cor.</i> AG.).
» <i>Kiliani</i> , DE RIAZ.	<i>Thracia incerta</i> , DESH.
» <i>lictor</i> , FONT.	<i>Arca rhomboïdalis</i> , CONT.
» <i>polyplocus</i> , REIN.	<i>Mytilus perplicatus</i> , ET.
» sp.	<i>Unicardium rugosum</i> , ROEM.
<i>Pleurotomaria</i> , sp.	<i>Ceromya excentrica</i> , AG.
<i>Natica praetermissa</i> , CONT.	<i>Waldheimia humeralis</i> , ROEM.
» <i>Royeri</i> , DE LOR.	<i>Terebratula Zieteni</i> , DE LOR.
» <i>hemisphaerica</i> , ROEM.	<i>Rhynchonella corallina</i> , LEYM.
» sp.	» <i>rostriformis</i> , ROEM.
<i>Nerita jurensis</i> , ROEM.	

Cette faune démontre sans ambage que nous avons affaire à la zone à *Perisphinctes Achilles*.

Des faciès analogues accompagnés de fossiles semblables ont été signalés à maintes reprises dans le Jura; par exemple aux Amburnex par CHOFFAT (16), au Noirmont par CHOFFAT (70) et FALCONNIER (59, 105), dans les environs de St-Claude (Montépile) par MARCEL BERTRAND (72). Enfin, on en retrouve l'équivalent dans les couches de Baden, de MOESCH (68).

S'appuyant sur la présence de quelques espèces que l'on rencontre en grand nombre dans le Kimeridgien inférieur, la plupart de ces auteurs, MOESCH, CHOFFAT et FALCONNIER, ont cru pouvoir identifier ce terrain aux marnes du Banné, niveau fossilifère du Kimeridgien. En revanche, MARCEL BERTRAND (tableau final) le raccorde à l'oolithe astartienne que l'on prend généralement pour limite supérieure du Séquanien dans la province franco-jurassienne.

Il ne nous a pas été possible de répéter les observations de BERTRAND. En revanche, nous croyons avoir démontré sans équivoque (64) que la zone à *Per. Achilles* et la marne du Banné ne sont pas du même âge. En effet, elles existent simultanément dans la chaîne du Mont Tendre,

parfaitement distinctes l'une de l'autre, puisqu'elles sont séparées par environ 70 m de calcaire (v. p. 22).

A ce propos, signalons une erreur de la «Geologie der Schweiz» de HEIM (54, tableau p. 506), où le niveau des Amburnex, pourtant bien caractérisé par ses ammonites, figure à la base de la zone à *Pelt. bicristatum*. Sa place est dans celle à *Per. Achilles*.

Dans les autres parties de la chaîne du Mont Tendre, les observations ne peuvent être que la répétition de celles qui viennent d'être exposées; toutefois, elles nous amènent à une constatation dont l'intérêt n'est pas négligeable. En parcourant la dépression séquanienne qui suit le faite de la chaîne, du SW au NE, on s'aperçoit que les marno-calcaires perdent graduellement leur caractère argileux; la même observation peut être faite dans la région du Bucley. En même temps, les fossiles deviennent plus rares, en particulier ceux qui appartiennent au faciès bathyal. Les dernières ammonites, en très mauvais état du reste, se trouvent au Sapelet Dessous, dans un gisement signalé par CHOFFAT (18).

En fin de compte, le faciès vaseux du Séquanien supérieur se réduit à ses marnes schisteuses et stériles tout à fait supérieures qui constituent alors un précieux repère stratigraphique en l'absence de tout autre caractère permettant de distinguer le Séquanien du Kimeridgien. Malheureusement, elles ne tardent pas à s'effacer elles aussi; leur dernier vestige apparaît sur le chemin du Pont à la Dent de Vaulion.

B. Le Séquanien de la chaîne du Risoux.

(Province franco-jurassienne.)

Dans la chaîne du Risoux, le Séquanien est visible à la charnière de tous les anticlinaux secondaires de ce vaste plateau-anticlinal. Le principal affleurement forme une grande bande parallèle à la frontière; un autre occupe le fond et le bas des versants de la vallée d'érosion qui entaille l'anticlinal des Cernies, au N du lac Brenet. Le Séquanien apparaît aussi dans le voisinage de la source de l'Orbe et tout à l'autre bout de la chaîne, le long des plis-failles des Grandes Roches.

Pour des raisons connues, il n'est jamais possible d'établir des coupes continues de quelque importance. Il faut donc se contenter, dans la majorité des cas, de faire des observations fragmentaires, quitte à les réunir ensuite pour avoir une vue un peu plus complète de l'ensemble.

La figure 5 donne la coupe schématique du Séquanien, basée sur les observations qui ont été relevées sur le grand chemin forestier au NW de la Petite Tépaz (3 km à l'W du Lieu). Sa partie inférieure est représentée à une échelle plus grande sur la figure 4.

Cette première image du Séquanien permet de distinguer immédiatement deux séries:

Le Séquanien supérieur, ensemble homogène de calcaires oolithiques, coralligènes, de teinte claire.

Le Séquanien inférieur, complexe de marnes et de calcaires grossiers, très fossilifères.

Cette division est conforme à celle qui est généralement admise dans la province franco jurassienne, le Séquanien inférieur correspondant aux couches du Châtelu et le Séquanien supérieur à celles de Wangen ou à l'Oolithe blanche (v. ALB. HEIM, 54, p. 506). Dans les grandes lignes, notre Séquanien s'identifie donc avec celui de Ste-Croix (RITTENER, 83) et du Jura neuchâtelois (FAVRE, 84; MÜHLETHALER, 106). En l'absence d'ammonites, il est

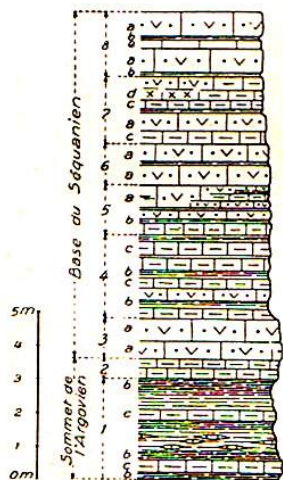


Fig. 4. Coupe stratigraphique détaillée du Séquanien inférieur du Risoux.

- a = calcaire spathique, oolithique
- b = marne
- c = marno-calcaire
- d = calcaire coralligène
- e = calcaire compact

exclus de vouloir le raccorder exactement avec les niveaux équivalents du Mont Tendre. C'est pourquoi le terme de Séquanien a un sens un peu différent suivant qu'il s'agit de l'une ou de l'autre des chaînes qui encadrent la vallée de Joux.

1° Le Séquanien inférieur.

Le Séquanien inférieur n'affleure que sur des espaces restreints, à la Têpaz, aux Cernies, dans la combe de Mézery. Nous l'avons trouvé également au pied de la Roche Champion sur territoire français. Dans la morphologie, il produit des dépressions herbeuses, avec des niveaux aquifères, quand il est recouvert de moraine ou d'éboulis.

Dans l'ensemble, c'est encore une dépendance du faciès vaseux de l'Argovien, mais avec des influences nouvelles, néritiques et coralligènes qui se font sentir par intermittences. Il en résulte une série de niveaux marneux ou argilo-calcaires, alternant avec des calcaires bruns et grossiers dont la figure 4 donne une idée exacte. Dans les zones de transition, on assiste à un invraisemblable enchevêtrement des deux faciès.

Les marnes sont généralement schisteuses ou plastiques, de teinte gris-brunâtre nuancée de bleu sombre. Parfois, elles font place à des calcaires compacts ou à des marno-calcaires tachés de limonite assez semblables à ceux de l'Argovien. Marnes et marno-calcaires contiennent une faune très riche de brachiopodes et d'acéphales.

Les intercalations de calcaire proprement dit sont très caractéristiques; bleues en profondeur, ces roches prennent une couleur brun foncé dans la zone d'oxydation, qui leur donne une ressemblance apparente avec les terrains du Crétacé inférieur.

Les calcaires de la Têpaz sont de préférence grossiers, spathiques, très résistants à la cassure. De nombreux débris de crinoïdes, d'oursins, des fragments de mollusques et de brachiopodes enrobés dans une gangue ocreuse, se détachent en relief à la surface des bancs, parfois en si grande abondance qu'ils leur confèrent un aspect lumachellique. Aux Cernies, les niveaux grossiers sont accompagnés de faciès de même teinte, mais de grain beaucoup plus fin.

Quelques coupes minces ont permis de préciser la structure des uns et des autres. Les calcaires les plus grossiers ont une structure graveleuse avec un ciment de calcite cristallisée; les éléments ne sont jamais de vraies oolithes, mais des fragments de roches, des morceaux de calcaire bréchoïde et des débris de test remaniés, mélangés à des restes de crinoïdes et de coraux, à des foraminifères et à des colonies de bryozoaires. On y trouve aussi parfois des nodules de calcaire argileux.

En revanche, le calcaire plus fin des Cernies est un véritable calcaire oolithique dont les granules ont conservé généralement leur structure concentrique et radiée. Quelques-uns sont indifférenciés, érodés ou impressionnés.

Le Séquanien inférieur du Risoux possède la faune la plus riche du Jurassique supérieur, du moins en ce qui concerne la vallée de Joux:

Fossiles du Séquanien inférieur de la Têpaz:

<i>Pholadomya protei</i> , BRONGN.	<i>Lima perrigida</i> , ET.
» <i>hemicardia</i> , ROEM.	» <i>Halleyana</i> , ET.
<i>Gervillia tetragona</i> , ROEM.	» <i>Monsbeliardensis</i> , CONT.
<i>Trigonia</i> , sp.	» <i>tumida</i> , ROEM.
<i>Pinna granulata</i> , SOW.	<i>Alectryonia hastellata</i> , SCHLOT.
<i>Mytilus subpectinatus</i> , D'ORB.	<i>Ostrea caprina</i> , MÉRIAN.
» <i>jurensis</i> , MÉRIAN.	<i>Ostrea</i> , sp.
» <i>subaequiplicatus</i> , GOLDF.	Radioles de <i>Cidaris</i> .
<i>Chlamys (Pecten) Nattheimensis</i> , DE LOR.	<i>Millericrinus</i> .
<i>Pecten Laurae</i> , ET.	<i>Terebratula bicanaliculata</i> , sp. ? ZIET.
» <i>Guyoti</i> , DE LOR.	» <i>Bauhini</i> , ET.

Terebratula Rollieri, HAAS.
 » *Gesneri*, ET.
 » *insignis*, SCHIBLER.
Waldheimia humeralis, ROEM.
 » *Egena*, BAYLE.
Zeilleiria Huddlestoni, DOUV.

Rhynchonella corallina, LEYM.
 » *rostriformis*, ROEM.
Calamophyllia flabellum, BLAINV.
Thecosmilia costata, sp.? FROM.
Montlivaultia, sp.
Stromatopores.

Fossiles du Séquanien inférieur de la combe de Mézery :

Trigonia Meriani, AG.
Pinna granulata, Sow.
 » *lanceolata*, Sow.
Ostrea (Exogyra) quadrata, ET.
 » *vallata*, ET.

Terebratula Gesneri, ET.
 » *Bourgueti*, ET.
Rhynchonella corallina, LEYM.
 » *rostriformis*, ROEM.

2° Le Séquanien supérieur.

La partie supérieure de l'étage occupe une surface bien plus considérable que l'autre. Ses calcaires oolithiques et homogènes, plus résistants dans l'ensemble que la série inférieure, contribuent à former les lapiez du Risoux, avec ceux du Kimeridgien. Toutefois, moins durs que ces derniers, ils déterminent une légère dépression le long de la charnière.

Partout où l'on peut l'observer, la limite des deux divisions du Séquanien est bien tranchée. A la Tépaz, à la Roche Champion, aux marno-calcaires du sous-étage inférieur, viennent se juxtaposer des bancs épais de calcaire oolithique blanc en surface, et suffisamment résistants pour produire un changement dans la topographie.

En apparence, rien de plus homogène que ce Séquanien supérieur; à la Tépaz, par exemple, il est constitué uniquement, de la base au sommet, par des calcaires oolithiques très semblables les uns aux autres, sauf le niveau tout à fait supérieur dont il sera question plus loin. Dans les autres parties de la chaîne, si l'aspect général reste le même, d'autres types lithologiques apparaissent; des calcaires compacts ou zoogènes et surtout de curieuses formations graveleuses qui témoignent de conditions de sédimentation très particulières. Nous allons examiner les plus caractéristiques de ces faciès.

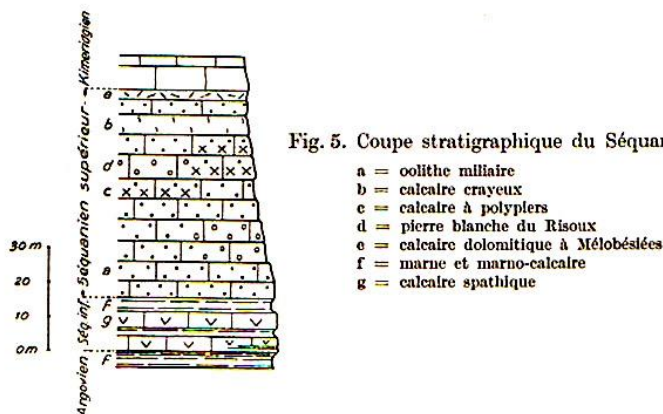


Fig. 5. Coupe stratigraphique du Séquanien du Risoux.

- a = oolithe miliaire
- b = calcaire crayeux
- c = calcaire à polyptères
- d = pierre blanche du Risoux
- e = calcaire dolomitique à Mélobésées
- f = marnes et marno-calcaire
- g = calcaire spathique

a) Oolithe miliaire (fig. 5). C'est un calcaire blanc ou légèrement rosé, formé par l'agglomération de petites oolithes subsphériques ou ovoïdes. A la surface des bancs, quelques organismes font saillie: débris de coraux et une huître assez fréquente: *Ostrea pulligera*, GOLDF. La coupe mince montre un ciment calcitique envahi par endroits par de la matière argileuse, avec des éléments oolithiques bien différenciés, dont la structure concentrique est toujours visible, et la structure radiée, souvent.

b) **Calcaire crayeux.** En surface, c'est un calcaire blanc crayeux, subcompact. En cassure, on aperçoit des oolithes qui tendent à se confondre avec la pâte. Il s'agit sans doute d'une roche de même origine que la précédente dont les oolithes se sont fondues dans le ciment. Il existe du reste tous les intermédiaires entre les deux cas extrêmes.

c) **Calcaire à polypiers.** Dans certaines régions du Risoux, le Séquanien est représenté essentiellement par des calcaires blancs, cristallisés à coraux et stromatopores, accompagnés de débris de dicératidés et autres mollusques. Ces formations récifales apparaissent sur de grandes surfaces surtout dans

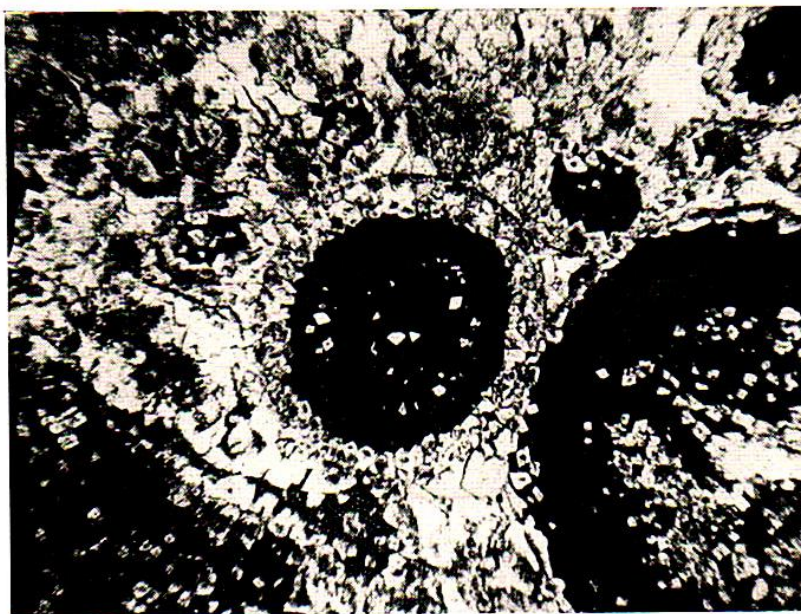


Fig. 6. Calcaire oolithique et dolomitique (à Mélobésiées).

Les petits rhomboédres de dolomie envahissent le ciment calcitique et la surface opaque du calcaire amorphe.

Photo Bersier.

la partie occidentale de la chaîne, sans que les affleurements laissent jamais voir des colonies de grandes dimensions. La collection régionale et nos propres recherches nous ont fourni les espèces suivantes:

Calamophyllia flabellum, BLAINV.

Thamnastrea, sp. ?

Cryptocoenia castellum, MICH.

Stromatopores.

Burgundia trinorchii, MUN. CH. (Orig. Y. DEHORNE, pl. VI, fig. 8, p. 72).

d) **Pierre blanche du Risoux.** L'ancienne carrière située en pleine forêt du Risoux, 2,5 km à l'WNW du Solliat, est ouverte dans un banc de calcaire blanc crayeux, d'où son nom. L'apparence de cette roche est celle d'un calcaire pisolithique, mais en y regardant de plus près, on s'aperçoit qu'il s'agit d'une formation très grossière, graveleuse et poudinguiforme. L'étude micrographique montre un ciment calcitique lacuneux. Les éléments sont de toutes tailles, depuis celle d'un grain de millet jusqu'à la grosseur d'un œuf de pigeon; quelques-uns ont l'aspect de vraies oolithes remaniées, mais la plupart sont des pseudoolithes, débris de tests de mollusques et d'échinodermes roulés, fragments de colonies de coraux ou de bryozoaires, morceaux de roche oolithique usés et arrondis, accompagnés de quelques miliolidés. Des «calcaires pisolithiques» de ce genre ont été décrits par CAYEUX (111, p. 236) qui explique leur formation par l'agitation de l'eau dans des bassins peu profonds au voisinage des récifs.

e) **Calcaire dolomitique à Mélobésiées.** Dans toute l'étendue de la chaîne du Risoux, on rencontre un ou plusieurs niveaux d'une roche très caractéristique. C'est un calcaire qui a l'apparence

d'une oolithe nuciforme, très reconnaissable au fait que ses granulations font saillie à la surface des bancs. En cassure, l'aspect est tout différent; c'est celui d'un calcaire dolomitique gris-verdâtre, finement saccharoïde, avec des plages compactes circulaires ou elliptiques, correspondant à la section des granules. Le diamètre de ces derniers varie de 1 mm à 2 cm.

L'examen micrographique est particulièrement intéressant (fig. 6). Il révèle l'existence d'un ciment de calcite cristalline et de granules envahis par de petits rhomboèdres de dolomie. L'épigénie magnésienne est plus ou moins avancée suivant les cas. Parfois elle ne s'étend que sur une partie de la pâte et ne fait que mordre le bord des grains. Dans un degré plus avancé, ces derniers sont occupés par trois ou quatre cercles de cristaux périphériques, tandis que d'autres éléments dolomitiques apparaissent au milieu en formant parfois une couronne centrale. Enfin, nous avons trouvé des échantillons où la structure primitive est complètement désorganisée. C'est un bel exemple de dolomitisation secondaire.

Certains grains sont des fragments de roche remaniés; mais la majorité ressemblent à première vue à de grosses oolithes dont le noyau est formé par des débris de coquilles ou de petits gastéropodes, que la corrosion a mis admirablement en relief dans un échantillon peu dolomitisé. La structure est concentrique, mais quand la dolomie n'est pas trop abondante, elle présente des sinuosités et des irrégularités caractéristiques des algues calcaires. Effectivement, nous avons pu observer dans les cas les plus favorables, des traces d'organisation, en particulier des files de grosses cellules polygonales assimilables à des restes de sporanges. En revanche, la structure du thalle n'est visible nulle part. Nous avons donc affaire à des concrétions de Mélobésiées encroûtantes de forme noduleuse, vraisemblablement du genre *Archaeolithothamnium*.

La répartition de ces divers faciès du Séquanien supérieur n'est pas uniforme. Dans la région de la Tépaz dominant les calcaires oolithiques du type *a*; à l'W, les formations madréporiques sont les plus nombreuses. Mais d'une façon générale, le Séquanien supérieur de la chaîne du Risoux appartient en entier au faciès coralligène ou subcoralligène, et témoigne de l'existence d'une mer chaude et peu profonde avec la faune et la flore caractéristiques des milieux récifaux.

La dolomie à Mélobésiées s'étend sur toute la chaîne du Risoux; mais alors que dans la partie orientale, il n'en existe qu'un banc de un à deux mètres d'épaisseur, on en rencontre plusieurs semblables à l'autre extrémité. Dans les escarpements de la Roche Champion (frontière française), nous en avons trouvé jusqu'à quatre.

L'épaisseur du sous-étage paraît varier également d'un point à l'autre; il est vrai qu'en l'absence de fossiles caractéristiques et de toute discontinuité dans les faciès, on ne peut songer à faire exactement la démarcation du Séquanien et du Kimeridgien et l'on est obligé d'admettre arbitrairement un critère pour limiter les deux étages.

A défaut de l'Oolithe blanche qui joue ce rôle dans le Jura neuchâtelois, nous avons adopté le niveau le plus élevé du calcaire dolomitique à Mélobésiées, qui présente en effet, à ce point de vue, de grands avantages en ce sens que c'est le seul niveau de la chaîne du Risoux qui paraisse à peu près continu, et le seul également que l'on puisse repérer avec certitude dans les mauvais affleurements de la forêt. En outre, il se trouve à une distance normale des marnes du Banné, horizon fossilifère bien connu du Kimeridgien inférieur.

Toutefois, il faut reconnaître qu'il s'agit seulement d'un faciès, dont on ignore s'il est situé partout à la même hauteur.

Conclusions.

Le Séquanien est caractérisé par l'apparition des faciès rauraciens, zoogènes et coralligènes, cantonnés dans la partie septentrionale du Jura pendant la période argovienne.

A la base de l'étage, nous les voyons envahir la région du Risoux (Province franco-jurasienne) et s'y installer définitivement après quelques récurrences marneuses. Pendant ce temps, la chaîne du Mont Tendre dépend encore du domaine méditerranéen (Province rhodano-souabe), bien que l'influence des récifs du Risoux s'y fasse sentir, par l'apport de sédiments calcaires et de mollusques néritiques.

Le Séquanien supérieur débute par une accentuation du caractère franco-jurassien qui se manifeste par une invasion récifale de courte durée dans la chaîne du Mont Tendre, après quoi les conditions antérieures reprennent le dessus et restent prépondérantes jusqu'au sommet de l'étage. Le Risoux connaît alors un régime proprement corallien dans une mer peu profonde et agitée.

D'une façon générale, le Séquanien coïncide avec la fin de la sédimentation vaseuse du type argovien, mais il faut attendre le Kimeridgien pour que les formations calcaires caractéristiques du Jurassique supérieur l'emportent définitivement, dans l'ensemble du territoire.

IV. Le Kimeridgien.

Le Kimeridgien comprend les deux sous-étages Ptérocérien et Virgulien qui correspondent respectivement aux zones à *Streblites tenuilobatus* et à *Aulacostephanus pseudomutabilis*.

Parmi tous les terrains qui affleurent dans le Jura vaudois, c'est incontestablement celui qui a la plus grande importance. Son épaisseur est considérable; elle dépasse 200 m. Sa dureté, son degré de résistance, son homogénéité, en dépit des variations de faciès, sont aussi très grands. C'est la raison pour laquelle il constitue, avec le Séquanien et le Portlandien qui le prolongent vers le bas et vers le haut, toute l'ossature de la chaîne.

On le trouve à la surface de tous les anticlinaux; c'est également lui qui forme la majeure partie des lapiez et des escarpements.

Dans toute l'étendue du territoire, le Kimeridgien présente à peu près le même aspect général, la même succession de calcaires et de marnes. Il n'y a donc pas lieu de distinguer deux provinces comme précédemment.

La figure 7 ne prétend pas donner autre chose qu'une représentation schématique de la série kimeridgienne. En l'absence de coupe naturelle continue, on l'a obtenue en combinant un grand nombre d'observations isolées.

Le trait le plus saillant de cette énorme masse tantôt calcaire, tantôt marneuse, est la monotonie de ses faciès, d'où la difficulté d'y trouver des niveaux caractérisés, sinon par des fossiles, tout au moins par des qualités pétrographiques particulières. En somme, il n'existe que deux horizons de ce genre: au sommet le niveau à *Exogyra virgula* (Vi), extrêmement précieux pour séparer le Kimeridgien du Portlandien; dans la moitié inférieure les marnes du Banné, qui constituent, malgré qu'elles ne soient pas toujours visibles, un repère stratigraphique intéressant.

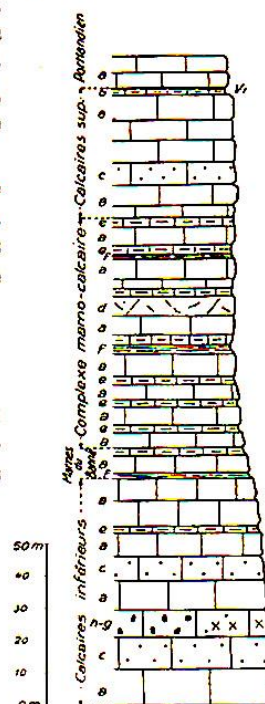
De toute façon, il est impossible de distinguer avec exactitude le Ptérocérien et le Virgulien; c'est pourquoi et dans le seul but d'en faciliter la description, nous avons partagé l'étage en quatre séries successives correspondant aux divisions de la figure 7, auxquelles il faut ajouter le niveau à *Exogyra virgula*.

1° Les calcaires inférieurs.

Dans la chaîne du Mont Tendre, cette série qui constitue la base du Kimeridgien, a pu être étudiée avec précision sur le sentier qui relie Dru-chaux au chemin des Combes, au SW du Mont Tendre. Les observations qui y ont été faites se résument comme suit de haut en bas:

Fig. 7. Coupe stratigraphique du Kimeridgien.

- | | |
|-------------------------------------|----------------------------------|
| a = calcaire compact | c = marno-calcaire |
| b = niveau à <i>Exogyra virgula</i> | f = marne |
| e = calcaire oolithique | g = calcaire à polyptères |
| d = calcaire dolomitique | h = calcaire à éléments remaniés |



- 8° Marno-calcaire ocracé avec débris d'ostéridés et brachiopodes; se raccorde aux marnes de Banné.
7° Calcaire compact ou suboolithique avec niveaux marneux; 17 m.
6° Calcaire un peu argileux maculé de rouille; 0,9 m.
5° Calcaire oolithique; 3,5 m.
4° Calcaire suboolithique très fin; 9 m.
3° Micro-brèche à ciment calcitique; quelques éléments de calcaire noirâtre et quelques oolithes; 12 m.
2° Calcaire compact à grain serré; taches de rouille et concrétions ferrugineuses; 22 m.
1° Séquanien supérieur; marne feuilletée.

On remarque que le Kimeridgien débute, sans la moindre transition avec les marnes séquanien, par un faciès franchement calcaire. Au sommet, la série devient progressivement argileuse et se termine par des bancs de calcaires marneux qu'il est possible de raccorder avec les niveaux similaires du Banné de Druchaux. C'est justement ce qui rend cette coupe particulièrement intéressante, en ce sens qu'elle démontre l'indépendance des marnes du Banné à l'égard du Séquanien supérieur (cf. p. 16).

Les calcaires inférieurs de la région du Mont Tendre renferment fréquemment des formations analogues à celles du Séquanien supérieur du Risoux, c'est-à-dire des calcaires oolithiques et des calcaires grossiers à éléments remaniés (pierre blanche) qui témoignent de la proximité des récits madréporiques. Mais le faciès proprement corallien est absent.

Dans le Risoux, le Kimeridgien inférieur est le prolongement du Séquanien supérieur. C'est dire que sans différer beaucoup des formations correspondantes du Mont Tendre, il présente pourtant un caractère coralligène et oolithique plus prononcé. Outre les calcaires graveleux ou grenus déjà connus, on y trouve en plus grande abondance que dans l'étage précédent, des calcaires zoogènes formés par l'accumulation grossière de débris de tests calcitisés, de fragments rocheux remaniés, et des sédiments de type récifal à polypiers, dicératidés et nérinidés. On y rencontre aussi des calcaires stylolithiques caractéristiques.

Dans une note relative à des plantes fossiles jurassiques du Risoux, dont

Zamites formosus, HEER Orig. OSWALD HEER, pl. LII, fig. 1,

RENEVIER (10) fait allusion à une «île madréporique» du Risoux. En fait, nous n'avons découvert aucune trace d'émergence; quant au gisement de plantes fossiles, nous ne sommes pas arrivés à le découvrir. Peut-être est-il situé dans la partie française de la chaîne.

Près de Vallorbe, à l'extrémité nord-orientale du Risoux, le Kimeridgien inférieur perd les qualités qu'il avait jusque là, et tend vers un faciès moins coralligène.

Fossiles des calcaires inférieurs:

Risoux occidental

Pholodomya protei, BRONGN.
Hinnites inaequistriatus, D'ORB.
Stephanocoenia trochiformis, sp. ? MICHELIN.
Stylina, sp.

Risoux oriental (Chemin du Crêt Cantin)

Nautilus giganteus, D'ORB.
Pholadomya hortulana, AG.
Ceromya excentrica, AG.

Le musée du collège du Chenit (vallée de Joux) possède deux céphalopodes kimeridiens, provenant de Derrière la Côte:

Nautilus subinflatus, D'ORB.
Aspidoceras caletanum, OPP. cf. *longispinum*, D'ORB.

2° Les marnes du Banné.

Plutôt qu'un niveau bien défini, les marnes du Banné forment la base du complexe marno-calcaire du Kimeridgien moyen. Aussi ne peut-on les distinguer que dans les régions peu plissées où elles apparaissent sur des surfaces étendues et continues. Le cas se présente sur le versant sud-est

du Mont Tendre où elles donnent naissance, avec les bancs de calcaire qui les accompagnent, aux grands plateaux de Druchaux et du Petit Cunay. Les mêmes conditions se retrouvent dans la région de la Muratte au N des Charbonnières. On peut y suivre leurs affleurements sur des kilomètres.

Dans le Risoux, elles se montrent encore, mais avec moins de continuité, à l'autre extrémité de la grande forêt, dans la combe du Pré Derrière et de l'Ecorce.

Nulle part, les marnes du Banné ne forment une couche unique d'une certaine importance; elles apparaissent généralement en bancs de 20 à 30 cm, séparés les uns des autres par des assises de calcaire plus résistant qui peuvent avoir plusieurs mètres d'épaisseur. Il faut dire aussi qu'elles ont très rarement la physionomie de marnes typiques; elles se présentent le plus souvent sous l'aspect de calcaires marneux gris-noirâtre ou jaunâtres, un peu grumeleux. Leur surface se délite en petits cubes.

Quelques mètres au-dessous d'elles, on observe presque partout un horizon marneux qui paraît être à peu près constant; c'est le niveau 8 de la coupe stratigraphique de la page précédente. Il s'agit d'un marno-calcaire ocracé, grossier et farci de débris de *Trichites*, *Terebratula subsella*, grands ostréidés, etc.

Les marnes du Banné renferment une faune riche quant au nombre des individus; beaucoup plus pauvre si l'on considère celui des espèces. La plupart de nos échantillons proviennent d'une clairière située 1100 m à l'W de la source de l'Orbe, du Petit Cunay et de Druchaux, de l'Ecorce et d'un gisement extrêmement riche situé en France, environ 500 m de la frontière, sur le chemin Chez la Tante partant du Solliat.

Fossiles des marnes du Banné:

a) Chaîne du Mont Tendre:

Pterocera oceani, DE LOR.

Isocardia striata, D'ORB.

Ceromya excentrica, AG.

Trigonia, sp.

Corbis (Fimbria) subclathrata, CONT.

Trichites Saussurei, DESH.

Terebratula subsella, LEYM.

b) Chaîne du Risoux:

Pterocera oceani, DE LOR.

Phasianella striata, D'ORB.

Nerinea, sp.

Pholadomya protei, BRONGN.

» *hortulana*, AG.

» *multicostata*, AG.

» sp.

Ceromya excentrica, AG.

» *orbicularis*, D'ORB.

cf. *Isocardia striata*, D'ORB.

Mytilus subaequiplicatus, GOLDF.

Thracia incerta, DESH.

Astarte, sp.

Hinnites inaequistriatus, D'ORB.

Exogyra bruntrutana, THURM.

Alectryonia pulligera, GOLDF.

Ostrea, sp.

Hemicidaris diademata, AG.

Terebratula subsella, LEYM.

3° Le complexe marno-calcaire.

La plus grande partie du Kimeridgien est faite d'un ensemble de calcaires et de marno-calcaires, qui se marque dans la morphologie par une succession de crêtes et de combes monoclinales. La série entière mesure bien une centaine de mètres; l'épaisseur des bancs calcaires ou marneux varie beaucoup; elle peut atteindre 3 m.

A la base, les calcaires sont parfois oolithiques et de préférence microgrenus, compacts ou sublithographiques. Dans le Risoux, ils ont tendance à conserver ces qualités jusqu'au sommet, tandis que dans la région du Mont Tendre, ils ne tardent pas à se charger d'argile ou de dolomie.

Parmi ces faciès, quelques-uns annoncent déjà le Portlandien. Ce sont de curieux calcaires à perforations ou des niveaux dolomitiques d'aspect un peu gréseux. Nous y reviendrons à propos de l'étage suivant.

Les marno-calcaires et les marnes intercalés sont en général d'une nuance plus foncée que les calcaires. La teinte dominante est le jaunâtre ou le grisâtre.

Cette énorme série est presque complètement dépourvue de fossiles, à part quelques mauvais exemplaires de térébratules (*Terebratula subsella*, LEYM.) ou d'huîtres (*Ostrea Contejeani*, sp. ? ET.) cantonnés dans certains niveaux marneux.

4° Les calcaires supérieurs.

Au complexe marno-calcaire succède une série de 30 à 40 m, caractérisée par une récurrence très nette du faciès calcaire, après quoi la sédimentation argileuse prend de nouveau le dessus, pour achever l'étage kimeridgien par le niveau à *Exogyra virgula*.

Généralement, ces calcaires supérieurs sont compacts, un peu recristallisés et souvent accompagnés de bancs oolithiques ou microgrenus, d'un blanc crayeux, qui trahissent une influence coralligène. Une fois de plus, on peut constater que le faciès est plus franchement calcaire dans la région du Risoux que dans celle du Mont Tendre.

JACCARD (14) donnait à cette série le nom de «Calcaires à bryozoaires». A vrai dire, nous n'y avons trouvé que très rarement les traces de tels organismes, en saillie à la surface des bancs.

A St-Claude et à Morez, M. BERTRAND (72) a découvert deux niveaux à *Ex. virgula* séparés par des calcaires blancs, parfois oolithiques, qui annoncent l'oolithe virgulienne du Jura méridional. Dans notre territoire, on ne connaît que le niveau à *Ex. virgula* supérieur, mais il semble pourtant que la série des calcaires supérieurs, également blancs et parfois oolithiques, corresponde à celle que signale BERTRAND et dont il fait le sous-étage virgulien; on y trouve effectivement quelques traces d'exogyres.

Les autres fossiles déterminables y sont exceptionnels, à part les dents de poissons qui, sans être abondantes, sont pourtant plus fréquentes que dans tous les autres terrains jurassiques. Les niveaux à nérinées, si répandus dans certaines parties du Jura, paraissent à peu près inexistantes chez nous dans le Kimeridgien supérieur. Dans un seul cas nous avons pu observer sur la tranche d'un banc une accumulation de ces fossiles.

Fossiles des calcaires supérieurs:

Strophodus reticulatus, AG.
Pycnodus gigas, AG. 3 dents et une mâchoire.
Pycnodus, sp.
Nerinea bruntrutana, TH.
Cardium, sp.
Terebratula subsella, LEYM. var. *suprajurensis*, TH.
Stromatopores.

5° Le niveau à *Exogyra virgula*.

La série monotone du Kimeridgien se termine par un niveau si mince qu'il pourrait passer inaperçu, mais caractérisé par des fossiles typiques et des particularités lithologiques, qui permettent de le distinguer sans trop de difficultés des calcaires voisins, une fois son existence reconnue. La présence d'*Exogyra virgula*, DEFR., lui assigne une place précise dans la série stratigraphique, au sommet du Kimeridgien. C'est donc un niveau précieux, puisque c'est le seul critère que l'on puisse utiliser pour déterminer avec certitude la limite des deux étages supérieurs du Jurassique. Il a joué un grand rôle dans le lever de la carte et la recherche des accidents tectoniques (Fig. 7, Vi).

Le niveau à *Ex. virgula* atteint son développement maximum dans le Jura bernois, où il est représenté par une épaisse série de marnes avec des exogyres de grande taille. Ce faciès disparaît dans le canton de Neuchâtel (106) et RITTENER ne le retrouve pas à Ste-Croix (83).

En 1883, M. BERTRAND (72) l'a découvert dans la région de Morez-St-Claude et jusque dans la partie française de la chaîne du Risoux. Ces dernières années enfin, on l'a signalé à maintes reprises

dans le voisinage immédiat de la vallée de Joux: FALCONNIER (59) en 1931 au Marchairuz, mais sans le reconnaître positivement; nous-même (60) en 1932 dans la vallée de Joux; RAVEN en 1932 (107) également, aux Rousses (France); en 1933 LOMBARD et FALCONNIER (109) ont réussi à l'identifier sans équivoque dans la région du Marchairuz.

A la vallée de Joux, nous avons pu observer l'horizon à *Ex. virgula* dans presque toute l'étendue du territoire. En général, sa présence se trahit par une petite dépression monoclinale comprise entre la saillie des calcaires du Kimeridgien supérieur et la base du Portlandien. En l'absence de ce caractère morphologique, ce serait très difficile de le suivre sur quelque distance. Dans cette combe virgulienne, on voit par endroits des pointements de calcaire fossilifère dont la teinte jaune-brunâtre tranche avec celle des roches encaissantes.

Les coupes relevées le long de plusieurs chemins nous ont montré que le faciès marneux à exogyres dépasse rarement un mètre d'épaisseur et que très fréquemment, il est réparti en plusieurs niveaux de deux ou trois décimètres chacun, séparés par des bancs de calcaire ordinaire. Ainsi près du village des Charbonnières, dans la tranchée du chemin de fer, il existe trois couches à ostréidés intercalées dans la série des calcaires.

Il ne peut être question de décrire en détail tous les affleurements du niveau à *Ex. virgula* que nous avons visités. Nous nous contenterons donc de donner les caractéristiques des faciès qu'ils nous ont montrés, en spécifiant bien que d'un type à l'autre, il existe tous les intermédiaires:

a) Calcaire jaune-brunâtre, dur, d'aspect grossier, avec grumeaux de marne, ponctuations ferrugineuses et débris de coquilles, assez nombreux par endroits pour donner une apparence lumachellique. La coupe mince montre une microbrèche détritique avec des éléments argileux, de nombreux fragments remaniés de mollusques et d'échinides, des pigments limoniteux et quelques foraminifères.

b) Calcaire plus argileux que le précédent, gris ou jaunâtre, avec taches ferrugineuses. Au microscope: structure microgrenue, débris de tests moins nombreux, limonite, foraminifères.

c) Marno-calcaire gris ou jaune pâle, un peu grumeleux ou schisteux; passe parfois à des argiles plastiques. En coupe mince: structure microgrenue, grumeaux d'argile remaniés avec les mêmes débris organiques que précédemment.

Le faciès *a* étant le plus résistant, c'est lui qui affleure presque toujours. Les fossiles sont répartis très irrégulièrement dans les trois types; mais à part *Ex. virgula*, les formes déterminables sont l'exception:

Gervillia aviculoïdes, GOLDF.

Astarte Etallonii, sp. ? CONT.

Exogyra bruntrutana, THURM.

Dans l'ensemble, *Ex. virgula* est fréquente; rares sont les affleurements qui n'en ont pas fourni des exemplaires ou quelques débris reconnaissables. Il s'agit presque toujours de formes naines ou ultra-naines, plutôt élevées, parfois gibbeuses. Leur longueur varie de 4 à 20 mm, mais les petites sont beaucoup plus nombreuses que les grandes. Quelques-unes seulement ont conservé leur ornementation.

Selon JOURDY (95) de tels exemplaires correspondent à un faciès littoral et à des eaux très agitées; c'est bien ce qu'indiquent les caractères lithologiques.

Dans la chaîne du Mont Tendre, le niveau à *Ex. virgula* existe partout, mais au dire de LOMBARD et FALCONNIER (109), il ne s'étend pas au delà de la région immédiatement voisine de notre territoire. Pourtant nous en avons trouvé un affleurement très net, au hasard d'une promenade, beaucoup plus loin, au S du Noirmont.

En direction opposée, il diminue également d'importance; à la Dent de Vaulion, il n'est représenté que par quelques pointements de calcaire marneux, et plus loin, au N ou à l'E, nous n'en avons jamais observé la moindre trace. En revanche, il paraît s'étendre davantage et augmenter d'importance du côté ouest, où BERTRAND a signalé sa présence.

De toute façon, il est impossible de raccorder notre niveau à *Ex. virgula* avec celui du Jura bernois ou neuchâtelois. Il semble bien qu'il appartienne à une petite province indépendante dans laquelle,

à la suite de circonstances particulièrement favorables — agitation de l'eau, faible profondeur — des colonies d'exogyres ont pu s'établir temporairement, à moins que leurs débris ne s'y soient accumulés à la suite d'un transport à grande distance.

Conclusion.

Le début du Kimeridgien correspond à l'établissement définitif du faciès calcaire dans l'ensemble du territoire de la vallée de Joux. Dans la chaîne du Risoux, cela ne produit aucun changement dans la sédimentation, tandis que dans celle du Mont Tendre, les gros bancs du Kimeridgien inférieur succèdent sans transition aux marnes séquanienues.

D'une façon générale, la genèse du Kimeridgien s'est faite dans une mer calme et dans des conditions de grande stabilité. Tout d'abord la sédimentation est calcaire et zoogène, puis elle devient alternativement calcaire et marneuse, pour reprendre un caractère essentiellement calcaire dans la partie supérieure. L'étage se termine par un niveau à *Ex. virgula* qui témoigne d'une courte période d'agitation.

Les calcaires inférieurs correspondent au maximum d'extension des coraux. Leurs récifs occupent alors toute la chaîne du Risoux, mais ils ne parviennent pas à envahir celle du Mont Tendre. L'apparition du faciès marneux du Banné met provisoirement fin à leur activité en tant qu'éléments de sédimentation; mais leur influence se fait de nouveau sentir au Kimeridgien supérieur.

V. Le Portlandien.

L'étage portlandien constitue le sommet des calcaires du Jurassique supérieur. On le divise généralement en deux séries:

A la base le Portlandien proprement dit, ensemble de calcaires et de dolomies.

Au sommet le faciès lagunaire du Purbeckien qui fera l'objet du paragraphe VI.

En surface, les calcaires portlandiens apparaissent comme la suite naturelle de ceux du Kimeridgien, mais l'étendue de leurs affleurements est moins grande du fait de la moindre épaisseur de l'étage qui ne dépasse pas 120 m. Disposées en bancs relativement minces, moins résistantes que les précédentes, ces roches se prêtent mal à la formation de lapiez comparables à ceux des étages immédiatement inférieurs. Elles déterminent plutôt un léger fléchissement de la surface topographique qui amorce la dépression purbeckienne.

Dans la chaîne du Mont Tendre, le Portlandien est très répandu à la surface des plateaux et des larges synclinaux des deux versants. Ailleurs il est visible dans l'anticlinal de la Côte qu'il forme à lui seul entre le Lieu et le Brassus, et dans quelques replis secondaires de la chaîne du Risoux.

Considéré dans ses grandes lignes, le Portlandien est une série assez homogène, mais l'observation détaillée révèle des variations continuelles et des interpénérations si fréquentes de ses faciès les uns dans les autres, qu'on ne peut songer à en donner une coupe schématique quelque peu conforme à la réalité.

Mises à part quelques couches marneuses qui les interrompent à divers niveaux, les formations portlandiennes se rattachent à deux types: Les calcaires compacts et les calcaires dolomitiques. Les premiers dominent à la base tandis que les seconds deviennent prépondérants au sommet; mais dans l'intervalle, les deux faciès s'intercalent de telle façon qu'il en résulte une série extrêmement irrégulière de calcaires et de dolomies de toutes physionomies. Notons aussi que les faciès dolomitiques sont beaucoup plus fréquents et apparaissent plus tôt dans la chaîne du Mont Tendre que dans celle du Risoux.

Nous allons les examiner en passant graduellement des calcaires typiques, aux dolomies les plus caractéristiques, ce qui revient à suivre, grosso modo, l'ordre de superposition.

1° Les calcaires compacts. Partout où nous avons pu les observer, les calcaires compacts forment au contact du Kimeridgien une assise d'épaisseur variable, puis ils réapparaissent à plusieurs reprises jusqu'à mi-hauteur de l'étage. Ce sont des roches sublithographiques ou microgrenues très semblables

à celles du Kimeridgien supérieur. C'est dans un faciès de ce genre d'un type un peu marneux, que se trouvent les niveaux fossilifères à nérinées et à natices que nous avons remarqués sur les chemins transversaux et dans les carrières des Côtes du Sentier. Ils nous ont fourni des fossiles relativement nombreux, les seuls du Portlandien¹⁾:

Pycnodus gigas, AG.

Sphaerodus (Lepidotus) gigas, AG.

Pachyceras gigas, ZIET.

Nerinea Thiollieri, DUM. et FONT.

» *salinensis*, D'ORB.

Acrostylus (Nerinea) trinodosus, VOLTZ.

Natica gigas, BRONN.

Natica Marcousana, D'ORB.

Pterocera Thirriæ, CONT.

» *icaunensis*, COTTEAU.

Cardium Verioti, BUV.

Pholadomya (Homomya) hortulana, AG.

Terebratulula subsella, LEYM.

2° Les calcaires à réseau dolomitique. Les calcaires inférieurs contiennent fréquemment des espèces de tiges cylindriques et anastomosées que l'on prendrait à première vue pour des restes de polypiers rameux ou des perforations d'organismes lithophages, remplies après coup de matériaux détritiques. L'examen micrographique montre qu'il s'agit d'une forme particulière de dolomitisation. La roche proprement dite a gardé sa structure primitive, microgrenue avec quelques traces d'organismes et des rhomboèdres de dolomie isolés. Les tiges, au contraire, sont faites d'un agrégat de grains de dolomie, avec quelques îlots de roche inaltérée. Dans les cas les plus typiques, cette observation peut être confirmée par la réaction avec HCl, l'effervescence étant beaucoup moins vive à la surface des zones dolomitiques que dans les intervalles.

Dans certains bancs, la dolomie a disparu entièrement sous l'effet de la dissolution, en laissant un réseau de canalisations cylindriques en communication les unes avec les autres.

De tels faciès se rencontrent aussi dans le complexe marno-calcaire du Kimeridgien (v. p. 23).

3° Autres calcaires dolomitiques. Dès la base de l'étage, on rencontre des calcaires plus ou moins riches en dolomie et qui, de ce fait, prennent un aspect saccharoïde et versicolore. Ils sont fréquemment accompagnés d'un faciès signalé déjà dans le Kimeridgien et caractérisé par sa surface pulvérulente. On l'utilisait autrefois pour la construction des fours. JACCARD (14, p. 180) le considérait, en raison sans doute de son apparence, comme un calcaire siliceux. Mais le traitement par HCl ne laisse qu'un résidu argileux plus ou moins abondant, selon les échantillons, et seulement quelques grains de quartz de très petite taille.

En revanche, l'analyse micrographique par la méthode au phosphate ammoniaco-magnésien²⁾ a révélé la présence d'une certaine quantité de dolomie, qui explique l'aspect si particulier de cette roche.

4° Calcaires plaquetés. La partie moyenne du Portlandien est faite le plus souvent de calcaires peu dolomitiques qui apparaissent très tôt, en minces intercalations parmi les calcaires compacts de la base de l'étage et du Kimeridgien. Ce sont des roches plaquetées, jaunâtres, caractérisées par des taches ferrugineuses irrégulières; elles correspondent assez bien à la description donnée par CAYEUX, de certaines formes de calcaires dolomitiques lagunaires.

Près de l'entonnoir de Bon Port, au bord du lac Brenet, un faciès de ce genre est remarquable par l'abondance des dendrites qui se sont formées entre les feuillets.

Souvent la schistosité est imparfaite; on passe alors insensiblement à des calcaires massifs, saccharoïdes et maculés de rouge. Dans de telles formations, l'argile est toujours abondante; la quantité de quartz élastique varie d'un banc à l'autre; elle peut être nulle ou assez forte.

5° Calcaires alvéolaires. On rencontre des calcaires alvéolaires à tous les niveaux, mais au sommet de l'étage, ils apparaissent régulièrement. Dans le cas le plus fréquent, seule la surface est découpée en compartiments polygonaux par des cloisons saillantes; mais nous avons trouvé également des échantillons dans lesquels toute la roche est divisée en petites chambres géodiques, à parois planes.

¹⁾ Un certain nombre de ces fossiles ont été récoltés par M. PHILIPPE CHOFFAT ingénieur, qui voudra bien trouver ici l'expression de notre vive gratitude; quelques-uns proviennent de la collection Paris, conservée au Musée de Lausanne.

²⁾ Ces opérations ont été effectuées par M. A. BERSIER.

Malgré leur apparence, ce ne sont pas de vraies cornieules. L'action de HCl montre en effet que le contenu des compartiments, quand il existe encore, est beaucoup plus riche en dolomie que leurs cloisons. Dans le cas où, les chambres étant vides, la roche est réduite à un système de parois, l'analyse microchimique n'a pas décelé la moindre trace de magnésium.

Ainsi la structure lacuneuse n'est pas le résultat d'une décalcification, comme c'est le cas dans les cornieules véritables. Il s'agit au contraire d'une «dédolomitisation»¹⁾, c'est-à-dire d'une altération qui s'est produite plus efficacement dans les zones dolomitiques que dans les parties purement calcaires. Il semble qu'elle ait pour origine une roche préalablement fissurée, dans laquelle le remplissage calcitique des diaclases, constituant un milieu plus résistant que le calcaire magnésien primitif, n'a pas tardé à être mis en saillie par la dissolution.

La perforation des calcaires à réseau dolomitique est le résultat d'un phénomène analogue. Ainsi dans deux faciès différents, et si contraire que cela paraisse aux notions généralement admises, nous avons constaté une altération plus rapide des zones dolomitiques que des parties de la roche essentiellement calcaires.

6° Calcaire siliceux supérieur. La limite du Portlandien et du Purbeckien est marquée par la présence d'un calcaire noirâtre très dur et un peu recristallisé. Sa richesse en matériaux détritiques, argile et quartz clastique, est sans doute un effet des mouvements qui précédèrent le retrait de la mer et l'installation du régime lagunaire.

7° Brèche à cailloux multicolores. Dans le Jura méridional, JULES FAVRE, JOUKOWSKY et l'abbé RICHARD ont décrit dans le Portlandien du Salève (87) et de Pierre-Châtel (102) une douzaine de niveaux à brèches multicolores associés à des faciès d'eau douce, en relation les uns et les autres avec les oscillations verticales annonciatrices de la régression purbeckienne.

Dans notre territoire, les calcaires du Portlandien ne nous ont pas fourni le moindre vestige d'organismes d'eau douce. Mais nous avons pu observer un faciès qui rappelle les brèches du Salève, sur le chemin qui conduit de la Racine au chalet de Yens, sur le versant nord-ouest du Mont Tendre. Intercalé dans des formations dolomitiques, ce calcaire microgrenu renferme quelques débris organiques et de petits cailloux noirs semblables à ceux des brèches purbeckiennes.

Conclusions. Dans sa partie inférieure, le Portlandien est la continuation du Kimeridgien, mais il s'en différencie bientôt par le développement des faciès dolomitiques qui finissent par devenir prépondérants au sommet.

Le Portlandien correspond à une période de soulèvement qui prépare la régression purbeckienne. On voit les effets de ce mouvement dans l'existence de niveaux de calcaires gréseux, bréchoïdes et dolomitiques.

Parmi les faciès magnésiens, ceux qui ont une apparence foliacée peuvent être considérés éventuellement comme des dépôts lagunaires, tandis que chez les autres la dolomie est indiscutablement épigénétique. Or, CAYEUX (111, p. 434) a montré qu'il existe une coïncidence frappante entre les ruptures d'équilibre du fond de la mer et la sédimentation dolomitique, et le Portlandien du Jura lui en fournit un excellent exemple.

On a remarqué que dans la région du Mont Tendre, les calcaires de ce genre sont beaucoup plus abondants que dans celle du Risoux. Nous ne savons s'il existe une relation entre cette différence et le fait que la chaîne du Mont Tendre a été plissée beaucoup plus énergiquement que celle du Risoux. Si c'était le cas, il faudrait supposer que ces deux chaînes anticlinales étaient déjà ébauchées à l'époque portlandienne.

VI. Le Purbeckien.

Le Purbeckien est le faciès saumâtre ou d'eau douce du Portlandien supérieur. C'est donc le sommet de la série jurassique. Chez nous, il est représenté par une vingtaine de mètres de calcaires tendres, un peu marneux, qui déterminent la formation d'une combe très caractéristique, entre les lapiez du

¹⁾ Selon CAYEUX (111, p. 430), ce terme est pris ordinairement dans le sens d'une action métamorphique.

Portlandien et le crêt valanginien. Quand cette dépression est occupée par du glaciaire ou des éboulis, et c'est généralement le cas, elle retient une petite nappe d'eau qui alimente quelques puits.

Dans la vallée de Joux, le Purbeckien affleure rarement et jamais sur de grandes étendues; c'est la raison pour laquelle nous nous sommes borné à en faire une description sommaire et nécessairement incomplète. Pour plus de détails, on peut consulter la coupe détaillée que NOLTHENIUS (55) a relevée dans le Bois de Mollendruz ou celle de la route de Vaulion à Pétra Félix que donne MAILLARD (19).

Ce dernier ne signale que quelques mauvais affleurements de Purbeckien dans le territoire de la vallée de Joux proprement dite et l'un des faciès qu'il cite paraît être le résultat d'une confusion. Il le décrit sous l'aspect d'un «banc de grès ou molasse tendre», exploité au-dessus du Solliat et des Charbonnières pour la construction des fourneaux. Or, si le Purbeckien existe réellement à proximité de la seconde de ces localités, il est tout à fait inconnu, ainsi que le Portlandien, au-dessus du Solliat. Il s'agit sans doute du même faciès dolomitique à surface pulvérulente, que JACCARD considérait comme du calcaire siliceux et que l'on utilisait effectivement pour la construction des fours. Nous en avons trouvé un niveau d'âge kimeridgien, avec des traces d'une ancienne exploitation, au N de l'Ecofferie, 1 km au NE du Solliat.

On sait par les études de Maillard, que la base du Purbeckien, c'est-à-dire les marnes à gypse, ne s'étendent pas au S de la ligne Vallorbe-Foncine. Dans la vallée de Joux, on devrait donc rencontrer le complexe supérieur, soit les couches nymphéennes de la base et les couches saumâtres supérieures, mais on n'arrive pas à les distinguer.

a) Coupe du chemin de Chez Villard. Le grand chemin qui s'élève contre le versant du Mont Tendre à partir du hameau de Chez Villard (1 km au S du Sentier) traverse le Purbeckien à l'altitude de 1260 m environ et découvre quelques-uns de ses niveaux caractéristiques. Dans l'impossibilité d'y relever une coupe continue et complète, nous devons nous contenter de décrire quelques faciès, dans l'ordre où ils se succèdent de haut en bas:

- 6° Calcaire argileux gris-jaunâtre, bréchoïde, à ciment calcitique.
- 5° Calcaire blanc-grisâtre, grenu, à pâte cryptocristalline. Débris de characées abondants.
- 4° Brèche à cailloux multicolores; éléments petits, subanguleux.
- 3° Calcaire jaune pâle, microgrenu.
- 2° Faciès détritique. Banc bien lité de calcaire marneux grisâtre, avec niveaux chargés de grains de limonite et de quartz.
- 1° Calcaire pâle sublithographique, passant à des calcaires dolomitiques caverneux.

b) Autres affleurements. Les mauvais affleurements que nous avons observés ailleurs, nous ont fourni des faciès analogues, plus quelques autres qui seront décrits brièvement et sans souci de leur position stratigraphique.

Chemin Mazel-la Racine (1,5 km NE du Mont Tendre):

1° Brèche grossière, avec des éléments anguleux, oxydés, d'origine portlandienne. Ciment cristallin pollué d'argile.

2° Calcaire gris phytogène; tiges de *Chara* calcitisées, ciment microgrenu.

3° Calcaire grisâtre; agglomérat de pseudoolithes régulières de très petite taille.

Route des Charbonnières au Bonhomme:

Calcaire grisâtre, argileux, avec tiges et sporanges de *Chara*.

c) Passage au Crétacé. Sur le chemin qui suit le synclinal des Crosets au NE de Mazel (2 km NNE du Mont Tendre), dans un affleurement indiqué par MAILLARD, on peut observer sur une distance de quelques mètres le contact du Purbeckien et du Berriasien. Les deux étages sont parfaitement concordants, mais le passage de l'un à l'autre se fait graduellement avec des retours du faciès inférieur, ainsi qu'on l'a déjà signalé ailleurs. Voici la coupe que nous avons pu relever en cet endroit.

De haut en bas :

- 6° Berriasien : calcaire oolithique jaunâtre.
- 5° Calcaire de type jurassique, compact, à ponctuations foncées, mais sans characées. 1 m.
- 4° Calcaire oolithique jaune. 25 cm. Type berriasien.
- 3° Calcaire argileux, d'apparence purbeckienne, mat, avec sections de tiges de *Chara* et éléments bréchoïdes. 1,5 m.
- 2° Calcaire grisâtre d'aspect berriasien, à oolithes. 20 cm.
- 1° Purbeckien.

Conclusions. Le Purbeckien représente la phase finale du mouvement de soulèvement que nous avons vu se produire durant la fin du Jurassique supérieur. Au Purbeckien, la mer abandonne le pays et fait place à une grande nappe lacustre ou saumâtre qui recouvre la partie méridionale du Jura jusqu'à la ligne Bienne-Pierre Fontaine-Champagnole.

Ayant remarqué un certain parallélisme entre la limite d'extension des terrains purbeckiens et la direction des chaînes, MAILLARD tendait à croire que l'établissement du régime lagunaire correspondait à un début de plissement du Jura. De toute façon, la régression purbeckienne s'est passée avec une tranquillité exceptionnelle, puisque l'on n'observe nulle part la moindre discordance. Pourtant il dut se produire des remous et des courants assez violents, pour disloquer et remanier les anciens sédiments dont les débris constituent les brèches à cailloux multicolores.

Près de Vaulion, MAILLARD a signalé des formations purbeckiennes de caractère littoral et au Day, près de Vallorbe, NOLTHENIUS a découvert des trous de pholades. Nous-même, nous venons de décrire un niveau de grès limoniteux et siliceux au-dessus de Chez Villard. Cela nous amène à admettre la probabilité d'émersions locales très basses et de trop courte durée pour troubler la sédimentation d'une manière visible, dans des terrains si peu favorables à l'observation.

A part les fragments de characées, nous n'avons récolté aucun fossile dans le Purbeckien. En particulier, nos recherches micrographiques ont été trop peu assidues pour nous permettre de retrouver les microfossiles (organismes B) figurés et décrits par NOLTHENIUS.

Chapitre 3.

Le Crétacé.

Introduction. Dans la vallée de Joux, le Crétacé est représenté par ses étages inférieurs, jusqu'à et y compris le Cénomaniens; mais alors que les trois premiers, Valanginien, Hauterivien et Barrémien, apparaissent sur de larges surfaces et d'une façon à peu près continue, les autres, l'Aptien, l'Albien et le Cénomaniens, ne peuvent être observés que dans quelques pointements isolés dans le synclinal principal. Il est probable que des masses importantes de ces terrains restent cachées sous les graviers quaternaires.

Le Crétacé occupe le fond des trois synclinaux principaux, synclinal de Joux, du Solliat et des Crosets-Vaulion. En outre, dans la région disloquée du Mollendruz, sous l'effet d'un abaissement axial général, il affleure sur de grandes étendues; ainsi la croupe surbaissée du Pré de Joux-Chalet Derrière, qui n'est pas autre chose que le prolongement de l'anticlinal du Mont Tendre vers l'E et hors de la carte, a conservé sa couverture de Valanginien, presque intacte.

Les calcaires jaunâtres du Crétacé inférieur, avec les niveaux marneux qui les séparent, contrastent très nettement avec les calcaires clairs et lapiézés du Jurassique supérieur. Dans la morphologie, lorsque la succession des étages est régulière, ils forment une série de crêtes et de combes plus ou moins marquées, parallèles à la dépression purbeckienne; toutefois, leur aspect général dépend surtout de leur position tectonique. Dans le vallon du Solliat, par exemple, ils apparaissent généralement sous la forme de petites collines allongées, moutonnées et en grande partie enfouies sous le glaciaire. Dans la vallée principale, le Crétacé existe certainement sous les alluvions du thalweg, mais il n'est visible que sur le versant droit dont il constitue la première rampe. Les étages y prennent la forme de longues

bandes parallèles et parfaitement continues. On les retrouve dans le synclinal des Crosets, mais seul le Valanginien existe dans toute la longueur du pli; l'Hauterivien et le Barrémien n'apparaissent qu'aux deux extrémités, grâce à un double plongement axial.

D'une façon générale, les terrains crétacés ont été sédimentés dans une mer peu stable, avec des périodes d'agitation alternant avec des épisodes tranquilles favorables au dépôt des marnes.

A plusieurs reprises se manifestent des influences détritiques. A d'autres moments, au contraire, la sédimentation est en grande partie zoogène, avec des caractères pélagiques très nets. Au Crétacé moyen, les conditions de sédimentation paraissent encore plus variables que dans le Crétacé inférieur; aux grès siliceux de l'Aptien et de l'Albien inférieur succèdent les argiles et les grès fossilifères de l'Albien supérieur et du Vraconnien, puis les calcaires pélagiques du Cénomanien. Cette grande instabilité est certainement en rapport avec la transgression qui s'est produite au même moment dans diverses parties de l'Europe.

En l'absence de tout terrain supérieur au Cénomanien, on pourrait croire que la mer crétacée s'est retirée du territoire jurassien à la fin de cet étage. Pourtant l'existence de lambeaux de Sénonien et de moules siliceux de *Micraster*, sur la bordure occidentale de la chaîne, tend à prouver le contraire (103, p. 1317).

La récente découverte par O. RENZ (113) à Alfermée, près du lac de Bienné, d'une poche maestrichto-cénomaniennne, avec des *Orbitoidés* caractéristiques du Maestrichtien, a démontré l'existence de la mer néocrétacée dans le Jura. Jusqu'à maintenant on n'en connaît pas d'autres vestiges. Pourtant en 1925, COLLET et PARÉJAS (96) ont signalé, près de Chézery (Ain), la présence de Crétacé supérieur, sans parvenir à en préciser la position stratigraphique exacte. A certains égards, la description qu'ils donnent de quelques niveaux, correspond au faciès à fissurines du Cénomanien dont il sera question plus loin.

Tel qu'il se présente le plus souvent, oxydé en surface, émoussé par le rabotage glaciaire, dissimulé en partie sous la moraine ou la végétation, le Crétacé se prête mal à des observations précises. Celles que nous avons pu faire correspondent dans les grandes lignes aux descriptions minutieuses qui ont été faites dans d'autres régions jurassiennes plus favorables que la nôtre à l'étude du Crétacé.

I. Le Valanginien.

On a coutume de diviser le Valanginien en deux étages:

Valanginien inférieur ou Berriasien.

Valanginien supérieur ou Valanginien s. str.

Dans le territoire de la vallée de Joux, cette distinction n'est pas toujours possible, parce que les marnes d'Arzier qui marquent le début du Valanginien supérieur sont rarement visibles, et que les niveaux adjacents des deux étages se confondent souvent sous le glaciaire et les éboulis. De ce fait, leur limite sur la carte est parfois arbitraire.

La stratigraphie du Valanginien est résumée dans la figure 8.

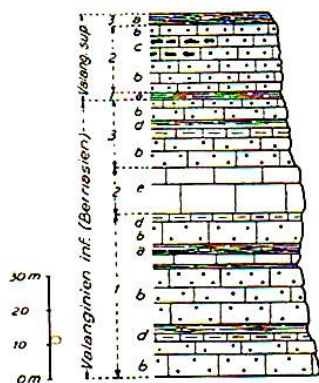


Fig. 8. Coupe stratigraphique du Valanginien.

- a = marne
- b = calcaire oolithique
- c = calcaire à limonite
- d = marno-calcaire
- e = calcaire (marbre bâtard)

A. Le Valanginien inférieur (Berriasien).

On a vu dans le chapitre précédent que le passage du Purbeckien au Valanginien se fait graduellement, avec une série de récurrences jurassiques.

En surface, le Valanginien inférieur est facilement reconnaissable; dans le cas d'une disposition monoclinale, ses calcaires forment une petite crête allongée qui borde la combe purbeckienne, parallèlement au Malm. Lorsqu'il succède à ce dernier par l'effet d'une faille ou d'une flexure, comme cela se présente dans le vallon du Solliat, il apparaît en petits pointements isolés parmi les éboulis (v. fig. 19, p. 86).

La coupe de la figure 8 est le résultat d'un grand nombre d'observations fragmentaires, dont la plupart proviennent des grands chemins qui gravissent le versant du Mont Tendre à partir de Chez Villard et de l'Orient.

Dans l'ensemble, le Berriasien peut être divisé en trois séries superposées qui vont être décrites successivement de bas en haut:

1° Calcaires et marnes inférieurs. La base de l'étage est formée d'une série de calcaires avec quelques niveaux marneux.

Les calcaires (fig. 8, b) sont bleutés en profondeur, jaunâtres ou plus rarement blanc-grisâtre en surface. Quoique assez variables dans le détail de leur structure, ils se laissent ramener à deux types relativement constants:

Calcaire jaunâtre oolithique, souvent un peu spathique. Les oolithes (ou suboolithes) sont de petite taille (0,5 mm), régulières, soudées par un ciment un peu recristallisé et taché d'argile. Les grains de silice ne sont pas fréquents.

Ce faciès passe parfois à un calcaire graveleux avec débris de test, foraminifères et grains de limonite. Sur le chemin de Chez Villard, un niveau de ce genre très grossier contient de volumineux éléments remaniés.

Calcaire jaunâtre, cryptocristallin, avec fausses oolithes isolées, éléments roulés, concrétions de calcite et foraminifères. Il fait le passage au marbre bâtard.

Les couches marneuses (a, d) apparaissent isolément dans la série calcaire. Il s'agit généralement de marnes calcaires, grossières, grumeleuses ou un peu schisteuses. Quelques niveaux possèdent une faune très riche, tout au moins au point de vue du nombre d'individus de chaque espèce. La plupart de ces fossiles, dont la liste suit, proviennent d'une carrière située 500 m au SSE du Brassus, ou des gisements de Mazel (2 km NNE du Mont Tendre). Un certain nombre nous ont été fournis par les niveaux analogues qui affleurent à la halte des Charbonnières et sur le chemin du Mollard des Aubert (1 km SE du Brassus).

Fossiles des niveaux marneux du Berriasien inférieur.

Aporrhaïs Sanctae-Crucis, sp.? PICT. et CAMP.

Exogyra tuberculifera, COQUAND.

Toxaster (Echinospatagus) granosus, D'ORB., très abondant.

Phyllobrissus subinferus, (DESOR) DE LOR.

Terebratula sella, sp.? SOW.

» *valdensis*, DE LOR., très abondante.

Waldheimia villersensis, DE LOR.

Fossiles du Berriasien inférieur calcaire.

Pycnodus (Mesodon), sp.

Natica praelonga, DESH.

Pholadomya elongata, MUNSTER.

Phyllobrissus, sp.

Terebratula, sp., nombreux exemplaires.

Rhynchonella valangiensis, DE LOR.

2° Marbre bâtard. Il ne s'agit pas, ainsi que le croit LAGOTALA (91), de la partie supérieure du Berriasien, mais seulement d'un faciès. Chez nous, il apparaît en général à mi-hauteur de l'étage, mais on peut aussi le rencontrer plus haut ou plus bas.

Son épaisseur n'excède pas une dizaine de mètres, mais grâce à sa dureté et à l'homogénéité de ses bancs, il forme saillie et passe rarement inaperçu. Son aspect et sa structure ne rappellent que très vaguement ceux d'un marbre, même bâtard. Ordinairement, c'est un calcaire blanchâtre ou crème, veiné de rose, à cassure mate, crayeuse ou un peu scintillante. La loupe montre une pâte microgrenue avec des plages cristallines et des pseudoolithes. Il arrive aussi que les granulations soient en partie recristallisées avec le ciment; dans ce cas, le faciès est plus typiquement marmoréen.

A part de nombreux foraminifères (miliolidés, textularidés, rothalidés), nous n'y avons pas trouvé de fossiles, en particulier aucun débris de coraux.

3° Calcaires et marnes supérieurs. Après l'épisode calcaire et pélagique du marbre bâtard, on assiste à une récurrence du faciès antérieur avec des calcaires et des marnes de même apparence que ceux de la série inférieure.

On constate pourtant quelques changements. Les calcaires ont de préférence une structure microbréchoïde à ciment cristallin et la glauconie fait son apparition. Au sommet, la roche prend un caractère franchement détritique; certains bancs se chargent d'argile limoniteuse, d'autres deviennent d'authentiques microbrèches quartzifères.

Les marnes sont plus argileuses qu'à la base de l'étage, mais les fossiles y sont exceptionnels:

Pholadomya elongata, MUNSTER.

Terebratula, sp.

B. Le Valanginien supérieur.

Le Valanginien supérieur ne mesure pas plus de 20 à 30 m d'épaisseur. Lorsque la succession des strates est régulière, il forme, au revers du crêt valanginien, une zone molle qui se raccorde à la dépression hauterivienne. Dans les cas où la morphologie est plus nette, on peut distinguer une étroite combe qui correspond à la marne d'Arzier, à laquelle succède la saillie du calcaire roux.

La figure 8 montre la succession des principaux niveaux de l'étage que nous allons décrire successivement de bas en haut.

1° Les marnes d'Arzier.

La base de l'étage est représentée par une mince couche marneuse, qui a été étudiée minutieusement dans la carrière de la Violette près d'Arzier. Dans la vallée de Joux, elle reste généralement invisible, sauf par endroits où sa présence est indiquée par une petite dépression. Il en est ainsi dans le vallon de Vaulion et aux Mollards sur le Brassus et sur Chez Villard.

Son importance paraît être extrêmement variable; ainsi FALCONNIER (59), dans la région du Marchairuz, lui attribue une épaisseur de 10 cm, tandis qu'à Arzier, elle atteint plus de 4 m.

Dans le territoire étudié, nous n'avons trouvé qu'un seul affleurement de marne d'Arzier, le long du grand chemin qui s'élève au-dessus du hameau de Chez Villard. C'est une boue jaunâtre sub-plastique, avec quelques mauvais fossiles:

Natica bulimoides, sp.? D'ORB.

Pholadomya elongata, MUNSTER.

Terebratula valdensis, sp.? DE LOR.

2° Le calcaire roux.

C'est le niveau le plus important du Valanginien supérieur par son épaisseur; c'est également le seul dont les affleurements donnent la possibilité de se faire une idée du faciès, sans permettre toutefois de relever une coupe complète.

Le plus souvent le calcaire roux est disposé en plaques de 5 à 10 cm d'épaisseur qui se délitent très facilement; c'est pourquoi son relief est mou et se distingue à peine de celui des éboulis ou du glaciaire.

Sa teneur en minerais ferrugineux lui donne une teinte bleu foncé en profondeur et brunâtre ou ocre dans la zone d'oxydation, qui se retrouve dans la terre végétale.

Trois faciès dominant:

Calcaire jaune pâle, très semblable à certains niveaux de l'étage précédent; c'est une microbrèche détritique avec abondance de quartz clastique et quelques nodules limoniteux de très petite taille.

Calcaire plus grossier, spathique, graveleux, contenant des fragments de roches remaniés, des nodules de limonite dans un ciment de calcite cristalline. Un banc a fourni des débris de coraux et de bryozoaires.

Calcaire à limonite (c). On trouve des granules de limonite à tous les niveaux du calcaire roux, mais ils ne deviennent assez nombreux et assez gros pour justifier le terme de faciès à limonite que dans certaines localités. En fait il s'agit du type de calcaire berriasien décrit plus haut, dans lequel, sous l'effet de circonstances particulières qu'il n'est pas possible de préciser, les grains de limonite se sont multipliés au point de former un élément important de la roche.

Une coupe mince a montré une structure très analogue à celle du faciès similaire de Métabief (Jura français) décrit par CAYEUX (93, p. 844, fig. 72 et 78). C'est un calcaire graveleux à ciment calcitique hyalin, dans lequel sont disséminées des oolithes et des pseudoolithes calcaires, tachées par de la limonite; on y voit aussi une profusion de débris organiques roulés et colorés en brun foncé par l'imprégnation ferrugineuse: plaques d'encrines, fragments de bryozoaires, etc., accompagnés de morceaux de roches subanguleux, avec cristaux secondaires de quartz; en revanche, on ne trouve pas de quartz clastique. A part la limonite d'imprégnation, il en existe encore sous forme d'oolithes ou de suboolithes fréquemment remaniées ou restaurées.

Les conclusions de CAYEUX peuvent s'appliquer à notre cas: les oolithes et les autres éléments limoniteux proviennent d'un «milieu générateur» inconnu où, primitivement calcaires, ils ont été minéralisés. Ensuite ils ont été remaniés et déposés dans un centre d'accumulation vraisemblablement littoral, dans le cas particulier.

Dans tout le Jura central, la limonite valanginienne a été exploitée très activement autrefois. A la vallée de Joux, des traces d'exploitation sont encore visibles près du village des Charbonnières (cité par STUDER, 7) et dans le pâturage du Mont d'Orzeires, 2,5 km au NNE du Pont; le minerai qu'on en tirait, ainsi que des autres lieux d'extraction, servait à alimenter les hauts fourneaux et les martinets du Brassus et de Vallorbe. Suivant le frère OGÉRIEN cité par CAYEUX, le minerai de Boucherans, de même origine que le nôtre, titrait non lavé 25,7 % de fer, lavé 41,7 %.

Les divers faciès du calcaire roux fournissent un très petit nombre de fossiles en état d'être déterminés:

Pholadomya elongata, MUNSTER.

Pygurus rostratus, AG.

Terebratula latifrons, sp.? PICT.

» *russillensis*, DE LOR.

Bryozoaires.

3° La marne à bryozoaires.

Ce niveau qui forme le sommet du Valanginien se confond presque toujours avec l'Hauterivien inférieur. Il nous a été possible de l'observer en un seul point, sur le chemin qui conduit du village à la halte des Charbonnières. C'est une marne grumeleuse jaunâtre, fossilifère:

Turbo pauper, sp.? PICT. et CAMP.

Requienia Jaccardi, sp.? PICT. et CAMP.

Botriopygus, sp.

Radioles de *Cidarid*.

Terebratula russillensis, DE LOR.

Serpula heliciformis, GOLDF.

Résumé et conclusions. Le début du Berriasien marque une récurrence marine succédant au régime lagunaire par quoi s'est achevé le Jurassique; mais ce mouvement n'est indiqué par aucun des faciès de transgression que l'on observe généralement en semblables cas. L'invasion de la mer crétacée s'est faite aussi tranquillement que le retrait de la mer portlandienne, avec quelques oscillations, qui amenèrent le retour temporaire du faciès d'eau douce.

Dans la partie inférieure du Valanginien, des influences pélagiques se font sentir sur les sédiments calcaires ou marneux, et elles deviennent prépondérantes avec le marbre bâtard. Ensuite les matériaux terrigènes, argile et quartz, prennent davantage d'importance et nous les retrouvons dans le calcaire roux. Pour finir, des éléments limonitiques remaniés caractérisent un faciès sublittoral.

D'une façon générale, le Valanginien inférieur et supérieur correspond à une mer vraisemblablement peu profonde, agitée en tout cas, surtout à la fin de l'étage, avec des périodes plus calmes où se déposent les marnes fossilifères.

II. L'Hauterivien.

L'Hauterivien se subdivise ordinairement en deux sous-étages:

Hauterivien inférieur, Hauterivien marneux ou Marnes d'Hauterive.

Hauterivien supérieur, Hauterivien calcaire ou Pierre jaune de Neuchâtel.

A la vallée de Joux, cette distinction est basée presque uniquement sur des caractères lithologiques, car il n'est nulle part possible d'établir une coupe continue comme CUSTER a pu le faire dans la vallée du Nozon (57). Toutefois, nous avons pu reconnaître par endroits la présence des «calcaires bleus intermédiaires» dont cet auteur fait le sommet de la série inférieure.

Il n'en reste pas moins que, dans la majorité des cas, l'Hauterivien inférieur correspond, grosso modo, à la zone marneuse de la base, tandis que l'Hauterivien supérieur est le synonyme du complexe calcaire du sommet.

A. L'Hauterivien inférieur.

Niveau marneux, tendre, compris entre des séries calcaires plus résistantes, l'Hauterivien inférieur affleure exceptionnellement; pourtant il ne passe presque jamais inaperçu, sa présence se traduisant en surface par une dépression très caractéristique, entre les crêts du Valanginien et de l'Hauterivien calcaire. Cette combe hauterivienne est fréquemment occupée par des pâturages ou des prés humides, voire des tourbières ou des marais. Contre les versants, elle est marquée par un simple palier, rempli de glaciaire, intéressant par ses sources et ses puits.

Les marnes hauteriviennes sont parfois plastiques, le plus souvent sableuses et grumeleuses, riches en organismes mélangés à des matériaux détritiques. La glauconie, à l'état granuleux ou pigmentaire, y est parfois si abondante qu'elle donne au terrain une teinte vert-bleu très caractéristique. Le traitement par HCl laisse un résidu volumineux d'argile glauconieuse et de grains de quartzine, que FALCONNIER avait déjà signalée (59).

La série marneuse n'est pas continue; quelques bancs de calcaire l'interrompent au milieu de sa hauteur et réapparaissent en plus grand nombre dans les derniers mètres de l'étage, au point de former un complexe marno-calcaire caractérisé par sa richesse en glauconie. Ce faciès est visible par exemple au premier tournant du chemin de Chez Villard, où l'abondance de *Terebratula acuta* et de *Rhynchonella multiformis*, permet de l'identifier avec les calcaires bleus intermédiaires de CUSTER. Ce sont des calcaires grossiers, glauconieux, très spathiques, zoogènes par endroits. La structure est bréchiforme avec une multitude de débris d'échinides et de bryozoaires, d'oolithes et de fragments bréchoïdes remaniés.

La glauconie forme parfois des granules, mais le plus souvent elle imprègne les fragments de tests. Comme dans les marnes, la quartzine est abondante.

Les marnes d'Hauterive sont extrêmement riches en fossiles; tous les affleurements nous en ont procurés, mais nous en avons récolté le plus grand nombre dans les matériaux retirés des fouilles

ou des puits. La majeure partie de notre collection provient d'un puits du pâturage de la Racine (800 m NW du Mont Tendre) et d'un gisement situé au bord de la route du Marchairuz, 800 m SSW du Brassus.

Nautilus pseudo-elegans, D'ORB.

Pleurotomaria, sp.

Cardium, sp.

Janira (Pecten) atava, D'ORB.

Gervillia, sp.

Fimbria corrugata, SOW.

Panopea neocomiensis, D'ORB.

» *arcuata*, sp.? AG.

Ostrea minos, COQUAND.

Alectryona rectangularis, ROEM.

Exogyra Couloni, D'ORB.

» *Tombeckiana*, D'ORB.

» *tuberculifera*, COQUAND.

Holaster cordatus, DUBOIS.

» *intermedius*, AG.

Echinobrissus Olfersi, D'ORB.

Toxaster complanatus, AG.,

cf. *Echinospatagus cordiformis*, BREYNIUS.

Terebratula Salevensis, DE LOR.

» *acuta*, QUENST.

» *sella*, sp.? SOW.

Waldheimia tamarindus, SOW.

Eudesia semistriata, DEFR.

Rhynchonella multiformis, ROEM.

Serpula heliciformis, GOLDF.

» sp.

Spongiaires.

Conclusions.

Dans la série stratigraphique, l'Hauterivien inférieur offre à tous points de vue le plus grand contraste avec le Valanginien. Ses marnes succèdent au calcaire roux, la glauconie remplace la limonite, l'abondance de ses fossiles tranche avec la pauvreté de la faune précédente.

A ne considérer les marnes d'Hauterive qu'au point de vue lithologique, on serait tenté d'en faire une formation bathyale. D'autre part, l'abondance des échinides et des ostréidés caractérisent un faciès néritique. Si les conditions de sédimentation ne sont plus les mêmes qu'au Valanginien, il ne faut donc pas en chercher la cause dans un approfondissement considérable de la mer.

B. L'Hauterivien supérieur.

L'Hauterivien supérieur forme fréquemment des collines moutonnées qui émergent du glaciaire, ou bien il pointe dans les ruisseaux tourbeux et au fond des entonnoirs. En série régulière, il détermine une saillie plus ou moins marquée, parallèle à celle du Valanginien. Son épaisseur semble très variable, mais elle ne doit pas dépasser 30 à 50 m.

Les calcaires jaunes de l'Hauterivien (Pierre de Neuchâtel) font un contraste très net avec le niveau précédent. C'est ce que l'on peut voir par exemple dans un petit ravin situé 400 m à l'W du village du Lieu. Au-dessus des calcaires glauconieux et des marnes de l'Hauterivien inférieur, repose une série de 3 m d'un calcaire brun, spathique, disposé en plaques de 4 à 6 cm d'épaisseur. C'est une roche oolithique à ciment cristallin. Outre les oolithes, elle contient encore des grains indifférenciés, des débris d'organismes et des fragments de calcaire remaniés, tous imprégnés de limonite, à divers degrés de concentration. La limonite granuleuse et la glauconie sont rares, mais le quartz clastique est assez abondant.

Dans la partie supérieure du ravin, ce faciès fait place à une vingtaine de mètres de calcaires oolithiques jaunâtres, beaucoup plus homogènes avec de temps en temps des retours à des formations spathiques ou glauconieuses.

Au sommet, les oolithes s'espacent et la roche, plus pâle, plus argileuse aussi, s'identifie insensiblement avec le Barrémien inférieur.

Les restes d'organismes ne manquent pas dans ces divers calcaires, mais ils sont rarement en état d'être déterminés. Ce n'est que dans les assises inférieures que l'on rencontre quelques fossiles de valeur et d'une manière toute sporadique:

Cardium Voltzi, LEYM.

Spondylus Roemeri, D'ORB. (non DESH.)

Panopea, sp.

Ostrea, sp.

Eudesia semistriata, DEFR.

» *Marcousana*, D'ORB.

Terebratella neocomiensis, D'ORB.

Rhynchonella multiformis, ROEM.

» *valangiensis*, DE LOR.

Conclusions. Dans l'ensemble du Crétacé, l'Hauterivien correspond à un retour durable de la sédimentation calcaire, qui avait déjà fait quelques apparitions dans les marnes inférieures. Ses calcaires glauconieux, spathiques et grossiers n'ont pu être sédimentés qu'en milieu peu profond, dans de l'eau agitée brassant des matériaux divers, débris de mollusques, plaques d'oursins, grains de quartz, etc.

Dans la partie supérieure, les calcaires oolithiques réguliers et un peu argileux témoignent d'une sédimentation plus tranquille et de matériaux plus homogènes.

III. Le Barrémien.

Cet étage comprend deux subdivisions, le **Barrémien inférieur** et le **Barrémien supérieur**. Le terme d'**Urgonien** sert généralement à désigner le faciès à rudistes; on l'utilisera ici comme synonyme de **Barrémien supérieur**.

En l'absence de caractères paléontologiques suffisants, la distinction de ces deux sous-étages est essentiellement une affaire de faciès, tout au moins en ce qui concerne la vallée de Joux. On conviendra donc d'appeler Barrémien inférieur les calcaires oolithiques jaunâtres un peu marneux de la base, réservant les expressions de Barrémien supérieur et d'Urgonien aux calcaires blancs et recristallisés du sommet.

A. Le Barrémien inférieur.

Le Barrémien inférieur n'a pas de caractères distinctifs très marqués. Dans la morphologie, il est le plus souvent confondu dans le crêt hauterivien, ses niveaux marneux n'étant pas assez épais pour déterminer la formation d'un sillon continu.

Au point de vue lithologique, son apparence est plutôt banale et peut de ce fait donner lieu à des confusions avec l'Hauterivien calcaire ou avec le Valanginien; enfin ses limites supérieures et inférieures ne sont ni l'une ni l'autre, très précises. Dans de telles conditions, il serait vain de vouloir mesurer son épaisseur rigoureusement; on peut l'estimer à une trentaine de mètres.

Dans la vallée d'Entreroches (près La Sarraz), CUSTER (57) fait débiter le Barrémien par un banc de calcaire marneux à *Ter. ebrodunensis*, qui correspond sans doute aux couches fossilifères de la Russille décrites par JACCARD (14, p. 141). A la vallée de Joux, ce niveau n'existe nulle part; on en est donc réduit à observer les changements de faciès et à fixer la base de l'étage d'une façon assez arbitraire.

D'une manière générale, le Barrémien inférieur est constitué par des calcaires jaune-rougeâtre, oolithiques, avec un peu d'argile et de limonite pigmentaire. L'étude micrographique montre un ciment cryptocristallin, des oolithes à noyau volumineux cristallisé ou indifférencié; certaines sont faites d'un foraminifère avec une mince couronne radiée et colorée par la limonite. Des bryozoaires, des débris de coraux et d'échinodermes, des grumeaux d'argile les accompagnent.

Dans les niveaux plus élevés, des variations de faciès se produisent, qui empêchent de paralléliser les diverses observations. Parfois le calcaire se chargeant d'argile change de teinte et prend un aspect plus terne; ailleurs il passe du jaunâtre au grisâtre, tout en conservant sa structure oolithique très régulière. Au sommet se manifeste une tendance à la recristallisation de la pâte, d'où résulte une grande ressemblance avec certains faciès urgoniens.

Les fossiles sont plus nombreux que dans les séries calcaires voisines, mais leur répartition est très inégale. La plupart des affleurements en sont presque complètement privés, alors que dans d'autres localités ils pullulent au point de former de véritables lumachelles. A l'W du Séchey, par exemple, nous avons trouvé un bloc de calcaire formé presque exclusivement de valves d'*Exogyra minos*. Non loin de là, sur le chemin qui s'élève obliquement au NW du Lieu, un banc montre en surface une profusion de coraux, de bryozoaires, des piquants d'oursins et des débris indéterminables.

Les fossiles suivants proviennent de la région du Lieu et du Séchey, du vallon de la Lyonne (Abbaye) et de quelques autres localités.

- Panopea neocomiensis*, (LEYM.) D'ORB.
- Alectryona rectangularis*, ROEM.
- Ostrea minos*, COQUAND.
- Requienia*, sp.
- Pseudocidaris clunifera*, sp. ? (AG.), DE LOR.
- Terebratula acuta*, QUENST.
- Waldheimia globus*, PICT.
- Rhynchonella Gillieronii*, sp. ? PICT.
- » *irregularis*, PICT.
- » *lata*, D'ORB.

Conclusions. Le Barrémien inférieur est l'élément de transition entre les calcaires oolithiques de l'Hauterivien calcaire et les formations plus compactes de l'Urgonien. Au cours de sa sédimentation, des influences nouvelles sont intervenues qui l'ont différencié peu à peu des calcaires sous-jacents; des apports d'argile se sont produits à certains moments; des accumulations de coquilles, coraux, etc. à d'autres. Cela trahit l'instabilité de la mer barrémienne.

B. Le Barrémien supérieur (Urgonien).

Le Barrémien supérieur est le dernier des étages crétacés que l'on rencontre d'une façon à peu près continue dans le territoire de la vallée de Joux, le Gault et le Cénomaniens n'apparaissant que dans de très petits affleurements. C'est donc lui qui le plus souvent, sert de bordure aux massifs crétacés, les séparant des terrains glaciaires, alluviaux ou tourbeux.

La dureté de son calcaire et l'épaisseur de ses bancs le mettent en relief au-dessus de la moraine ou des éboulis, dans des escarpements comme ceux qui dominent la rive orientale du lac Brenet. Au bas du versant du Mont Tendre, il détermine une série de petits abrupts ou de simples ressauts que les ruisseaux franchissent en formant de petites cascades.

Son épaisseur, pour autant qu'on peut l'estimer, est d'environ 60 mètres.

Le faciès urgonien est très typique; on ne pourrait le confondre qu'avec le marbre bâtard ou certains niveaux du Malm. Des caractères aussi nets, comme aussi le fait qu'il affleure toujours, en font un repère stratigraphique extrêmement utile.

Les calcaires du Barrémien supérieur sont remarquables surtout par leur teinte blanche ou crème et leur structure cristalline, à laquelle ils doivent leur éclat particulier. Leur pureté est très grande; le traitement par HCl ne laisse qu'un résidu insignifiant.

Une bonne coupe peut être relevée sur la rive droite de la Lyonne, au-dessus du village de l'Abbaye, dans la petite cluse que suit la rivière.

De haut en bas:

- Barrémien supérieur: 6° Calcaire blanc cristallisé, avec quelques granulations; 20 m.
- 5° » oolithique à pâte cristalline; 10 m.
- 4° » oolithique brun-jaunâtre; 0,50 m.
- 3° » oolithique clair, plus ou moins cristallisé; 9 m.
- Barrémien inférieur: 2° » plus tendre, pâte microgrenue grise ou jaunâtre; 2 m.
- 1° » oolithique jaunâtre, homogène; 1,50 m.

Eboulis.

La limite des deux sous-étages est bien marquée dans cette série par le contact des calcaires jaunâtres inférieurs et du faciès clair et cristallisé de l'Urgonien. La coupure est indiquée également dans la topographie, par la différence de résistance des niveaux 2 et 3.

Pourtant, la base de l'Urgonien est souvent constituée par des calcaires qui rappellent encore ceux du Barrémien inférieur, en ce sens que la recristallisation n'étant pas très prononcée, on reconnaît encore à la loupe la présence des oolites noyées dans le ciment, avec les foraminifères que l'on rencontre ordinairement dans de tels faciès (miliolides, textularides) et quelques débris de bryozoaires.

Dans les calcaires de ce genre, il peut arriver que le ciment calcitique prenne un aspect un peu fumé, qui fait contraste avec la pâte blanche et crayeuse des oolites et des autres éléments constitutifs. De tels faciès contiennent fréquemment des débris de coraux.

Au sommet de l'étage apparaît le véritable faciès urgonien: calcaire marmoréen, brillant, blanc nuancé de crème, de rose ou de verdâtre, avec des traînées limoniteuses le long des diaclases. Ce faciès ne manque pas de fossiles, mais presque toujours à l'état de fragments enchâssés dans la roche: nérinées, rudistes, dicératidés, coraux. Dans la carrière du Brassus, nous avons trouvé deux magnifiques exemplaires de *Requienia ammonia*.

Toutefois, les rudistes ne deviennent réellement abondants que dans un banc tout à fait supérieur qui n'affleure qu'en quelques endroits, au-dessus des hameaux du Campe et de Chez Villard et au NW du Lieu. Il s'agit d'un calcaire brunâtre microgrenu ou subcompact, pourri en surface, qui présente quelques analogies avec le Barrémien inférieur. Les fossiles y sont malheureusement en mauvais état de conservation.

En voici la liste:

- Nerinea Coquandiana*, sp. ? D'ORB.
- Monopleura trilobata*, sp. ? D'ORB.
- » *multicarinata*, MATH.
- Toucasia carinata*, sp. ? MATH.
- » sp.
- Requienia ammonia*, (GOLDF.) MATH. ¹⁾.
- » sp.

Autres fossiles urgoniens:

- Pterocera pelagi*, D'ORB.
- Lithodomus amygdaloïdes*, (DESH.) D'ORB.
- » *oblongus*, D'ORB.
- Goniopygus peltatus*, sp. ? AG.
- Pseudocidaris*, sp. ?
- Stromatopores*.

Conclusions. L'Urgonien est remarquable par sa richesse en sédiments zoogènes, à l'exclusion de matériaux détritiques. Les organismes pélagiques tiennent une grande place dans les calcaires crayeux ou cristallisés de la base, tandis que le sommet de l'étage possède une faune nérétique de rudistes et de coraux, caractéristique d'une mer agitée et en dehors de toute influence déritique.

IV. L'Aptien.

Actuellement il n'existe dans la vallée de Joux, que deux affleurements d'Aptien, l'un au N du Pont au pied des escarpements d'Urgonien; l'autre est la petite colline sur laquelle est construite l'église du village.

Le premier, réduit à quelques pointements de calcaire gréseux et spathique ne présente aucun intérêt stratigraphique. Le second, au contraire, permet de se faire une idée relativement complète

¹⁾ Dans une communication orale à la Soc. géol. suisse (Ecl. géol. V, XXVI, p. 247, 1933), qui n'a jamais été publiée, E. BAUMBERGER a soutenu que toutes les formes jurassiennes attribuées à l'espèce *ammonia*, appartiennent en réalité à *Requienia Renevieri*, PAQUIER.

des principaux faciès de l'étage. Tous deux ont été décrits par NOLTHENIUS (55), mais celui de l'église est connu depuis longtemps.

La feuille XVI de l'atlas géologique au 1 : 100 000 (121), indique encore un autre affleurement d'Aptien près de l'ancienne exploitation d'argile albienne du Campe, 1,5 km NE du Brassus. C'est sans doute de ce gisement que proviennent les fossiles de la collection régionale de Lausanne étiquetés: «Aptien, Brassus». SCHARDT en fait mention dans l'une de ses publications (35). Dans le «Dictionnaire géographique de la Suisse» (44, article Joux), le même auteur signale également de l'Aptien à Pétra Félix (col de Pétra Félix, 1,5 km SE du Pont); c'est sans doute de celui du Pont qu'il veut parler.

Ajoutons enfin que cet étage est également visible près des Rousses, en France (RAVEN, 107).

1° Aptien inférieur ou Rhodanien.

Une fouille pratiquée au N de la colline aptienne du Pont pour un captage d'eau a découvert temporairement des marnes fossilifères, dans lesquelles nous avons récolté un magnifique exemplaire de *Heteraster oblongus*, D'ORB., espèce caractéristique de l'Aptien inférieur (Rhodanien de RENEVIER).

Ce niveau est donc représenté au Pont par des marnes plastiques ou grumeleuses et des calcaires argileux rougeâtres ou verdâtres. La présence de grains de quartz et de paillettes micacées dans la pâte argilo-calcaire, leur confère un caractère détritique très net. La glauconie et la limonite granulée s'y rencontrent également. On y observe fréquemment des traces de laminage.

Autrefois, ce gisement était sans doute visible en temps normal. CAMPICHE qui l'a découvert, y a récolté en effet un certain nombre de fossiles dont la liste est donnée par JACCARD (14, p. 133) et que nous reproduisons ci-dessous:

Holcostephanus Campichei, PICT. et REN. Original PICT. et REN. Fossiles aptiens,
pl. 2, fig. 2.

Natica Cornueliana, D'ORB.

Pleurotomaria gigantea, Sow.

Fimbria corrugata, PICT. et CAMP.

Pecten Greppini, PICT. et REN.

Spondylus Brunneri, PICT. et ROUX.

Botriopygus Sueurii, DES.

Ennallaster Fittoni, DES.

Heteraster oblongus, (DELUC) D'ORB.

Il faut y ajouter l'espèce suivante de la collection régionale du Musée géologique vaudois:

Aporrhais (Rostellaris) Parkinsoni, MANTELL.

2° Aptien supérieur.

Le petit monticule rocheux qui supporte l'église du Pont appartient tout entier à l'Aptien supérieur. On peut y étudier, sur une épaisseur de 7 à 10 m, une série de calcaires et de grès glauconieux renversés, dont JACCARD a déjà donné une description précise (14, p. 130).

Au sommet, ce sont des grès siliceux verts avec un ciment calcitique, que l'on pourrait aisément confondre avec la molasse. Quelques granulations de limonite sont disséminées parmi les grains de quartz. CAMPICHE a trouvé dans ce faciès un exemplaire de *Holcostephanus Campichei*, PICT. et REN.

La base est formée d'une microbrèche calcaire d'apparence extrêmement grossière, spathique, à la fois glauconieuse et limoniteuse. Le ciment de calcite cryptocristalline contient surtout des débris d'encrines, des fragments de roche remaniés et des grains de quartz de grosse taille dont le diamètre peut atteindre 5 à 6 mm.

Aujourd'hui, l'Aptien du Pont ne fournit plus que de mauvais fossiles; l'affleurement devait être en meilleur état, lorsque CAMPICHE et JACCARD le visitèrent et y firent une riche récolte.

Fossiles de Jaccard (14, p. 131):

<i>Serpula antiquata</i> , Sow.	<i>Trigonia caudata</i> , Ag.
» <i>filiformis</i> , Sow.	<i>Ostrea conica</i> , (Sow.) D'ORB.
<i>Holcostephanus</i> (<i>Ammonites</i>) <i>Campichii</i> (sic), PICT. et REN.	<i>Terebratula biplicata</i> , (Broch.) Sow.
<i>Tylostoma Rochatiana</i> , (D'ORB.) PICT. et REN.	<i>Flustrella Rhodani</i> , PICT. et REN.
<i>Corbis corrugata</i> , (Sow.) FORBES.	<i>Pyrina cylindrica</i> , GRAS.
<i>Astarte obovata</i> , Sow.	

Voici, d'autre part, les exemplaires de la collection régionale de Lausanne, originaires du Pont ou du Brassus:

<i>Pecten Dutemplei</i> , D'ORB.
<i>Ostrea exogyroides</i> , sp. ? D'ORB.
» <i>pentagonalis</i> , COQUAND.
<i>Exogyra aquila</i> , BRONGN.

V. L'Albien.

Un affleurement d'Albien existait autrefois au Pont; JACCARD (14) et SCHARDT (35) le signalent sans le situer exactement. C'est sans doute celui que la carte géologique au 1 : 100 000 (F. XI) indique au-dessus du village. Les feuilles XI et XVI (119, 121) en montrent encore deux près de l'Abbaye et deux autres à l'autre extrémité de la vallée, l'un au-dessus du Campe, l'autre au Carroz, près de la frontière française.

Celui du Carroz, le seul encore visible, a été décrit par SCHARDT et récemment par FALCONIER (59). Les affleurements de l'Abbaye et du Pont ont disparu; ce dernier se trouvait probablement au voisinage de l'Aptien; plusieurs fossiles du musée de Lausanne en proviennent.

Reste le gisement du Campe. Actuellement, il est complètement caché par la terre et la végétation, mais il a été exploité activement autrefois pour alimenter l'ancienne briqueterie du Campe. Les niches d'extraction sont encore visibles, quoique recouvertes de gazon; leur position, ainsi que celle de plusieurs sources, permettent de se rendre compte de la surface occupée par les argiles albiennes.

Dans l'une de ces anciennes marnières, nous avons trouvé un tout petit affleurement d'argile plastique bleue, avec un fragment de bélemnite. C'est tout ce que l'on peut voir actuellement de l'Albien du Campe.

Fort heureusement, des quantités de fossiles y ont été récoltés pendant la période d'exploitation et sont conservés au musée du Collège du Chenit. D'autres ont été recueillis par GOLLIEZ et par M. CHARLES MEYLAN de Ste-Croix et appartiennent à la collection régionale de Lausanne.

Il nous a paru intéressant de les déterminer et de les comparer à la faune similaire de Ste-Croix. Malheureusement, la récolte des fossiles du Campe a été faite sans aucun souci de la stratigraphie, ce qui nous oblige à en donner la liste sans pouvoir préciser leurs conditions de gisement.

Fossiles albiens du Campe ¹⁾.

Vertébrés: *Oxyrhina macrorhiza*, PICT. et CAMP.

Crustacés: Carapace.

Céphalopodes:

<i>Acanthoceras mantelli</i> ²⁾ , Sow.	<i>Mortoniceras inflatum</i> , Sow.
* » <i>mamillare</i> , SCHLOTH.	<i>Hoplites</i> (<i>Sonneratia</i>), sp.
* <i>Desmoceras Parandieri</i> , D'ORB.	» <i>interruptus</i> , BRUGUIÈRE.
* » <i>Beudanti</i> , BRONGN.	
» (<i>Latidorsella</i>) <i>latidorsatum</i> , MICH.	

¹⁾ Les uns proviennent de la collection du Chenit, les autres de celle de Lausanne; mais celle-ci a été complétée avec les doubles de la première. On trouvera donc toutes les espèces indiquées dans la collection régionale de Lausanne.

²⁾ Espèce cénomaniennne, voir p. 44.

Anisoceras armatus, (Sow.) PICT. cf. *Hamites Saus-*
sureanus, D'ORB.

Hamites, sp.

Turrilites Puzosianus, D'ORB.

Baculites Gaudini, sp. ? PICT. et CAMP.

Gastéropodes:

Dentalium Rhodani, PICT. et ROUX.

Pleurotomaria gaultina, D'ORB.

» *Vraconnensis*, PICT. et CAMP.

Natica gaultina, D'ORB.

» *truncata*, sp. ? PICT. et ROUX.

Turbo Triboleti, PICT. et CAMP.

Trochus conoideum, D'ORB.

Aporhais obtusa, PICT. et CAMP.

* » *Parkinsoni*, MANTELL.

» *Orbignyana*, sp. ? PICT. et ROUX.

Lamellibranches:

Trigonia aliformis, PARK.

Cyprina regularis, D'ORB.

Plicatula radiola, D'ORB.

Fimbria gaultina, sp. ? PICT. et ROUX.

Lucina Sanctae-Crucis, sp. ? PICT. et CAMP.

Venus Vibrayeana, D'ORB.

Janira quadricostata, SOW.

Cardita Constantii, D'ORB.

Leda Vibrayeana, D'ORB.

Panopea plicata, FORBES cf. *acutisulcata*, D'ORB.

Echinodermes:

Pyrina Vioneti, sp. ? DESOR.

Echinobrissus, sp.

Brachiopodes:

Terebratula Dutempleana, D'ORB.

Waldheimia Lemaniensis, PICT. et ROUX.

Terebrirostra alpina, PICT.

Vers:

Serpula, sp.

Coralliaires:

Trochocyathus conulus, PHILIPPS.

Tous les exemplaires provenant du Pont se retrouvent dans la série des espèces du Campo; leur nom est marqué d'un astérisque. En revanche, plusieurs fossiles recueillis par GOLLEZ portent seulement l'indication: «Gault, val de Joux». Mais un seul d'entre eux ne figure pas dans la liste ci-dessus:

Parahoplites Steinmanni, JACOB.

Belemnites minimus, LISTER.

» sp.

Nautilus, sp.

Pterocera bicarinata, D'ORB.

Avellana incrassata, SOW.

» *lacryma*, D'ORB.

» *alpina*, PICT. et ROUX.

Solarium Tingryanum, PICT. et ROUX.

» *cirroide*, D'ORB.

» *Hugianum*, PICT. et ROUX.

» *ornatum*, SOW.

Inoceramus Coquandi, D'ORB.

» *concentricus*, PARK.

» *sulcatus*, PARK.

Arca carinata, SOW.

» *glabra*, SOW.

» *obesa*, PICT. et ROUX.

Nucula pectinata, SOW.

* » *gurgitis*, PICT. et ROUX.

Alectryonia Milleliana, D'ORB.

Exogyra arduennensis, D'ORB.

» *Couloni*, DEFR.

Galerites (Echinoconus), sp. (BRONGN.) D'ORB.

Radioles d'oursins.

Tiges d'encrines.

Rhynchonella latissima, (Sow.) DAV.

» *Gibbsiana*, (Sow.) DAV.

» *sulcata*, PARK.

» *Parvirostris*, (Sow.) DAV.

La comparaison de cette faune avec celle de l'Albien de Ste-Croix a révélé de très grandes affinités, tant au point de vue des espèces qui y sont représentées, qu'à celui du mode de fossilisation

et de la patine des fossiles. Cela semble indiquer que les conditions stratigraphiques sont dans les deux cas, sinon identiques, pour le moins très voisines. C'est pourquoi il est à peu près certain que les trois niveaux que l'on a distingués à Ste-Croix, doivent se retrouver dans la vallée de Joux. Ce sont de haut en bas :

3^o **Albien gréseux ou Vraconnien** : série de grès marneux, à fossiles brunâtres.

2^o **Albien pyriteux** : marnes bleues plastiques, à fossiles pyriteux ou limoniteux.

1^o **Albien sableux** : sables siliceux, très purs, à fossiles phosphatés.

En revanche, il n'est pas possible d'établir un parallélisme avec le profil détaillé établi par JAYET à la Perte du Rhône (104).

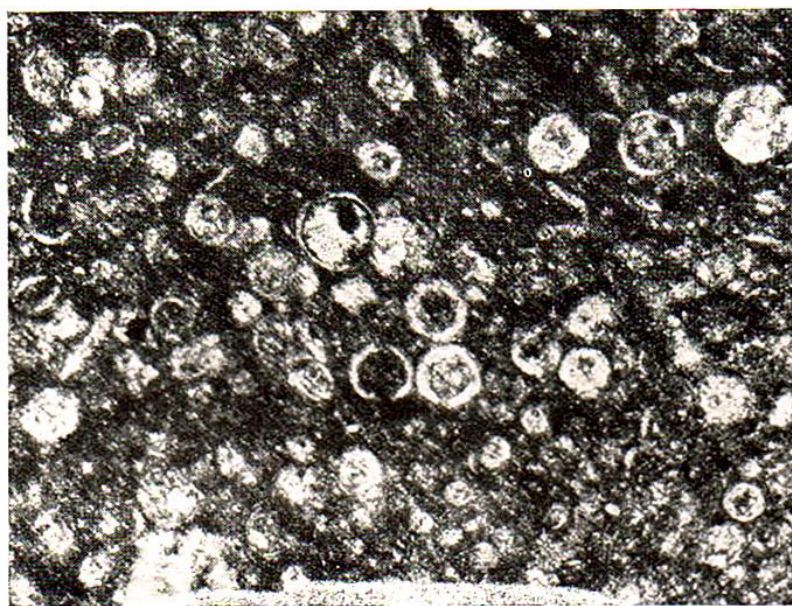


Fig. 9. Calcaire à Fissurines du Cénomanien.

Photo Bersier.

La briqueterie du Campe utilisait les argiles du niveau 2. Il est vraisemblable que les sables siliceux de la base furent exploités dans d'autres localités, par les anciens verriers qui travaillèrent à Pré Rodet et à la Thomassette, dans le courant du 16^e et du 17^e siècle.

VI. Le Cénomanien.

Le Cénomanien de la vallée de Joux a été découvert, sauf erreur, par SCHARDT (35) qui en signale un certain nombre de lambeaux dans la partie occidentale de la vallée et dans la région française. FALCONNIER (59) a décrit à nouveau ceux du Carroz et de Pré Rodet, non loin de la frontière (v. fig. 21, p. 89). Dans notre territoire, nous avons retrouvé l'un des affleurements de SCHARDT au Bas du Chenît, ainsi qu'un nouveau près du Campe.

Le premier est le plus intéressant ; sur un chemin secondaire qui se détache de la route principale au point 1046 (à l'W du hameau de Chez les Lecoultre), affleure sur quelques mètres, un calcaire marneux plaqueté. Le petit monticule voisin qui émerge à la surface des prés, contient des calcaires blancs microgrenus, un peu saccharoïdes, et d'autres, à grain très fin, blanc-jaunâtre, tachés de rouille.

Une coupe mince pratiquée dans un échantillon du dernier type montre que nous avons affaire à une formation essentiellement zoogène et pélagique (fig. 9). A part un peu d'argile, la roche est formée

presque exclusivement de débris de foraminifères, *Globigerina*, *Rotalia*, *Textularia*, avec une grande abondance de petites coques sphériques ou ovoïdes de *Lagénidés*. On y trouve aussi des spicules mono-axes de spongiaires calcifiés. Dans l'ensemble, ce faciès correspond exactement au «Calcaire à fissurines» du Crétacé moyen et supérieur, décrit et figuré par CAYEUX dans l'«Etude des roches sédimentaires» (88, p. 369, pl. XXVI, fig. 5).

Au Campe, le Cénomanien affleure au bord du chemin qui conduit à l'ancienne marnière albiennaise, au S du hameau, mais on peut supposer, comme on l'a fait en levant la carte, qu'il s'étend sur toute la longueur et en contre-bas du gisement d'Albien. Le peu qu'on en voit, est un calcaire clair, à traînées ferrugineuses.

Enfin, nous avons eu l'occasion de découvrir un lambeau de Cénomanien au fond d'une fouille creusée dans la route, à la sortie sud du village du Pont. Il s'agissait d'un calcaire lithographique avec des débris de mollusques et quelques concrétions de limonite. Actuellement, il n'est plus visible.

Le Cénomanien ne nous a fourni aucun macrofossile déterminable. Toutefois, l'une des ammonites signalée parmi les fossiles albiens du Campe en provient certainement, puisque c'est une des espèces caractéristiques de cet étage :

Acanthoceras mantelli, Sow.

Effectivement, le fragment de calcaire qui la compose présente de grandes analogies avec les faciès cénomanien connus. Il ne semble pas que d'autres fossiles de cette collection soient dans le même cas.

Au Carroz, FALCONNIER signale dans le Cénomanien :

Inoceramus striatus, MANT.

Rhynchonella Grasi, D'ORB.

Chapitre 4.

Le Tertiaire.

Comparativement aux étages du Jurassique supérieur et de l'Infracrétacé, les terrains tertiaires de la vallée de Joux occupent une surface minime. A part les formations sidérolithiques réparties sur toute l'étendue du territoire, mais en quantités toujours très petites, on ne connaît que quelques gisements ou pointements de poudingues et de grès, qui émergent des amas morainiques près du Lieu et de l'Abbaye, auxquels il faut ajouter les masses plus importantes de marnes, molasse et conglomérats traversées par la galerie d'amenée du lac Brenet et le tunnel des Episats, mais qui ne sont pas visibles en surface. Enfin, les mêmes terrains apparaissent aussi près des Rousses, dans la partie française de la vallée.

Le Tertiaire a existé certainement en masses beaucoup plus considérables qu'il ne le paraît, tout au moins dans les synclinaux, car on ignore s'il a été sédimenté sur les anticlinaux jurassiques. Une partie a été éliminée par érosion, mais des masses importantes subsistent probablement au fond des vallons, sous le glaciaire et les alluvions.

Au point de vue stratigraphique, ces terrains sont loin de former une série continue; au surplus, la plupart ne peuvent être déterminés d'une façon absolument certaine. Tous sont en discordance sur les roches plus anciennes; de là leur réel intérêt au point de vue orogénique. A la base, nous avons les formations sidérolithiques que l'on peut considérer comme éocènes, par analogie avec les terrains similaires du pied du Jura. Puis vient un lambeau de calcaire lacustre sannoisien, et pour finir, des complexes de poudingues, marnes, grès et molasse, que l'on attribue sans preuve à l'Oligocène ou au Miocène.

I. Le Sidérolithique.

Les terrains de ce genre sont fréquents dans les crevasses des calcaires sous forme d'argiles rouges ou brunes (bolus), mais ils n'ont pas l'importance des dépôts semblables du Jura bernois, ni l'intérêt de ceux du Mormont, car on n'y a jamais trouvé de fossiles.

Dans sa «Description géologique» (14), JACCARD cite une ancienne mine de fer sidérolithique dans le Risoux. Effectivement, on voit encore à l'endroit dit les Mines, 3 km au NW du Solliat, les traces d'une ancienne exploitation dans une crevasse du Kimeridgien. Les déblais contiennent des blocs d'une brèche calcaire jurassique, dont quelques éléments sont des morceaux anguleux de limonite.

La construction du chemin des Aubert, au N du hameau de Derrière la Côte, a mis à nu un faciès du même genre; c'est encore une brèche, mais cette fois, les éléments se rapportent tous au même type de calcaire, tandis que le ciment est un mélange de calcite et de fer hydraté.

Un troisième gisement sidérolithique, d'un tout autre intérêt que les précédents, a été découvert dans le Risoux occidental, au bord du chemin qui se dirige au SW, à partir du carrefour 1208 (Pré Derrière). Une fouille destinée à procurer des matériaux pour la recharge du chemin permet d'observer, sous la terre végétale, des graviers glaciaires reposant sur une accumulation de blocs jurassiques qui occupent le fond d'une crevasse du Kimeridgien. Au sommet de cette espèce d'éboulis, les cailloux portent des traces de corrosion, tandis qu'à la base, les interstices sont bouchés par un ciment brunâtre, sorte de grès grossier, composé essentiellement de grains de quartz et de nodules limoniteux, réunis par une pâte calcitique avec un peu d'argile brune.

Par endroits ce faciès devient plus grossier, plus ferrugineux, et l'on y remarque aussi une quantité de petits fragments, de coquilles, de débris de coraux, usés et remaniés.

Nous avons affaire sans aucun doute à un dépôt sidérolithique du type huppersand, caractérisé par l'abondance du quartz. Or, dans tous les terrains du Jurassique et du Crétacé, qui nous sont connus, ce minéral n'existe, en quantité intéressante, que dans le Valanginien supérieur, l'Hauterivien et surtout l'Aptien. C'est pourquoi, tant que l'on ne sait rien des faciès du Crétacé supérieur, on peut admettre comme très probable que ce grès sidérolithique du Risoux est un résidu de la décalcification des calcaires du Crétacé inférieur, ou, ce qui est encore plus vraisemblable, des grès aptiens.

Cela implique alors une très grande ancienneté. En effet, notre gisement se trouve presque au sommet d'un massif exclusivement jurassique. Si véritablement il est d'origine crétacée, il a donc été déposé par l'eau au fond d'une crevasse de l'anticlinal du Risoux, à l'époque où celui-ci possédait encore sa couverture de Crétacé.

C'est une indication que le régime d'écoulement en profondeur et par conséquent l'érosion karstique, existent dès les premiers âges de la chaîne du Jura.

Rien ne permet de dater ces divers terrains sidérolithiques. Jusqu'à preuve du contraire, on peut donc les rattacher à l'Eocène, par similitude avec les formations analogues du Mormont et d'autres régions jurassiennes, caractérisées par leurs faunes de mammifères. Ils correspondent à une période continentale, chaude, désertique par moments. Effectivement, deux géologues lausannois, BERSIER et BADOUX (114), ont découvert un faciès éolien dans les remplissages sidérolithiques du Mormont, démontrant ainsi que la sédimentation molassique a été précédée d'un épisode continental de caractère subdésertique. Dans la vallée de Joux, nous en avons retrouvé des indices, non dans le Sidérolithique proprement dit, mais dans certains terrains tertiaires, sous forme de grains de quartz arrondis.

II. Le Sannoisien du lac Ter.

JACCARD (14, p. 113¹) a été sauf erreur, le premier à signaler dans le vallon du Solliat, un petit lambeau de calcaire d'eau douce, qu'il appelle «calcaire d'eau douce à *Lymnea longiscata* du Lieu». Après lui, NOLTHENIUS en a repris l'étude (55, p. 31).

Aujourd'hui, ce gisement est complètement recouvert par les déblais de la route et par la terre végétale²); mais on sait, par la carte de NOLTHENIUS, qu'il se trouve non loin du lac Ter, au débouché

¹) Voir aussi, du même auteur, la partie stratigraphique de l'ouvrage de MAILLARD sur les Mollusques tertiaires (75).

²) Ce travail était déjà sous presse, lorsqu'en avril 1942, MM. Vonderschmitt et Reichel en excursion avec les étudiants de l'Université de Bâle, en découvrirent un nouvel affleurement à la limite E de celui qui est indiqué sur la carte.

d'un petit ravin que franchit la route le Lieu-le Séchey, et à proximité immédiate de l'Urgonien et d'un gros amas de gompholite.

JACCARD et NOLTHENIUS s'accordent pour décrire ce terrain sous l'aspect d'un calcaire compact, blanc-jaunâtre, avec des mollusques d'eau douce, passant à la base à un microconglomérat.

Les fossiles récoltés par JACCARD ont été décrits par MAILLARD et figurent sur la planche XXIII de la « Monographie des mollusques tertiaires » de cet auteur (75):

Limnea elongata, M. DE SERRES.
» *acuminata*, BRONGN.
» *longiscata*, BRONGN.
» *longiscata*, SANDB. (musée de Strasbourg).
» *pyramidalis*, DESH.
Planorbis obtusus, SOW.
Pupa, cf. *novigentiensis*, SANDB.
Glandina, cf. *Cordieri*, DESH.
Hydrobia.

NOLTHENIUS a récolté également les quatre mêmes espèces de *Limnea*.

JACCARD rattache cette faune au Tongrien; NOLTHENIUS au Lattorfien, mais sans indiquer les raisons qui l'autorisent à préciser de la sorte. En fait, ces mollusques n'appartiennent pas à un niveau bien déterminé; *Limnea longiscata* par exemple, le plus caractéristique de tous, existe depuis le Lédien jusqu'au Sannoisien.

Toutefois, par comparaison avec ce qui a été observé ailleurs, on arrive à la certitude que le calcaire du lac Ter se rattache au Sannoisien, faciès d'eau douce du Lattorfien. DREYFUSS (100) décrit dans la Haute-Saône, un calcaire à limnées qui, outre un grand nombre d'autres espèces, possède en commun avec celui du lac Ter les formes suivantes:

<i>Limnea longiscata</i> .	<i>Planorbis obtusus</i> .
» <i>pyramidalis</i> .	<i>Hydrobia</i> , sp.
» <i>acuminata</i> .	

soit cinq, sur les huit qu'indiquent NOLTHENIUS et JACCARD. L'équivalence stratigraphique des deux terrains ne fait pas de doute. Or, DREYFUSS parvient à démontrer que le faciès à limnées, passe latéralement à des travertins contenant des plantes oligocènes et qu'il est superposé à des calcaires à *Cyprès*, authentiquement sannoisiens, d'où il conclut que le premier appartient lui aussi au Sannoisien. Nous pouvons en faire autant en ce qui concerne le calcaire du lac Ter.

Toute observation nouvelle sur le terrain étant exclue, nous n'avons rien à ajouter aux descriptions de JACCARD et de NOLTHENIUS, si ce n'est le résultat de l'examen micrographique d'un échantillon recueilli par NOLTHENIUS et conservé au musée de Lausanne. Il s'agit d'un calcaire blanc, microgrenu. Dans certaines zones, on remarque un début de recristallisation, avec formation de grumeaux; ces derniers sont souvent entourés d'un liséré de calcite, ou bien ils prennent l'apparence de pseudoolithes à gros noyaux indifférenciés, avec une couronne plus sombre. Nous n'y avons trouvé aucune trace d'organisme. Le traitement par HCl laisse un faible résidu argileux et un assez grand nombre de grains de quartz de très petite taille.

III. La gompholithe du Lieu et de l'Abbaye.

1° La gompholithe du Lieu.

Dans le « Texte explicatif de la feuille XI » (118), JACCARD signale, près du lac Ter, une sorte de béton calcaire, qu'il considère comme un amas de matériaux glaciaires particulièrement compacts. NOLTHENIUS (55) constate qu'il s'agit d'un conglomérat tertiaire dans le genre de ceux qui ont été décrits dans le Jura neuchâtelois sous le nom de gompholithe. Après lui, RAVEN (107) a découvert un lambeau du même terrain en territoire français, dans l'alignement de celui du lac Ter.

Outre le gisement de JACCARD et NOLTHENIUS, nous en avons trouvé plusieurs analogues dans la région comprise entre le Lieu et le Solliat. Deux d'entre eux situés à la Grand Sagne (2 km SE du Lieu) et au Curtil Neuf (1 km plus loin) sont partagés par la route et de ce fait, peuvent être étudiés avec profit. Un troisième se trouve à la Bourgeoise (S de la Grand Sagne), dans une position tectonique intéressante, sur laquelle nous aurons à revenir. Quant aux petits pointements visibles au NE de la Grand Sagne, ils correspondent sans doute à un amas important, recouvert de glaciaire.

L'étude de ces gisements nous a montré que ces conglomérats présentent certaines analogies avec ceux du synclinal du Locle, mais qu'ils possèdent aussi des caractères propres qui les différencient très nettement des formations similaires décrites jusqu'ici.

a) Les galets. La taille des éléments varie beaucoup, depuis celle d'un grain de sable jusqu'à un diamètre de 50 à 70 cm, mais dans la grande majorité des cas, elle ne dépasse pas la grosseur du poing.

Leur forme est restée anguleuse, mais les angles sont toujours émoussés. Le degré d'usure semble varier d'un niveau à l'autre.

La gompholithe neuchâteloise contient presque exclusivement des cailloux jurassiques; chez nous, au contraire, la proportion est renversée au bénéfice du Crétacé. Au Curtil Neuf par exemple, sur cent galets examinés, trois seulement proviennent du Malm. A la Grand Sagne, les morceaux de calcaire noirâtre et siliceux du Portlandien supérieur sont un peu plus fréquents, mais l'énorme majorité des éléments est originaire des niveaux les plus résistants du Berriasien, de l'Hauterivien et de l'Urgonien.

Il existe du reste une relation directe entre la provenance des galets et la position du gisement. Ainsi, la gompholithe du lac Ter est faite en grande partie de fragments du calcaire urgonien sur lequel elle repose, tandis qu'à Combenoire c'est le Valanginien qui domine aussi bien dans le conglomérat que parmi les affleurements voisins.

b) Stratification. La stratification existe réellement, mais elle n'est pas toujours très nette. A la Grand Sagne, dans la coupe de la route, les galets sont grossièrement triés par rang de taille et disposés en bancs à peu près verticaux, parmi lesquels sont intercalés plusieurs niveaux d'argile gréseuse détritique, avec de petits feuillet d'argile ou de grès à peu près purs. Dans les zones où les éléments sont les plus grossiers, la stratification fait place à une accumulation confuse de blocs de toutes tailles.

Il n'en demeure pas moins que la plus grande partie de ces matériaux ont été disposés primitivement en couches subhorizontales, qui ont été redressées par la suite. Le plongement est variable, car les bancs ont été disloqués lors du plissement. A la Grand Sagne, on peut mesurer des inclinaisons de 60°—80° E et 80° W.

c) Ciment. Dans certaines zones, les galets de toutes tailles sont juxtaposés si exactement, qu'il ne reste pour ainsi dire pas de place pour une substance intersticielle. Ailleurs au contraire, les éléments de la roche sont réunis par un ciment relativement abondant, dont l'étude est particulièrement suggestive pour ce qui concerne les conditions de sédimentation de la gompholithe.

Son aspect est celui d'un calcaire grossier, jaunâtre ou grisâtre, analogue à certains faciès du Berriasien. L'étude des coupes minces, montre une structure graveleuse. Une pâte calcitique hyaline enveloppe une profusion de microéléments de toutes natures: oolithes caractéristiques, parfois usées, fragments de roches et de coquilles, grains de limonite et de quartz, plaques d'encrines ou d'échinides, débris de coraux, de colonies d'algues ou de bryozoaires. Tout cela est remanié, fréquemment imprégné de glauconie ou entouré d'une enveloppe concrétionnée.

On remarque en particulier de petits morceaux de calcaire à fissurines du Cénomanien. D'autres foraminifères se rencontrent dans la pâte: operculines, miliolles, textulaires, globigérines.

Reste à déterminer l'origine des restes organiques et de la glauconie du ciment. S'agit-il d'un matériel crétacé remanié comme les galets, ou bien d'un apport du milieu de sédimentation? Il n'est pas possible de le dire avec certitude, c'est pourquoi nous ignorons encore si la gompholithe a été sédimentée en milieu marin ou en eau douce.

d) Situation tectonique. Tous les amas de gompholithe se trouvent dans le synclinal du Solliat, y compris celui que RAVEN (107) a signalé dans la région française. Leur contact avec les terrains sous-jacents n'est presque jamais visible, mais on peut être sûr qu'il est toujours discordant.

A ce point de vue, c'est le gisement de la Bourgeoise (2 km SW du Lieu) qui présente le plus grand intérêt. Effectivement, il repose sur la trace de la grande faille qui sépare le remplissage crétacé du synclinal, du Portlandien de l'anticlinal de la Côte (fig. 17, coupes 5 et 5a). En vérité, il existe deux lambeaux distincts de conglomérat, un sur chaque levre, séparés par une bande de gazon qui correspond justement à l'emplacement de la faille. Pourtant on peut être certain qu'à l'origine, ces deux gisements n'en formaient qu'un seul, placé en travers de la cassure et que c'est cette dernière qui les a séparés en jouant tardivement.

e) Conditions de sédimentation. JULES FAVRE (84) admet que la gompholithe du Locle a pris naissance au pied d'une falaise. Dans notre cas, cette opinion est également valable. De tels amas de blocs anguleux, de toutes dimensions, n'ont pu se produire que par l'accumulation d'éboulis dans l'eau.

La prépondérance des éléments crétacés et la localisation des gisements dans le vallon du Solliat militent aussi en faveur de cette explication. Il faut donc admettre que des amoncellements de cailloux ont pu se produire dans une nappe d'eau occupant alors la vallée de Joux en certains points favorables de la rive occidentale, au contact des roches crétacées. Au Locle, les conglomérats forment deux bandes à peu près continues sur les deux bords du synclinal. Pourquoi n'en est-il pas de même chez nous? Sans doute, les conditions ne furent-elles pas favorables partout à l'érosion littorale.

Si les falaises avaient été attaquées par les vagues d'une façon continue, nous aurions des accumulations de cailloux beaucoup plus grossières et mal stratifiées; si d'autre part, la sédimentation s'était produite sur une plate-forme littorale ordinaire, les galets seraient arrondis et pas seulement émoussés. C'est pourquoi nous sommes amené à admettre que le dépôt s'est effectué dans des conditions de tranquillité relative, que l'on peut attribuer à la profondeur de l'eau ou au fait que dans un bassin aussi abrité que devait l'être celui de la vallée de Joux, le brassage superficiel de l'eau ne pouvait être bien considérable.

Nous pensons aussi que ces conditions étaient variables; les couches de galets isométriques ont dû se former en périodes de basses eaux ou de calme, tandis que les amas hétérogènes correspondent à des circonstances inverses, qui entraînèrent une démolition plus intense des calcaires riverains.

Les niveaux de grès argileux rubéfiés doivent être envisagés comme des matériaux terrigènes qui se déposèrent au moment où l'érosion littorale était réduite au minimum. Effectivement, ils sont constitués par de l'argile rouge mélangée à des grains de calcaire et de quartz arrondis, chez lesquels on retrouve des formes éoliennes caractéristiques. En somme, il s'agit simplement d'un faciès sidérolithique remanié par lessivage de la surface exondée et par sédimentation ultérieure dans la zone littorale.

2° Les poudingues, grès et marnes de l'Abbaye.

En 1891, SCHARDT publia une petite note (24) sur un terrain tertiaire observé dans la vallée de Joux; il s'agissait de marnes rouges et jaunes panachées, de grès calcaires et de poudingues, dont l'auteur était tenté de faire de l'Aquitaniens, par rapprochement avec les faciès analogues de la molasse rouge du pied du Jura.

Actuellement, cet affleurement est réduit à un pointement de grès et de poudingue et à quelques traces de marne jaunâtre, contre le versant d'un petit vallon, près de la route de l'Abbaye au Pont. Dans ces conditions, NOLTHENIUS est excusable de ne l'avoir pas retrouvé. Il est probable cependant que ces terrains sont beaucoup plus étendus et qu'ils forment une partie du triangle limité par la rive du lac et les deux branches de la route du Mollendruz.

a) Grès et poudingue. Le grès est un agrégat de grains de quartz arrondis, parfois éoliens, réunis par un ciment de calcite et accompagnés d'autres éléments détritiques d'origine jurassienne et de débris organiques remaniés, fragments de coquilles de coraux, colonies de bryozoaires, plaques d'encrines. On y trouve aussi de petits galets de Cénomanien, mais en plus grand nombre et en meilleur état que dans la gompholithe du Lieu. La glauconie n'y est pas rare non plus, ainsi que les mêmes foraminifères.

Ce grès passe latéralement à un véritable poudingue monogénique jurassien, que l'on serait tenté d'identifier à la gompholithe du Lieu. Il en diffère par la taille de ses éléments qui ne dépasse pas 5 cm et surtout par leur forme beaucoup plus arrondie, indice d'un faciès proprement fluvatile.

Toutefois, ces deux groupes de terrains, gompholithe du Lieu, poudingue et grès de l'Abbaye, ont un air de parenté; leurs éléments ont la même origine; leurs faunes de foraminifères sont pareilles. C'est pourquoi, il y a lieu de croire qu'ils ont pris naissance en même temps, mais dans des circonstances différentes; les premiers au pied d'une falaise; les seconds sur une plage ou dans un delta. Ce seraient donc deux faciès d'une même formation.

b) Les marnes. L'affleurement de l'Abbaye possède aussi des marnes grises, panachées de jaune, en position stratigraphique confuse par rapport au grès. Elles contiennent aussi du calcaire et du quartz clastique en grains très fins et un peu de mica. Nous n'y avons trouvé aucun fossile.

3° L'âge des gompholithes et des grès du Lieu et de l'Abbaye.

Les seuls fossiles que nous ont fournis ces terrains sont des débris de tests, de coraux, de bryozoaires et des foraminifères, tous suspects d'avoir été remaniés. Au surplus, ni les uns, ni les autres n'étant exactement déterminables, il ne faut pas songer à vouloir donner, par ce moyen, un âge tant soit peu précis aux dépôts qui les renferment. La seule solution possible est de comparer ces terrains à d'autres du même genre dont on connaît la position stratigraphique.

A ce propos, deux interprétations sont possibles. La première (interprétation A) est la conclusion à laquelle nous a conduit l'étude lithologique comparée à celle des terrains analogues du pied du Jura vaudois. La seconde (interprétation B) nous a été proposée par M. le professeur BUXTORF, Président de la Commission géologique, pour tenir compte de la similitude de leur position tectonique et de celle des gompholithes neuchâteloises.

Nous croyons utile d'exposer ici ces deux manières de voir.

Interprétation A. L'idée de SCHARDT (71) était que le gisement de l'Abbaye correspondait stratigraphiquement à la molasse rouge et aux conglomérats du pied du Jura, dont on trouve une description récente dans l'ouvrage de CUSTER (57, p. 25 et 34). C'est un fait qu'il existe de grandes ressemblances entre ces gompholithes, quelle que soit leur provenance. A cet égard la comparaison micrographique de deux échantillons, l'un de l'Abbaye, l'autre d'Orbe au pied du Jura, est extrêmement frappante. Tous deux contiennent les mêmes éléments, grains de quartz, glauconie, débris de crinoïdes, foraminifères, avec un plus grand nombre de granules limoniteux dans le second. La forme des galets trahit aussi une origine commune; dans les deux, on retrouve des grains arrondis par l'érosion éolienne, quoique dans une proportion supérieure à Orbe ¹⁾.

La molasse rouge du pied du Jura où se trouvent intercalés les niveaux de gompholithe, a pu être datée par SCHARDT et CUSTER (loc. cit.) par la présence de mollusques d'eau douce dans des niveaux marneux. Le premier l'attribue à l'Aquitanién, le second au Chattien ou au Rupélien.

Des récentes recherches de HÜRZELER ²⁾ de Bâle ont donné des résultats plus précis. Dans la vallée du Talent, aux environs du village d'Eclagnens, HÜRZELER a découvert à la base de la molasse oligocène, une faune de petits mammifères caractéristiques du Stampien moyen, ainsi qu'un niveau saumâtre à *Cyrena*. La gompholithe du pied du Jura, intercalée dans la molasse inférieure appartient donc elle aussi au Stampien.

Quant aux terrains analogues de la vallée de Joux, il semble bien qu'on puisse leur attribuer le même âge, pour autant que la similitude des faciès permette de les identifier à ceux du pied du Jura.

A cette réserve près, les gompholithes du Lieu et de l'Abbaye dateraient donc du Stampien moyen dont elles représenteraient en quelque sorte le faciès transgressif.

¹⁾ La présence de grains éoliens dans la gompholithe du pied du Jura a été signalée récemment par BERSIER (117).

²⁾ J. Hürzeler: Alter und Fazies der Molasse am Unterlauf des Talent zwischen Oulens und Chavornay. — Ecl. geol. helv., vol. 33, n° 2, p. 191, 1940.

La présence de cyrénidés dans la molasse stampienne du Talent trahit des influences marines. Il n'est donc pas exclu que nos gompholithes se soient déposées en milieu marin, comme semble l'indiquer l'existence de la glauconie.

Interprétation B. Dans le paragraphe suivant, nous verrons qu'il existe de grandes analogies entre les gompholithes et les marnes que l'on trouve près du lac Brenet et les terrains tertiaires du Locle, attribués par J. FAVRE à l'Helvétien supérieur (116, p. 7). On peut se demander si les gompholithes du Lieu, quoique très différentes d'apparence, ne leur sont pas chronologiquement semblables. On serait tenté de le croire en constatant qu'elles occupent la même position tectonique que celles du Locle, en discordance sur les terrains plissés jurassiques et crétacés.

Ainsi, l'âge de la gompholithe n'a pas pu être déterminé avec exactitude. Si l'on s'en tient aux analogies de faciès, on n'hésite pas à la rattacher au Stampien moyen, au risque de se trouver en opposition avec les idées généralement admises.

Au contraire, si l'on considère de préférence sa situation tectonique, on est obligé de reconnaître une réelle analogie avec les terrains similaires du Locle. La gompholithe serait alors helvétique.

Ces arguments ne sont ni les uns, ni les autres, assez péremptoirs pour que l'on puisse conclure en faveur de l'une ou de l'autre des hypothèses. La question reste donc ouverte jusqu'à ce que la découverte de fossiles permette de les contrôler.

Au demeurant, l'intérêt de la gompholithe est surtout d'ordre tectonique; celle du Lieu repose en discordance sur le Crétacé du synclinal et sur la trace d'une faille importante qui sépare le synclinal du Solliat de l'anticlinal de la Côte; cela implique une sédimentation postérieure au plissement qui a donné à ces deux plis jurassiens leur individualité. Mais le fait que la gompholithe est elle-même redressée, démontre son ancienneté par rapport aux mouvements orogéniques jurassiens plus récents.

Ainsi, la gompholithe marquerait en quelque sorte l'intervalle qui a séparé deux phases de plissement du Jura.

IV. Le Miocène (Helvétien?) du lac Brenet.

Dans son texte (55, p. 83) et sur sa carte, NOLTHENIUS donne la coupe de la conduite d'amenée des eaux du lac Brenet¹⁾, d'après les observations faites par SCHARDT lors des travaux de percement. De l'W à l'E, cette galerie souterraine a rencontré quelques mètres de Crétacé probablement éboulé, puis une longue série de marnes et de poudingues, qui prend fin au contact de l'Urgonien par une mince couche de molasse grise et de marne noire. D'après l'avis de SCHARDT, NOLTHENIUS rattache ces terrains à l'Aquitarien.

Il nous a été impossible naturellement de vérifier ces observations, mais nous avons pu en faire d'analogues dans le tunnel du chemin de fer pendant les travaux d'électrification de la ligne le Pont-Vallorbe. Sur une longueur de 174 m à partir du portail ouest (fig. 23), le tunnel traverse des terrains identiques à ceux que signale NOLTHENIUS. Malheureusement, nous n'avons pas eu la possibilité d'en relever une coupe complète, ni d'y faire des mesures de pendage. Mais ces recherches nous ont permis de recueillir un grand nombre d'échantillons, auxquels il faut ajouter ceux que recueillit autrefois M. LUGEON dans les déblais de la galerie d'amenée du lac Brenet.

D'emblée, on peut distinguer plusieurs faciès que nous allons examiner successivement.

1° La molasse. Nous n'avons pas trouvé la molasse en place, contrairement à SCHARDT qui en signale un banc à 20 cm de l'Urgonien. Les deux échantillons qui sont en notre possession ont été récoltés dans les déblais, mais nous avons des raisons de croire qu'ils proviennent de la zone de contact avec le substratum de Malm (fig. 23).

Il s'agit d'un grès verdâtre, assez grossier, laminé par places, formé de quartz clastique associé à du feldspath abondant et très altéré et à un peu de chlorite, mais sans aucun élément typiquement

¹⁾ Cette galerie part de l'extrémité orientale du lac Brenet vers l'E, puis se dirige vers le NE jusqu'au Crêt des Alouettes. Son emplacement est indiqué dans la notice explicative de la carte, figure 1.

jurassien. Rien ne permet de préciser son âge et son origine. Au Locle (84) des formations semblables existent au Burdigalien et au Vindobonien inférieur; à Ste-Croix, RITTENER en signale également dans le Burdigalien (83).

2° Les marnes. La série tertiaire du tunnel est constituée presque entièrement par des marnes plastiques de teintes variées, vertes, bleuâtres, jaunes ou rouge brique, avec des traces de mica. Presque tous les niveaux contiennent des galets roulés de Malm ou de Crétacé jurassiens dont la taille peut aller jusqu'à 5 cm de diamètre. On y trouve aussi assez fréquemment des paquets de gypse fibreux, accompagnés parfois d'un calcaire crayeux pétri de petits cristaux de gypse. L'absence de toute trace organique s'accorde bien avec le caractère détritique du faciès.

Un terrain du même genre a été décrit par J. FAVRE (84) au Locle, en alternance avec des niveaux de gompholithe miocène.

3° Les conglomérats. NOLTHENIUS n'indique pas moins de six niveaux de poudingue dans la galerie; nous-même n'en avons trouvé qu'un seul dans le tunnel, absolument identique à l'un des échantillons de NOLTHENIUS, mais il se peut que d'autres aient échappé à nos recherches. Ce sont des calcaires conglomératiques, à pâte fine teintée de rose, parfois un peu grumeleuse.

De petits galets usés y sont disséminés; une couche concrétionnée de même couleur que celle du ciment les entoure d'une enveloppe concentrique ondulée, ce qui a valu à ces formations le nom de poudingues ou gompholithes pralinés.

Ces caractères correspondent très exactement à ceux des gompholithes à *Microcodium elegans*, GLÜCK., du Locle, décrites par J. FAVRE, BOURQUIN et STEHLIN (116, p. 7). Malheureusement, nous n'avons pas pu découvrir dans les échantillons provenant du tunnel ou de la galerie, le moindre vestige de ces algues intéressantes.

4° L'âge des terrains du lac Brenet. Rien ne nous autorise à placer la molasse dans un étage, plutôt que dans un autre. Toutefois, il est à peu près certain qu'elle est située au-dessous des marnes et des poudingues.

À défaut d'autres indices, et en attendant que de nouveaux échantillons nous fournissent d'éventuels fossiles, on peut attribuer les marnes et les poudingues pralinés à l'Helvétien supérieur, par analogie de faciès, avec les gompholithes du Locle.

Dans ce cas, ces terrains se seraient sédimentés, dans un milieu, sinon franchement marin, tout au moins saumâtre comme ceux du Jura neuchâtelois. Cela est en accord avec la présence de gypse.

5° Interprétation orogénique. A l'égal des gompholithes du Lieu, les terrains tertiaires du lac Brenet ont surtout un intérêt orogénique. La figure 23, page 102, qui représente la coupe longitudinale du tunnel montre qu'ils s'appuient en discordance à une arête de Malm et qu'ils sont eux-mêmes recouverts, en discordance également, par une masse de Crétacé charrié. Grâce aux observations de SCHARDT dans la galerie, nous savons qu'ils ont été plissés ou redressés, eux aussi.

La deuxième partie de ce travail (p. 100) nous apprendra que l'anticlinal jurassique de la Côte, qui sépare les deux vallons principaux de la vallée de Joux, s'est formé lors d'une première phase orogénique, puis qu'il a été arrasé dans la région située à l'E du Pont. C'est son prolongement, réduit à une petite arête de Malm, que rencontre le tunnel. Au contraire, le Crétacé charrié a été déplacé, lors d'une deuxième poussée orogénique, par-dessus l'anticlinal jusque sur les terrains tertiaires. Ceux-ci datent donc de l'époque intermédiaire, c'est-à-dire de la période de repos orogénique et d'activité détritique, succédant à un premier plissement de la chaîne et précédant la phase finale.

Cette question sera reprise ultérieurement dans le chapitre 12, lorsque la tectonique de cette région aura été étudiée.

V. Résumé et conclusions.

La vallée de Joux possède cinq types de terrains tertiaires.

1° Le Sidérolithique est représenté par des bolus, des brèches limoniteuses et un gisement de huppersand, grès siliceux de décalcification, stériles les uns et les autres. On s'accorde généralement à les attribuer à l'Eocène.

- 2° Le Sannoisien (Lattorfien) du lac Ter, calcaire d'eau douce à *Limnea longiscata*, est daté sans équivoque par sa faune de Mollusques.
- 3° La gompholithe du Lieu, les grès, marnes et poudingues de l'Abbaye sont vraisemblablement les témoins d'une transgression de l'Oligocène moyen (Stampien) ou du Miocène (Helvétien).
- 4° La molasse du tunnel des Epuisats et de la galerie du lac Brenet n'a pas pu être déterminée.
- 5° Les marnes gypseuses à galets et les poudingues pralinés de même provenance ont été attribués provisoirement à l'Helvétien supérieur, en raison de leur ressemblance avec les faciès que J. FAVRE a étudiés au Locle.

A l'exception de la molasse (4) qui contient du quartz et des feldspaths, tous ces terrains sont d'origine jurassienne, en ce sens que leurs éléments, du moins ceux qui sont assez gros pour que l'on puisse juger de leur nature, sont des fragments de roches indigènes.

La situation tectonique des divers gisements de gompholithes, grès, marnes et molasses (3, 4, 5) est telle, qu'on peut affirmer que ces terrains ont été sédimentés postérieurement à une première phase de plissement du Jura, mais que leur dépôt a précédé les derniers mouvements orogéniques du Pontien et du Pliocène (voir chap. 12).

Cette série est trop incomplète pour qu'il soit possible de tenter une reconstitution paléogéographique tant soit peu exacte. Elle nous apprend seulement qu'à la période continentale et sub-désertique correspondant au Sidérolithique, succède une époque plus humide, caractérisée par des nappes d'eau douce (Sannoisien). Puis une transgression se produit à l'Oligocène (Stampien ?), succédant à une première phase de plissement du Jura. On ignore ce qui s'est passé ensuite, pendant l'Oligocène supérieur et le Miocène. S'est-il produit une sédimentation continue comme sur la plaine suisse ? On ne sait. Les seuls témoins de cette époque sont les terrains du lac Brenet, molasse, gompholithe et marnes. Par sa teneur en éléments d'origine alpine, la molasse témoigne d'une communication facile avec le bassin molassique, tandis que la gompholithe et les marnes gypseuses révèlent une sédimentation locale, sans apport extérieur.

Chapitre 5.

Le Quaternaire ¹⁾.

Les terrains quaternaires sont représentés dans la vallée de Joux par des accumulations glaciaires et fluvioglaciaires qui recouvrent la plus grande partie du fond de la vallée, le bas de ses versants et remplissent le vallon du Solliat. Dans les chaînes, les matériaux morainiques forment aussi des amas importants, témoins de l'existence d'anciens glaciers secondaires.

Il s'agit le plus souvent de graviers ou de marnes calcaires. Dans le thalweg, ces formations peuvent être confondues avec des dépôts plus récents, tandis qu'ailleurs, elles constituent des collines morphologiquement émoussées qui se distinguent facilement des calcaires en place. Du reste, leur surface coïncide le plus souvent avec celle qui a été défrichée et transformée en prairies ou en pâturages, tandis que les étendues où affleurent les calcaires jurassiques ou crétacés, ont conservé leur revêtement forestier.

I. Le glaciaire.

1° Historique. La présence de matériaux morainiques d'origine jurassienne dans la vallée de Joux signifie que des glaciers locaux l'ont occupée autrefois. Jusqu'ici, l'existence de tels glaciers a été ignorée ou niée par quelques auteurs, signalée par d'autres ; mais elle n'a jamais fait l'objet d'une étude détaillée et systématique qui puisse donner une idée du phénomène glaciaire dans une vallée jurassienne. AGASSIZ (4, 6) et VENETZ (5) ont été, sauf erreur, les premiers à signaler les traces de glaciers proprement jurassiens.

¹⁾ Le Quaternaire a fait l'objet d'une note préliminaire (66).

On s'étonne de trouver, dans les «Observations géologiques» de JACCARD (11), l'indication que la vallée de Joux est remplie de blocs erratiques alpins; il est vrai que dans d'autres ouvrages (14, 26), le même auteur rectifie ses premières observations en signalant la présence, dans la même région, d'un abondant matériel erratique jurassien. En 1883, l'abbé BOURGEAT (73) découvre les vestiges de plusieurs fleuves de glace descendus de la Dôle, du Noirmont et du Risoux, se rejoignant sur le plateau des Rousses, pour fluer ensuite dans la direction de Morez; il omet de dire que la majeure partie de cette glace devait s'écouler dans la vallée de Joux.

GAUTHIER (22, 30) admet l'existence d'un glacier propre à la vallée de Joux, dont il signale très exactement quelques moraines, mais sans reconnaître toute son importance. Au contraire, MACHAČEK (43) pense que ce glacier devait être assez volumineux pour submerger la Côte et remplir le vallon du Solliat en même temps que celui du lac.

2° Glaciers alpins et glaciers jurassiens. L'étude du glaciaire de la vallée de Joux revêt un intérêt particulier, du fait que ce bassin fermé est resté en dehors de la zone occupée par les glaciers alpins; du moins a-t-on motif de le croire, puisqu'on n'y a jamais trouvé le moindre galet d'origine étrangère.

Le glacier qui a occupé la vallée était donc strictement jurassien, tout en restant en quelque sorte fonction du glacier rhodanien, auquel il se joignait et qui devait jouer à son égard le rôle d'un niveau de base. Il importe donc de connaître en premier lieu les limites et l'altitude du glacier du Rhône, avant de tenter d'étudier celui du Jura.

Les dépôts morainiques alpins du versant du Jura se rattachent aux deux dernières glaciations, le Riss et le Wurm.

3° Glaciation rissienne. Les moraines rissiennes sont réduites à quelques blocs erratiques disséminés contre les crêtes du Jura et à l'intérieur de la chaîne; ils indiquent que le glacier qui les a déposés, atteignait une altitude maximum de 1400 m environ au Chasseron, et qu'il descendait insensiblement vers le N et vers le S (PENCK et BRÜCKNER, 48). Dans les zones où la chaîne s'abaisse au-dessous de ce niveau — dans la région comprise entre le Chasseron et le Mont d'Or, par exemple —, le glacier a pu pénétrer à l'intérieur du Jura et le submerger sur de grandes étendues.

Dans le voisinage de la vallée de Joux, les traces du glacier rissien sont minimales; on ne peut vraiment considérer comme telles que les quelques blocs de cristallin que l'on a découverts dans le Jura français, dans la vallée de la Bienne (48, p. 484). En ce qui nous concerne, le plus intéressant est celui qui a été signalé par l'abbé BOURGEAT (80) près du village des Rousses, c'est-à-dire dans le prolongement français de la vallée de Joux. Fait à noter, tous ces vestiges rissiens se trouvent au débouché ou dans le prolongement du col de St-Cergue-la Cure, ce qui laisse supposer que le glacier réussit à franchir ce passage, à l'altitude de 1238 m.

Quant au groupe de blocs erratiques du Mont Tendre dont BRÜCKNER, sur la foi de la carte topographique, faisait un des principaux points de repère du niveau rissien, nous avons démontré ailleurs (65) qu'ils n'ont d'erratique que le nom dont les a gratifiés le topographe.

En dépit de cela, il faut admettre que le glacier rissien a submergé le Jura jusqu'à une altitude comprise entre 1300 et 1400 m et que selon toutes probabilités, il a franchi le col de St-Cergue (1238 m). Dans ces conditions, n'a-t-il pas réussi à pénétrer dans la vallée de Joux par les passages du Mollendruz (1180 m), de Pétra Félix (1150 m) et de Pierre Punex (1060 m), tous trois moins élevés que le col de St-Cergue? C'est ce que nous verrons plus tard.

4° Glaciation wurmienne. Le glacier wurmien a laissé des dépôts plus abondants et en meilleur état que les précédents. Leur altitude moyenne permet de situer celle du niveau de la glace à 1200 m environ.

Dans notre région, ils sont représentés par les moraines dont RITTENER a relevé l'existence contre le versant du Suchet (83). NOLTHENIUS (55) en a retrouvé le prolongement au N de Ballaigues, et le pendant sur l'autre flanc de la vallée de l'Orbe, sous la forme de blocs erratiques dont le plus élevé se trouve à l'altitude de 1210 m à l'W de Premier (5 km ESE de Vallorbe). Ainsi, la vallée inférieure de l'Orbe a été remplie, jusqu'à l'altitude approximative de 1200 m, par un bras du glacier

wurmien qui paraît s'être étendu assez loin dans la direction du col de Jougne; pourtant, BRÜCKNER pense qu'il ne l'a pas atteint (48, p. 441).

Fait curieux, le vallon de Vallorbe, c'est-à-dire la partie supérieure de la vallée de l'Orbe, et celui de Vaulion, dont l'altitude est pourtant bien inférieure à celle de la glace alpine, ne contiennent pas plus de cailloux alpins que la vallée de Joux.

NOLTHENIUS pense qu'il en existe réellement, mais qu'ils sont dissimulés sous une couche plus récente de moraine exclusivement jurassienne; mais quand on connaît les matériaux remaniés du pied du Jura, on ne peut souscrire à cette hypothèse. L'étude des glaciers de la vallée de Joux nous en fournira une autre.

Ce fait avait déjà frappé CHARPENTIER (2, p. 279) et il en trouvait l'explication, pour le cas de Vallorbe, dans l'action dissolvante de la source de l'Orbe.

Le versant sud-est de la première chaîne est extrêmement riche en matériaux glaciaires de toutes sortes: blocs erratiques alpins, moraines remaniées par le ruissellement ou par l'activité des petits glaciers jurassiens récurrents. Leur limite supérieure dans la région du Mollendruz reste comprise entre 1100 et 1200 m (bloc à 1220 m au Chalet Devant, 5 km SE de Vallorbe); pourtant, elle n'atteint pas le col lui-même (1180 m). A l'W, elle tend à descendre et sur le grand chemin qui s'élève au-dessus du village de Bière, elle ne dépasse pas 1050 m. Le niveau de la glace s'abaissait-il véritablement de la sorte? Cela paraît probable, mais il est impossible de dire pour quelles raisons.

Quoi qu'il en soit, on peut admettre que le glacier wurmien s'est élevé contre le Jura jusqu'à l'altitude de 1200 m environ. Pour ce qui concerne la frontière orientale de la vallée de Joux, c'est un fait acquis et c'est ce qui nous importe.

Dès lors, la question qui s'était posée à propos du glacier rissien se présente à nouveau: Pourquoi le glacier wurmien n'a-t-il pas pénétré dans la vallée de Joux?

5° Les terrains glaciaires jurassiens. Composés uniquement de matériaux autochtones, les terrains glaciaires que l'on trouve dans la vallée de Joux ont un aspect relativement uniforme; en tout cas, ils n'ont pas la variété des formations similaires d'origine alpine. Ils se présentent généralement sous l'aspect de graviers et de marnes de couleur crème, et ils sont en définitive le résultat de la trituration plus ou moins complète des diverses espèces de roches jurassiennes dont ils ont conservé la teinte. Dans le pays, ils sont connus sous le nom de «chaille»¹⁾.

Les traces de stratification résultant d'un remaniement de la moraine y sont très rares, même dans les formations superficielles; il faut donc croire que le ruissellement a été très faible sur le front et au fond du glacier. L'importance de cette remarque sera soulignée plus loin.

Bien que la «chaille» ait toujours le même aspect général, sa nature varie pourtant dans une certaine mesure, suivant sa position et les conditions dans lesquelles elle s'est formée. Au fond des vallons du Solliat et du lac de Joux, on en trouve une variété argileuse, plastique, crème ou bleutée, souvent accompagnée de petits cailloux striés; c'est de la moraine de fond typique. Surmontée de cailloutis qui la séparent de la tourbe ou de la terre végétale, elle forme le sous-sol de la plupart des prés humides et des tourbières, mais elle n'affleure que sur les rives de l'Orbe et de ses affluents.

Une autre espèce de «chaille» constitue les vallums et les innombrables collines disséminées dans les vallons, ainsi que le placage des versants. C'est un matériel plus sec, moins argileux, avec des cailloux et des blocs de toutes tailles, émoussés et souvent striés. Près de la surface, la moraine prend parfois un caractère grossier et graveleux avec des blocs plus nombreux; c'est la moraine superficielle.

On peut voir cela avec une netteté particulièrement frappante dans le vallon de la Lyonne, au S de l'Abbaye, où l'activité du ruisseau a tranché un gros amas de glaciaire. A la base se trouve, sur une vingtaine de mètres, de la moraine argileuse dure comme du ciment sur laquelle reposent 5 m de matériaux caillouteux. Le contact des deux couches est souligné par quelques petits suintements d'eau.

On peut donc parler de moraine profonde et de moraine superficielle, sans que pour cela il soit toujours possible de distinguer les deux variétés, car dans la plupart des cas, il y a passage graduel de l'une à l'autre.

¹⁾ A ne pas confondre avec le «Terrain à chailles» du Jurassique.

Partout où l'on peut observer la base du glaciaire, on constate que celui-ci repose sur des roches moutonnées, striées ou polies. En surface, ces traces de l'érosion par le glacier ont été presque partout effacées par les effets corrosifs de l'eau. Pourtant, les formes moutonnées sont encore distinctes en bien des endroits où l'érosion karstique n'a pas pu agir très efficacement; les plus belles se trouvent dans la région qui s'étend au S du Pont jusqu'au Mont du Lac, et le long de la rive nord-ouest du lac.

6° Le glacier de Joux. Parmi tous les vestiges glaciaires de la vallée de Joux, aucun ne paraît se rapporter à l'une ou à l'autre des glaciations antéwurmienne. Ainsi tout ce qui va être exposé concerne uniquement les glaciers de la période wurmienne.

La nappe de glace qui, à cette époque, a occupé la vallée de Joux, a laissé au fond du val et contre ses flancs, des traces impressionnantes de son activité qui vont nous permettre de reconstituer son histoire (fig. 10 et 11)¹⁾.

Sur le versant sud-est de la vallée, il existe une série de pâturages — les Mollards des Aubert, les Esserts, les Grands Mollards — qui doivent leur existence à des amas glaciaires disposés parallèlement à l'axe de la vallée. Cette traînée morainique des Grands Mollards est comprise entre les isohypses 1200 et 1300; elle est si caractéristique et si régulière que nous devons la considérer comme la moraine latérale du glacier — le glacier de Joux — qui remplissait la vallée jusqu'à cette hauteur.

Si cela correspond à la réalité, on devrait retrouver une moraine semblable sur l'autre versant; or, si les dépôts de glaciaire n'y manquent pas, aucun n'est comparable à la moraine des Grands Mollards. Les seuls qui pourraient être envisagés, sont les petits lambeaux de forme allongée qui se trouvent à l'altitude de 1250 m, au NW du Solliat.

Mais cette objection n'en est pas une, si l'on essaie de se représenter le glacier et surtout la façon dont s'édifiaient ses moraines. Sur le versant droit, le glacier recevait sans doute plusieurs affluents qui abandonnaient sur ses bords de nombreux matériaux; cet apport devait être particulièrement important au débouché des vallons latéraux, tandis que dans les intervalles il ne pouvait être très considérable. Cela se vérifie exactement; que l'on consulte la carte ou la figure 10 et l'on verra, en effet, que la moraine des Mollards acquiert son développement maximum en regard des petits cols qui traversent le chaînon des Petites Chaumilles, et qu'elle s'interrompt dans les régions qui correspondent aux points les plus élevés.

De l'autre côté, il en va tout autrement. La plus grande partie de la chaîne du Risoux était recouverte par le glacier; seule la région la plus élevée émergeait en formant un promontoire surbaissé de 200 m de haut. De telles conditions n'étaient donc guère propices au développement de glaciers secondaires qui auraient pu contribuer à alimenter la moraine du glacier principal.

Pour connaître l'extension de l'ancien glacier de Joux, il suffit de suivre l'isohypse de 1250 m; c'est ce que montre la figure 11. Le glacier occupait donc une immense surface; à l'W, ainsi qu'on vient de le dire, il submergeait une bonne partie de la chaîne du Risoux, par-dessus laquelle il se raccordait sans doute à d'autres glaciers français. A l'E, il devait rejoindre le glacier du Rhône par la grande dépression comprise entre la chaîne du Mont Tendre et le Mont d'Or, au milieu de laquelle le sommet de la Dent de Vaulion formait un nunatak.

Si l'on tient compte de la profondeur du lac et des alluvions du thalweg, on peut évaluer son épaisseur à 350 m au minimum. On est en droit de s'étonner qu'une telle accumulation de glace ait pu se produire dans un bassin d'alimentation relativement peu étendu. Pour cette raison, nous allons examiner si ce glacier obéissait aux mêmes lois d'écoulement et d'alimentation que les glaciers actuels des vallées alpines.

7° Alimentation et écoulement. Un fait nous frappe si nous comparons le niveau du glacier du Rhône contre le Jura et celui du glacier de Joux dans sa vallée, c'est leur concordance. La glace alpine s'élevait jusqu'à 1200 m au maximum; la glace jurassienne atteignait 1250 à 1300 m. Elle devait donc fluer vers la première, se joindre et se raccorder à elle pour ne former qu'une seule nappe continue.

¹⁾ Ces deux figures ont déjà été publiées dans le Bull. de la Soc. vaudoise des Sc. nat. (66).

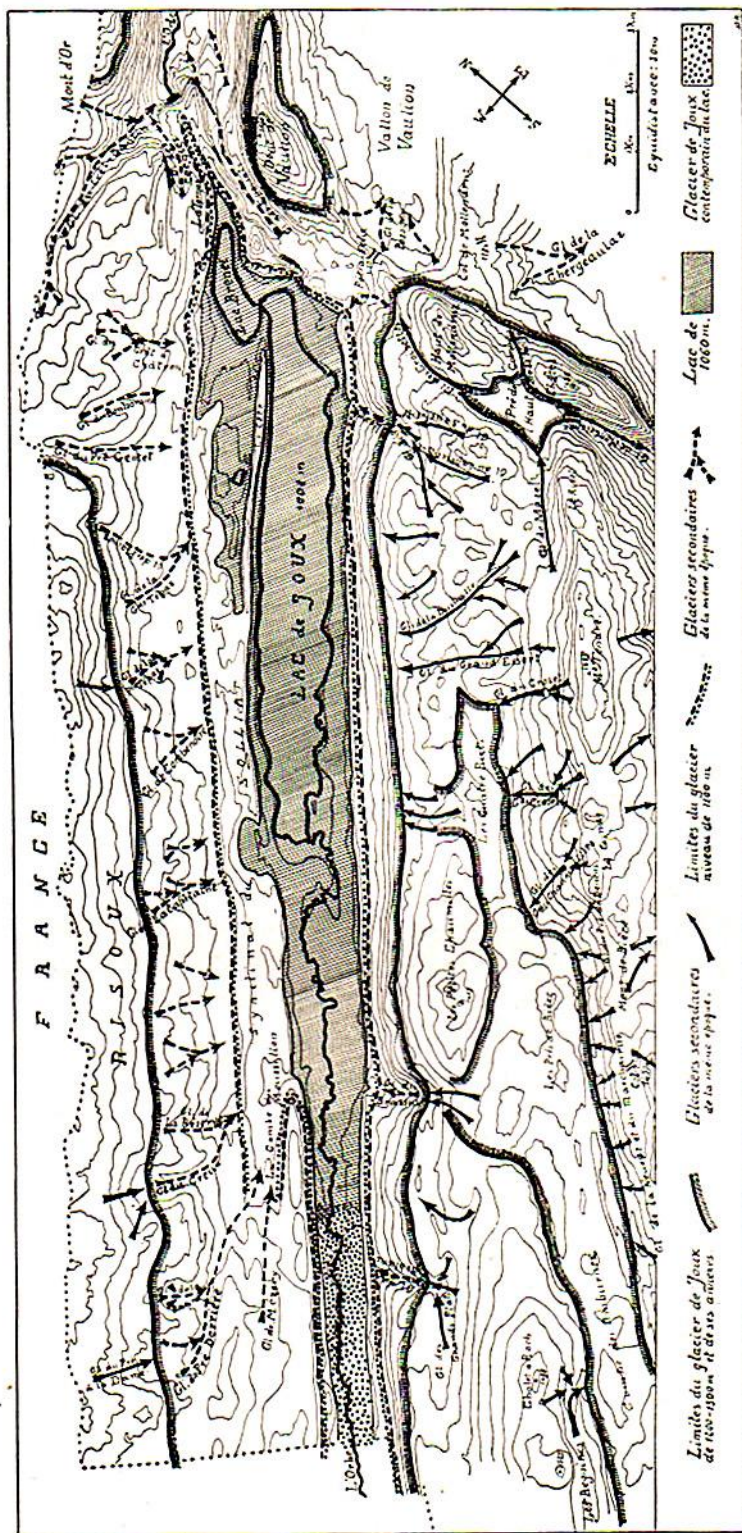


Fig. 11. Les glaciers quaternaires de la vallée de Joux.

C'est sous cet aspect que l'on peut imaginer ce glacier de Joux. Son écoulement se faisait donc par la large dépression de Mollendruz-Pétra Félix et par celle de Pierre Punex, mais ce mouvement ne pouvait être que très lent et voici pourquoi.

La vallée a une pente très faible; en outre, c'est un bassin fermé, c'est-à-dire que ses issues sont barrées par des seuils qui dominent le niveau du lac actuel de 140 m pour Pétra Félix et de 42 m pour Pierre Punex. Donc, avant de pouvoir s'échapper, la glace a dû s'accumuler dans la cuvette, en formant une sorte de lac glacé, et finalement ce n'est que le trop-plein de ce dernier qui a pu franchir le col le plus bas et rejoindre le grand glacier. Mais ce courant de décharge lui-même ne tarda pas à être interrompu par le glacier du Rhône et il en résulta sans doute une accumulation de glace plus considérable dans la vallée et, partant, une augmentation de son épaisseur jusqu'à un niveau sensiblement égal à celui de la glace alpine.

Ainsi le glacier de Joux n'était pas un glacier ordinaire; retenu par les seuils de Pétra Félix et de Pierre Punex, immobilisé par sa rencontre avec le glacier du Rhône, c'était une énorme masse à peu près horizontale, une nappe de glace presque stagnante, dont le niveau était fonction directe de celui du grand glacier. Lorsque celui-ci atteignait son maximum d'extension et que ses matériaux se déposaient à 1200 m contre le versant du Jura, le glacier de Joux s'élevait jusqu'à 1250 m et donnait naissance à la moraine des Grands Mollards.

Dès lors, le problème de l'alimentation se résoud de lui-même. Le glacier de Joux se formait sur le plateau des Rousses où il bénéficiait de l'apport des glaciers de la Dôle et du Noirmont; en cours de route, il recevait un grand nombre d'affluents descendus de la chaîne du Mont Tendre et dans une moins grande mesure, de celle du Risoux. Incapable de s'écouler rapidement pour les raisons qui viennent d'être dites, cette glace ne pouvait que s'amasser dans la vallée jusqu'à un niveau d'équilibre déterminé à la fois par celui du glacier rhodanien et par l'intensité de la fusion.

A ce propos, on peut remarquer que l'eau de fonte du glacier était dans l'impossibilité de s'écouler normalement sur le fond et de rejoindre par cette voie celle du glacier principal; les contre-pentes de Pierre Punex et de Pétra Félix s'y opposaient. Elle devait donc disparaître en profondeur par des fissures du calcaire comme le fait aujourd'hui l'eau de pluie, à moins qu'elle ne s'accumulât dans les parties profondes du glacier, jusqu'au niveau du seuil le plus bas, par lequel le trop-plein pouvait s'échapper. De toute façon, il est intéressant de relever qu'à cette époque déjà la vallée de Joux se comportait comme un bassin hydrologique fermé.

8° Contact du glacier jurassien et du glacier alpin. Connaissant les dimensions du glacier de Joux et la façon dont il s'écoulait, il nous sera possible maintenant de répondre à la question que nous avons formulée en constatant l'absence de matériaux alpins, non seulement à la vallée de Joux, mais également dans les vallons de Vaulion et de Vallorbe.

Pour cela, essayons d'imaginer ce qui s'est passé lorsque le glacier du Rhône parvint au pied du Jura. A ce moment, les vallées étaient sans doute occupées par des glaciers locaux, qui offrirent une première résistance à l'invasion rhodanienne. Puis, le glacier du Rhône s'éleva davantage et sa pression se fit de plus en plus menaçante. Il en résulta automatiquement, ainsi que nous l'avons admis pour le glacier de Joux, une surélévation du niveau de la glace indigène dont l'écoulement se trouvait interrompu, puis un renforcement de sa force de résistance en fonction directe de l'augmentation de la poussée glaciaire alpine.

Si l'on conçoit que le glacier rhodanien jouait le rôle de niveau de base pour les glaciers locaux et que par conséquent, ses crues et ses reculs déterminaient des réactions correspondantes chez les autres glaciers, on est bien obligé d'admettre que ces derniers ont été capables de tenir en échec le flot de glace étrangère et de l'empêcher de pénétrer dans la vallée de Joux et dans les vallons voisins.

Au premier moment, cette explication peut paraître un peu paradoxale; peut-on vraiment prétendre que le petit glacier local ait pu résister à la formidable pression du glacier du Rhône? Certainement, si l'on songe que, si loin de son origine, la glace alpine devait avoir perdu presque toute sa force vive initiale et qu'elle se comportait comme une énorme masse presque inerte, expansible du seul fait de

son propre poids et de sa fluidité. Dans ces conditions, il n'est pas étonnant que des culots de glace de même épaisseur, remplissant les vallées jurassiennes, aient pu lui faire obstacle.

L'explication qui vient d'être exposée est valable pour la période wurmienne; l'est-elle aussi pour le glacier rissien? C'est difficile à dire, puisque ce dernier a laissé si peu de traces de sa présence dans cette région.

Pourtant, tant qu'on n'aura pas découvert de vestiges alpins à la vallée de Joux, rien ne nous empêche de supposer que la glaciation rissienne a entraîné de la part des glaciers jurassiens, la même réaction que la glaciation wurmienne, avec des résultats identiques, soit l'impossibilité à la glace alpine de pénétrer dans la vallée de Joux.

9° Phase de récurrence. Lorsque le glacier du Rhône commença de se retirer, celui de Joux put vraisemblablement s'étendre jusqu'au pied du Jura. A vrai dire, nous n'avons pas retrouvé ses moraines terminales extrêmes, mais il est bien connu que certains glaciers jurassiens s'avancèrent à la suite des glaciers alpins, sur le territoire abandonné par eux. C'est ce que l'on appelle leur «phase de récurrence», que SCHARDT a étudiée autrefois (79) en lui attribuant une trop grande importance. On en voit des traces indiscutables au pied du Jura vaudois, à Montricher et à l'Isle par exemple (124).

Ce qui vient d'être dit du glacier de Joux permet de jeter une lumière nouvelle sur ce phénomène, dont on s'expliquait assez mal les causes jusqu'ici. En réalité, la récurrence ne fut qu'une crue factice en ce sens que les glaciers jurassiens ne subirent aucune augmentation de volume, mais que, n'étant plus retenus par la glace alpine, ils purent s'avancer de quelques kilomètres jusqu'à ce que leurs réserves fussent épuisées.

C'est sans doute ce qui s'est produit pour le glacier de Joux; libérée par la disparition du barrage de glace alpine, sa masse s'écoula plus loin, mais beaucoup plus vite et il en résulta automatiquement un abaissement du niveau de la glace et une véritable vidange du contenu de la vallée.

10° Stades de retrait. La débâcle du glacier de Joux fut enrayée par le barrage du col de Pierre Punex (1060 m), derrière lequel le niveau de la glace se stabilisa à 1100 m environ. Cela est confirmé par la disposition des moraines locales, mais cette fois c'est sur le versant gauche de la vallée qu'on le voit le mieux. Effectivement, les vallons du Risoux, par lesquels descendaient des glaciers secondaires, sont obstrués à leur débouché dans la vallée par des collines glaciaires longitudinales très significatives dont l'altitude moyenne est de 1100 m (fig. 10 et 11). Il s'agit sans doute des moraines de confluence de ces petits glaciers avec le glacier principal. L'observation des stries le démontre d'une autre manière. Dans le vallon du Solliat, 500 m au S de cette localité, nous avons découvert des stries, dont l'orientation SW-NE trahit le mouvement du glacier principal. Quelques centaines de mètres au NW de ce point se trouve un de ces gros amas de glaciaire (communs de Derrière la Côte), à l'issue du vallon de la Capitaine qui était justement parcouru autrefois par un petit glacier. Or, sous ce glaciaire, les stries n'ont ni la direction de la vallée principale, ni celle du vallon latéral, mais une orientation intermédiaire.

C'est bien la preuve que la colline glaciaire de la Capitaine est la moraine de confluence du glacier de Joux et de son affluent descendu du Risoux.

Sur l'autre versant de la vallée, les formations glaciaires, quoique assez abondantes à l'altitude de 1100 m, sont beaucoup moins caractéristiques, mais cela s'explique par des raisons de morphologie sur lesquelles il serait superflu d'insister.

Il est donc certain que le glacier de Joux a stationné pendant une période relativement longue à un niveau d'environ 1100 m. Dans cet état, il était encore capable de recouvrir toute la Côte dans la région comprise entre le Pont et le Brassus; mais en amont de cette localité, la Côte ayant une altitude supérieure à 1100 m, le partageait en deux branches, l'une occupant la vallée principale et l'autre descendant du vallon des Grandes Roches. La confluence se produisait à la hauteur du Brassus où effectivement, les accumulations morainiques atteignent un grand développement, sur la Côte de Chez Tribillet.

Le glacier de 1100 m n'atteignait pas le col de Pétra Félix (1150 m); en revanche, il pouvait encore franchir celui de Pierre Punex (1060 m), dans une faible mesure, il est vrai. La langue de

glace qui s'écoulait au revers de ce passage et qui représentait le trop-plein de l'accumulation de glace de la vallée de Joux ne mesurait pas plus de 40 à 50 m d'épaisseur. On peut supposer qu'elle ne descendait pas très bas. Les seuls témoins de son existence sont les petits lambeaux morainiques du Mont d'Orzeires. Mais peut-être a-t-elle contribué à approfondir par surcreusement, le petit bassin fermé du Mont d'Orzeires qui est actuellement rempli d'alluvions.

Quand la décrue se fut accentuée, au point que le niveau de la glace n'arriva plus à celui du col de Pierre Punex, le glacier resta confiné dans la vallée. Au début, il recouvrit le thalweg tout entier, puis, à mesure que son alimentation diminuait, il commença à se raccourcir et à se retirer dans la partie supérieure de la vallée. Au cours de cette opération, le glacier a abandonné une multitude de moraines dites de retrait qui subsistent aujourd'hui sous la forme de collines allongées qui émergent des formations tourbeuses et alluviales (fig. 16). La plupart de ces vallums étirés et alignés dans le sens longitudinal, sont des moraines latérales; la plus remarquable est celle du Crêt Meylan et du

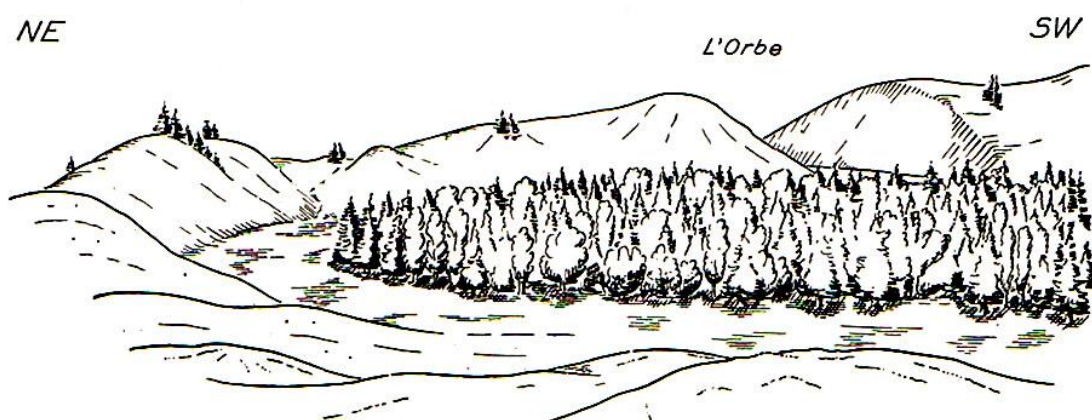


Fig. 12. L'arc morainique de la tourbière de Pré Rodet.

vieux cimetière, au N du Brassus. A plusieurs endroits, les moraines latérales sont réunies par un vallum transversal; l'ensemble prend alors l'aspect d'un arc terminal dont la dépression centrale est toujours occupée par une tourbière. Un exemple de ce genre est visible aux Crêtets, tout près de l'extrémité du lac et un autre près du hameau de Vers les Moulins, 500 m au SW du Sentier. Dans les deux cas, on a profité de la présence de la moraine terminale, surélevée par rapport au fond tourbeux, pour construire une route transversale. La figure 12 représente un troisième arc terminal qui dépasse de loin les deux premiers par la fraîcheur de ses formes et la netteté de ses remparts morainiques; il est indiqué à la limite occidentale de la carte, sur la rive gauche de l'Orbe. La tourbière boisée qui en occupe le centre a pris une forme allongée et arrondie à son extrémité, qui imite d'une façon frappante celle de la langue glaciaire. Cela confère à l'ensemble un relief étonnant.

Selon DELEBECQUE (78) le lac des Rousses, qui se trouve en France à 7 km de la frontière, serait, à l'instar de ces tourbières, un bassin de retenue morainique.

11° Les monts du lac. On appelle ainsi de curieuses collines sous-lacustres, disséminées le long des deux rives du lac. Leur altitude varie dans les limites de 996 m (Mt. des Ecuelles) et 1007 m (Mt. de la Baine), le niveau moyen du lac étant de 1008 m. Dans les années normales, le mont de la Baine est visible pendant l'été; les autres ne le sont que dans les années exceptionnellement sèches; ce fut le cas par exemple en 1921, où le niveau du lac descendit au-dessous de 1003 m, découvrant la plupart des monts de la région sud-ouest.

Les isohypses de la carte Siegfried montrent que la plupart de ces monticules sont allongés parallèlement au rivage, et disposés le plus souvent en chapelets longitudinaux.

Se basant sur ces caractères morphologiques, plusieurs auteurs ont déjà discuté de l'origine des monts du lac. FOREL (27) et NOLTHENIUS (55) par exemple, les considèrent comme des éminences

rocheuses, moutonnées et tapissées de matériaux morainiques, comme les collines du vallon du Solliat. MACHAČEK (43) en fait des moraines latérales du glacier de Joux. Quant à SCHARDT (27), il adopte la première explication pour les monts de la rive nord-ouest et la seconde pour les autres.

Nos recherches personnelles ne nous permettent pas de trancher la question d'une manière absolue, mais elles nous amènent à des conclusions assez voisines de celles de SCHARDT. Un fait est certain, c'est l'origine glaciaire des monts situés au large du hameau des Bioux. En effet, nous pouvons constater sur la carte qu'ils sont disposés en deux files longitudinales et que ces files se prolongent vers le SW, dans le thalweg, par quatre petites collines indiscutablement glaciaires, et qui ne diffèrent des monts proprement dits que par leur altitude, de quelques mètres supérieure. Tous ces monticules, qu'ils soient exondés ou submergés, appartiennent certainement au même système de moraines de retrait.

On peut se demander si l'autre branche de ce système n'est pas représentée par les monts de la rive opposée, qui font face à ceux des Bioux. Cela semble probable, car l'on sait qu'en surface tout au moins, ces collines sont faites de matériaux glaciaires ¹⁾.

Quant aux autres monts, rien ne nous autorise à nous prononcer sur leur origine. Pourtant, il est logique de penser que ceux des Ecuelles, de la Roche Fendue et de la Capite, situés au pied des escarpements de Malm de la Côte et au voisinage de la trace d'une faille importante, sont de nature rocheuse.

12° Les glaciers secondaires. Le glacier de Joux a été alimenté par une multitude de glaciers secondaires dont on trouve les traces — roches moutonnées ou striées, lambeaux de moraines — dans les petits vallons transversaux si fréquents sur les deux flancs de la vallée. La plupart ont été représentés par des flèches sur la figure 11, ce qui nous permet d'éviter de trop longs commentaires.

Le versant du Mont Tendre était parcouru par une douzaine au moins de ces petits glaciers qui prenaient naissance au pied des crêtes les plus élevées. Mais beaucoup d'entre eux devaient se perdre dans des dépressions synclinales ou des bassins fermés et se trouvaient ainsi dans l'incapacité d'atteindre directement le glacier principal. C'est ce qui a dû se produire notamment dans les grandes dépressions des Chaumilles-Pré de Bière et des Amburnex (cette dernière se trouve hors des limites de la carte géologique). Tous les glaciers qui convergeaient vers ces bassins y formèrent sans doute des nappes de glace semblables, toutes proportions gardées, à celle qui remplissait la vallée. Pour rejoindre le grand glacier, leur trop-plein s'écoulait par les ensellements des chaînons secondaires où subsistent du reste des vestiges du passage de la glace.

Toutefois, leur eau de fusion, comme celle du grand glacier, devait disparaître en grande partie au fond des cuvettes d'accumulation par les interstices du calcaire, et par là contribuait à en accentuer le caractère karstique. Un rapprochement s'impose entre cette constatation et la remarque qui avait été faite au début de ce chapitre, concernant l'absence de lévigation dans les matériaux morainiques. Il y a là à notre avis deux faits qui semblent être caractéristiques de la glaciation en bassin fermé: d'une part, la formation de nappes de glace stagnante, d'autre part, l'écoulement de l'eau par voie souterraine.

Sur le versant du Risoux, les glaciers secondaires ne purent atteindre leur plein développement que lorsque le glacier de Joux s'étant abaissé jusqu'à 1100 m, leur eût laissé suffisamment de place et d'altitude. A en juger par leurs moraines, il semble qu'ils acquirent alors une importance relativement grande.

Du fait de leur lenteur et de leur tendance à s'étaler pour former de grandes accumulations à peu près immobiles, les glaciers secondaires, comme du reste le glacier de Joux, ont été incapables de modifier le profil des dépressions qu'ils occupaient, selon le mode d'érosion glaciaire normal. Pourtant, il y a deux exceptions: le vallon des Epoisats et celui des Cernies, le premier à l'E, le deuxième au N du Pont. L'un et l'autre sont des ravins rapides et encaissés où l'on voit effectivement une série

¹⁾ Sur le Mt. de la Baine, on peut le constater à chacune de ses émergences; les connaissances que nous avons des autres monts résultent des observations judicieuses que M. JAMES GOLAY a faites en 1921 et qu'il nous a aimablement communiquées.

d'auges glaciaires, séparées par des verrous, rudimentaires c'est vrai, mais qui témoignent avec une netteté suffisante de l'activité érosive des petits glaciers qui les ont parcourus pendant le retrait du glacier de Joux.

13^e Résumé:

a) Il n'existe aucun vestige glaciaire alpin dans la vallée de Joux, pas plus que dans les vallons de Vaulion et de Vallorbe; on en conclut que le glacier du Rhône n'a pas pu y pénétrer pendant la période wurmienne, et probablement pas davantage au cours de la glaciation rissienne.

b) Pendant la dernière période glaciaire, la vallée de Joux a été occupée par un important glacier local — le glacier de Joux — et un grand nombre de glaciers secondaires, qui ont laissé d'abondantes traces de leur activité, moraines, roches moutonnées et striées, etc.



Fig. 13. La gravière de Chez Tribillet (1 km NNW du Brassus).

Stratification des graviers dans un delta quaternaire.

Photo Pillichody.

c) Le glacier de Joux remplissait la vallée jusqu'à l'altitude de 1250 à 1300 m. Il avait l'aspect d'une grande nappe de glace presque horizontale, qui s'écoulait très lentement vers l'E par la large coupure comprise entre la chaîne du Mont Tendre et le Mont d'Or et rejoignait le glacier rhodanien. C'est sa présence qui a empêché ce dernier de pénétrer plus avant dans les vallées de Joux, de Vallorbe et de Vaulion.

d) On connaît bon nombre de moraines de retrait du glacier de Joux; les plus importantes correspondent à un stade de 1100 m; alors la nappe de glace remplissait toute la vallée et son trop-plein seul s'écoulait au dehors par le col de Pierre Punex.

e) Il est curieux de constater que déjà à ce moment, la vallée de Joux se comportait hydrologiquement comme un système de bassins fermés; la glace s'accumulait dans les cuvettes et l'eau de fusion s'écoulait, partiellement tout au moins, par voie souterraine.

II. Les terrains fluvioglaciaires et fluviolacustres.

1^o Anciens deltas et lac de 1060 m. On a déjà signalé la rareté des matériaux lévigués dans les terrains morainiques; mais indépendamment de ces derniers, il existe à la vallée de Joux des formations caillouteuses fort intéressantes. Il s'agit de monticules ou de petits contreforts disposés au pied du

versant droit, auxquels il faut ajouter le gisement très important de Chez Tribillet (900 m NW du Brassus), ainsi que les lambeaux du Bas du Chenit (Le Carré, 2 km WSW du Brassus), du Lieu et du Séchey, dans le synclinal du Solliat (fig. 10). En revanche, il n'en existe aucun en amont du Bas du Chenit et à plus forte raison au delà de la frontière, à tel point que les habitants des premiers villages français sont obligés d'acheter du sable en Suisse.

La structure de ces graviers (à l'exception de ceux du Carré qui occupent une place à part), que l'on peut étudier dans de nombreuses exploitations, est caractéristique des formations de deltas. Leurs éléments sont triés grossièrement par rang de taille, et disposés en couches inclinées (fig. 13); les galets sont émoussés. Leur morphologie correspond aussi à celle d'une accumulation de matériaux dans une nappe d'eau et en général ils forment, à une altitude légèrement inférieure à 1060 m, de petites plates-formes, témoins d'une ancienne terrasse continue (fig. 14).

Il est clair que tous ces amas de graviers sont les restes d'anciens deltas ou d'une beine; ils ont pris naissance dans un lac dont le niveau devait être voisin de 1060 m, celui des lacs actuels étant de 1008 m (fig. 11). Or, le seuil de Pierre Punex (2 km NNE du Pont) a lui aussi une altitude d'environ 1060 m et c'est le moins élevé des passages qui mettent la vallée de Joux en communication avec l'extérieur. De la similitude de ces altitudes, on peut conclure sans hésitation, que l'ancien lac de 1060 m s'écoulait à ciel ouvert par le col de Pierre Punex dans la direction de Vallorbe. Au surplus, cette hypothèse est corroborée par les traces d'un émissaire au revers de ce col¹).

L'existence du haut lac de Joux est connue depuis longtemps; sauf erreur, le mérite de sa découverte revient à un érudit local, LUCIEN REYMOND, qui en fait mention dans une notice historique parue en 1864 (12).

2° Le delta de Chez Tribillet. Le plus remarquable et le plus important de ces anciens deltas est celui de Chez Tribillet. A. PILlichODY en a donné une description détaillée dans la «Feuille d'Avis de la Vallée» du 25 août 1932. Malgré l'altération qu'il a subie du fait de l'intense exploitation dont il est l'objet, il a conservé dans l'ensemble son profil et ses dimensions primitives. Au NE, il se raccorde à une petite terrasse de graviers, située en arrière du hameau des Pignet Dessous.

Il doit son existence à un torrent important, issu des névés ou des glaciers du Risoux, qui franchissait la Côte par la coupure du Chez Tribillet et venait déposer ses alluvions dans le lac, à son débouché dans la vallée principale.

Sa structure est la même que celle des autres formations semblables (fig. 13), mais on y a trouvé un fossile — le seul que l'on connaisse — un précieux bois de renne, conservé au musée du collège du Chenit (vallée de Joux).

3° Relation avec le glaciaire. Les amas de graviers reposent partout sur la moraine que l'on voit poindre au fond de la plupart des niches d'exploitation. Mais la démarcation et la distinction des deux terrains n'est pas toujours facile. En observant de près les parois et le fond des gravières,



Fig. 14. La morphologie des graviers fluviolacustres au S de Chez Villard (1 km au S du Sentier).

A gauche et au fond: la vallée de Joux, le Risoux, le Mont d'Or et la Dent de Vaulion.
Au centre: la terrasse de graviers.
A droite: le versant morainique.

Photo Aubert

¹ H. SCHARDT (44, p. 621) commet une erreur lorsqu'il prétend que cet ancien lac n'était que de 30 à 40 m plus haut que le lac actuel et que, par conséquent, son écoulement se produisait par voie souterraine; en réalité, les graviers s'approchent fréquemment de 1060 m.

on découvre, dans le faciès deltaïque, des influences glaciaires indéniables : galets émoussés, gros blocs portant parfois des restes de striation, paquets morainiques interrompant la stratification, etc. Cela peut aller jusqu'à l'apparence de moraine remaniée (fig. 15).

Pourtant il s'agit indiscutablement de formations lacustres, mais les matériaux qui les constituent ont été arrachés par le ruissellement ou par les vagues, au placage des versants ou bien ils ont été entraînés sur une faible distance par un torrent de fonte ; dans les deux cas, le remaniement a été insuffisant pour effacer complètement l'empreinte du glacier. On conçoit aussi que des glissements de terrain morainique aient pu se produire directement dans le lac.



Fig. 15. Bloc glaciaire dans la gravière de Chez Tribillet (1 km au NNW du Brassus).

Photo Aubert.

Aujourd'hui les versants de la vallée ne possèdent que quelques ruisselets, incapables de former des deltas ou des cônes de déjection de quelque importance. Il n'en était certes pas ainsi à l'époque du haut lac ; seuls des torrents importants ont pu transporter de telles quantités de matériaux. On est naturellement tenté de les considérer comme les ruisseaux de fonte des glaciers qui occupaient encore le haut des versants¹⁾.

4° L'âge du lac de 1060 m. Les remarques qui précèdent démontrent que le lac et ses deltas sont postglaciaires et semblent indiquer qu'ils datent de l'époque où le glacier de Joux n'occupait plus le thalweg, alors que des glaciers secondaires existaient encore dans les chaînes du Mont Tendre et du Risoux. La découverte du bois de renne de Chez Tribillet confère à cette hypothèse une garantie d'authenticité et permet de préciser que le haut lac date de la fin du Quaternaire (âge du renne). Ses graviers seraient donc approximativement les contemporains de la terrasse de 30 m du Léman, pour autant qu'il est permis d'établir un synchronisme entre le bassin lémanique et le domaine de la vallée de Joux.

5° Phase glaciaire tardi-wurmienne. Les graviers du Carré, près des hameaux du Bas du Chenit sont les derniers que l'on rencontre en remontant la vallée. Pourtant le lac de 1060 m devait s'étendre beaucoup plus loin en amont, jusqu'à l'emplacement du lac actuel des Rousses qui est situé à 7 km

de la frontière et à l'altitude de 1059 m. Or, dans son voisinage, ainsi que sur les 9 km qui le séparent du Bas du Chenit, il n'existe pas de gisements de graviers, et pourtant c'est là qu'on s'attend à trouver le plus important de tous les deltas, celui de l'Orbe.

Mais voici encore un autre motif d'étonnement. Toutes les moraines situées en aval du Bas du Chenit portent les traces de leur immersion dans le lac, tandis que celles qui se trouvent en amont sont si fraîches (fig. 12) qu'elles paraissent avoir échappé à cette influence désagrégeante. Il y aurait donc deux sortes de moraines, les antélacustres et les postlacustres. Ainsi le glacier existait encore après la disparition du lac.

Nous avons lieu de croire d'une part, que le lac n'a pas dépassé le Bas du Chenit et d'autre part, que le glacier s'avancait jusqu'au même point, au moment où le lac a disparu. Le lac et le glacier ont donc existé simultanément. On en vient tout naturellement à supposer que le glacier occupait alors la partie supérieure de la vallée, jusqu'au Bas du Chenit, le reste étant le domaine du lac.

Dans ce cas, les graviers du Carré ne seraient pas un véritable delta ; ils représenteraient les restes de la moraine déposée dans le lac par le glacier de Joux, au point où il s'y disloquait.

¹⁾ Cela paraît en contradiction avec ce que nous avons dit à la page 54 de la faiblesse du ruissellement ; il s'agissait alors essentiellement de nappes de glace accumulées dans des cuvettes et non de langues de glace ou de névés suspendus contre les versants.

L'examen de ces graviers va nous permettre de contrôler cette hypothèse. D'emblée on peut affirmer que leur structure n'est pas celle d'un delta ordinaire et qu'ils paraissent s'être déposés dans des conditions spéciales. Dans l'une des petites gravières qui y sont creusées, les galets sont ronds, ovoïdes et disposés en couches subhorizontales. Leur morphologie est également singulière; alors que la surface supérieure des autres gisements a l'aspect d'une fraction de terrasse, les graviers du Carré forment de petits mamelons entre lesquels se trouvent plusieurs cuvettes circulaires semblables aux dolines karstiques. De pareilles dépressions existent dans les terrasses de Thonon et ELIE GAGNEBIN qui les a décrites (115) en attribue l'origine à des paquets de glace morte, détachés du glacier, enfouis dans les graviers et fondus après coup. Dans notre cas, cette explication est fort tentante puisqu'elle démontre la présence de l'extrémité du glacier à proximité du Bas du Chenit, au moment où les graviers se sont accumulés dans le lac. Du même coup, elle apporte à notre hypothèse un précieux témoignage d'authenticité. Dans l'état actuel de nos connaissances nous pouvons donc admettre comme extrêmement probable qu'à l'époque du lac de 1060 m, le glacier de Joux occupait encore toute la partie supérieure de la vallée et déposait sa moraine terminale au Bas du Chenit, dans le lac.

Peut-être d'autres glaciers en faisaient-ils autant. Cela paraît assez probable pour ceux qui remplissaient les vallons du Brassus et de la Lyonne (Abbaye), quand on considère l'absence d'un ancien delta à leur débouché dans la vallée principale et le bon état de conservation de leurs moraines de retrait. Pourtant, dans aucun des deux cas, on ne peut discerner des restes de glaciaire sous-lacustre.

6° Durée et fin du lac de 1060 m. On peut être certain que le lac de 1060 m n'a été qu'un accident hydrologique et que sa durée n'a pas été très considérable, sinon ses deltas eussent été beaucoup plus volumineux et les traces de son émissaire mieux marquées.

Une chose non moins certaine, c'est qu'il n'a pas existé dès le début du retrait du glacier. Effectivement, les moraines du thalweg, si altérées soient-elles en surface, ont dans l'ensemble une morphologie assez caractéristique, pour que l'on puisse en inférer qu'elles ont pris naissance dans des conditions normales. L'écoulement de l'eau se faisait donc par voie souterraine. Pour quelles causes ce régime a-t-il cessé alors que le glacier avait abandonné déjà une grande partie de la vallée? On ne le sait, mais on peut supposer qu'à un certain moment, le colmatage fut assez intense pour boucher les principales pertes et de ce fait, obliger l'eau à s'accumuler dans le bassin fermé jusqu'à la hauteur du col de Pierre Punex.

Quant à la disparition du lac ou plutôt son abaissement jusqu'au niveau des lacs actuels, elle résulta sans doute pour une part de la cause inverse, c'est-à-dire de l'ouverture d'un nouveau canal d'évacuation, et par ailleurs du déficit de son alimentation sous l'effet de la diminution des glaciers.

Le niveau actuel a été déterminé vraisemblablement — telle est du moins l'opinion de SCHARDT (44) — par la position du premier entonnoir, mais il n'est pas certain que l'abaissement se soit produit d'un seul coup. Ainsi, on trouve entre l'Abbaye et le Pont, les traces d'une terrasse qui semble témoigner d'un stade intermédiaire.

7° Bassins lacustres secondaires. A part le lac de 1060 m, il en a existé d'autres, de moindre étendue, pendant la période de fonte des glaciers. Leurs vestiges sont visibles aux Ordon, au Plat des Esserts et à la Frasse, à l'W, au NW et au N du Lieu. Ce sont des nappes de graviers absolument planes, reposant sur la moraine, qui remplissent entièrement les anciennes cuvettes lacustres. L'histoire de ces petites nappes d'eau est facile à faire; elles se formèrent dans des bassins fermés au moment où les glaciers se retiraient, et très rapidement elles furent comblées par les alluvions des torrents glaciaires dont on distingue encore l'emplacement.

8° Résumé chronologique:

a) Au début du retrait du glacier de Joux, l'eau de fusion disparaissait en profondeur par des canalisations naturelles.

b) Ces dernières ayant été obstruées par colmatage, l'eau s'accumula dans la vallée jusqu'à la hauteur du col de Pierre Punex, soit 1060 m. Ce lac était alimenté par les torrents des derniers glaciers

et par la fusion de celui de Joux qui occupait encore la partie supérieure de la vallée et se terminait dans le lac lui-même. Des témoins de cette époque subsistent encore aujourd'hui, sous la forme d'anciens deltas, dont l'un a fourni un bois de renne.

c) Ce régime a pris fin vraisemblablement par l'ouverture de nouveaux émissaires souterrains qui ont provoqué l'abaissement du lac jusqu'à son niveau actuel.