

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

KÜMMERLY & FREY A.G.
Geographischer Verlag Bern

BERNE

~~En commission chez A. Francke S.A.~~
1943

Imprimé par Stämpfli & 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
I^{re} partie.		Chapitre 7.	
Stratigraphie.		<i>La chaîne du Mont Tendre</i>	71
Chapitre 1.		I. L'anticlinal du Mont Tendre	71
<i>Le Jurassique moyen</i>	5	II. Le synclinal du Pré de Mollens	73
I. Le Bajocien	5	III. Les décrochements du Mont Tendre	73
II. Le Bathonien	6	IV. Le synclinal des Crosets	76
III. Le Callovien	7	V. L'anticlinal du Bucley	76
IV. Conclusions	8	VI. Les failles des Chaumilles	78
V. Le gisement d'asphalte	8	VII. Le versant crétacé de la chaîne	79
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 9.	
Chapitre 3.		<i>La dislocation de la Dent de Vaulion</i>	94
<i>Le Crétacé</i>	30	I. Introduction	94
I. Le Valanginien	31	II. Le comportement des plis	95
II. L'Hauterivien	35	III. Les fenêtres	103
III. Le Barrémien	37	IV. Le lambeau de recouvrement de la Dernier	106
IV. L'Aptien	39	V. Les chevauchements	107
V. L'Albien	41	VI. Les décrochements	112
VI. Le Cénomanién	43	VII. L'érosion ancienne	114
Chapitre 4.		VIII. Résumé et conclusions	114
<i>Le Tertiaire</i>	44	III^e partie.	
I. Le Sidérolithique	45	Hydrographie et Morphologie.	
II. Le Sannoisien du lac Ter	45	Chapitre 10.	
III. La gompholithe du Lieu et de l'Abbaye	46	<i>Hydrographie</i>	117
IV. Le Miocène (Helvétien?) du lac Brenet	50	I. Les eaux superficielles	117
V. Résumé et conclusions	51	II. La disparition des eaux	120
Chapitre 5.		III. Les sources	120
<i>Le Quaternaire</i>	52	IV. Les sources vauclusiennes	122
I. Le glaciaire	52	V. L'écoulement souterrain	125
II. Les terrains fluvioglaciers	62	VI. Hydrographie ancienne	125
Chapitre 6.		VII. Résumé	127
<i>Les terrains récents et actuels</i>	66	Chapitre 11.	
I. La craie lacustre	66	<i>Morphologie</i>	127
II. Le lignite de Sur le Crêt	67	I. Généralités	127
III. Les tourbières	67	II. Phénomènes karstiques	128
IV. Les éboulis	68	III. Influence des glaciers	130
V. Les alluvions	69	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^o 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^o 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 Macháček**: 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 Macháček**: 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 Lagotala**: 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 Maestrichtien-Cénomaniens-Vorkommen 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 Siderolithique 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 Solliat, 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 BUXTORF, et son adjoint, M. le Dr 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» (1, 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) Bancs 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 Epoisats, au S de Seignegerets 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 microgrenus, 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 Epoisats. 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.

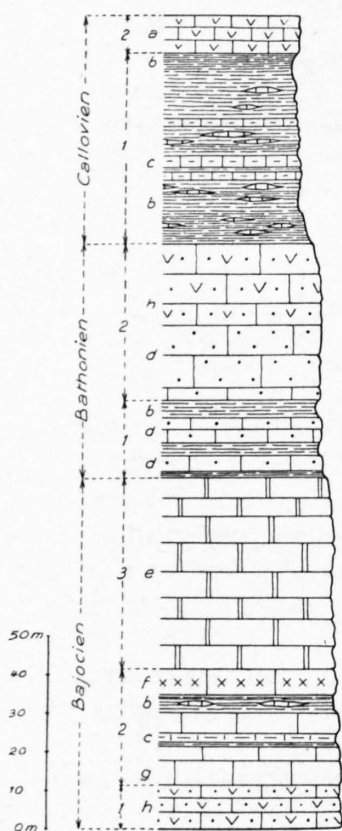


Fig. 2. Coupe stratigraphique du Jurassique moyen.

- 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 :

Kepplerites 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'ostréidés. 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. PIGORRE, 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 nérétique, 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 Purbeckien, 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° Spongilien;	
16° Calcaire gris, compact, glauconieux; <i>Perisphinctes bernensis</i> , Lor; <i>Cardioceras cordatum</i> , Sow; <i>Perisphinctes</i> , cf., <i>De Riaz</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 Spongilien 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 Spongilien 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 Spongition.

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

Le Spongition 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 spongitiens 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 Epoisats, 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 Epoisats, 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 élastique, 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 calcschistes si monotones, si régulièrement stratifiés, correspondent à une sédimentation parfaitement tranquille, dans une mer à peu près stérile. Le Spongitiien 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 *Peltoceras 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 *Peltoceras 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 *Peltoceras 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.

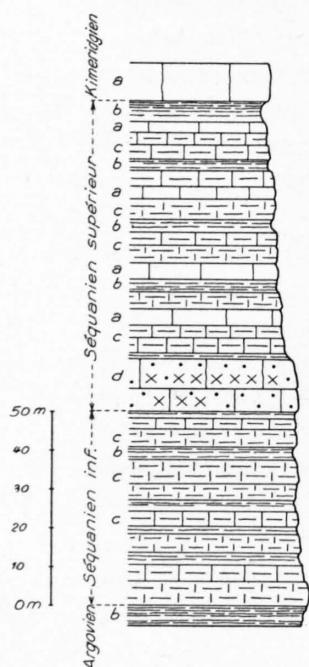


Fig. 3. Coupe stratigraphique du Séquanien de la chaîne du Mont Tendre.

- 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 Têpaz (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

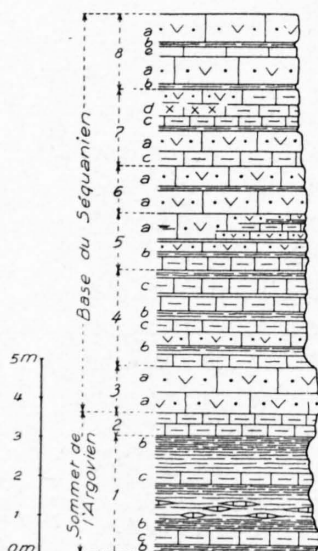


Fig. 4. Coupe stratigraphique détaillée du Séquanien inférieur du Risoux.

- 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 Tépaz, 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 Tépaz 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 Tépaz:

Pholadomya protei, BRONGN.

» *hemicardia*, ROEM.

Gervillia tetragona, ROEM.

Trigonia, sp.

Pinna granulata, SOW.

Mytilus subpectinatus, D'ORB.

» *jurensis*, MERIAN.

» *subaequiplicatus*, GOLDF.

Chlamys (Pecten) Nattheimensis, DE LOR.

Pecten Laurae, ET.

» *Guyoti*, DE LOR.

Lima perrigida, ET.

» *Halleyana*, ET.

» *Monsbeliardensis*, CONT.

» *tumida*, ROEM.

Alectryonia hastellata, SCHLOT.

Ostrea caprina, MERIAN.

Ostrea, sp.

Radioles de *Cidaris*.

Millericrinus.

Terebratula bicanaliculata, sp. ? ZIET.

» *Bauhini*, 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.

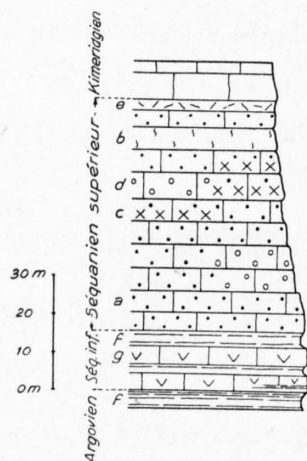


Fig. 5. Coupe stratigraphique du Séquanien du Risoux.

- a = oolithe milliaire
- b = calcaire crayeux
- c = calcaire à polypiers
- d = pierre blanche du Risoux
- e = calcaire dolomitique à Mélobésiées
- f = marne et marno-calcaire
- g = calcaire spathique

a) Oolithe milliaire (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

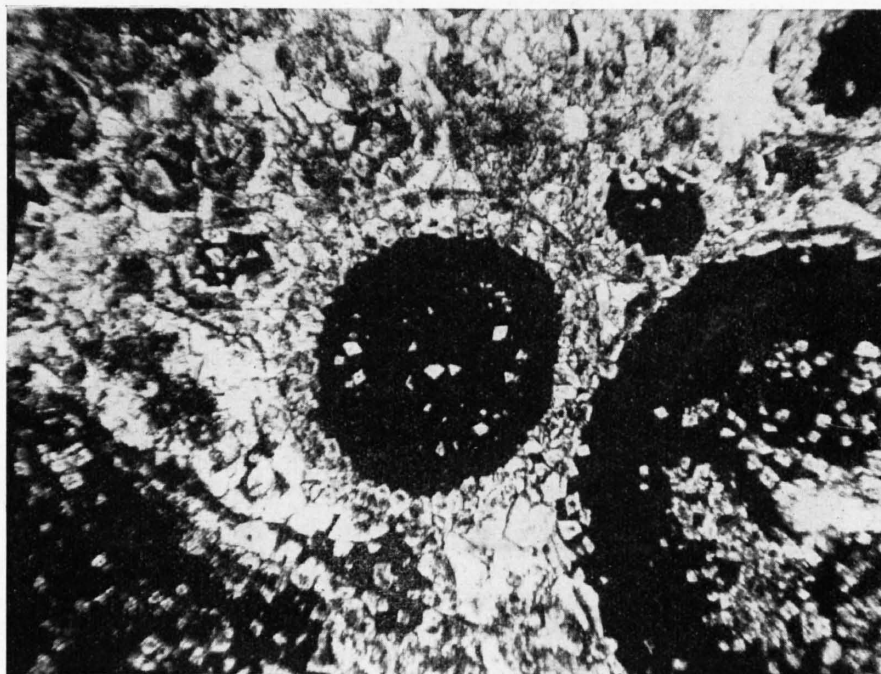


Fig. 6. Calcaire oolithique et dolomitique (à Mélobésiées).

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 pisolitique, 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 pisolitiques» 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-jurassienne) 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.

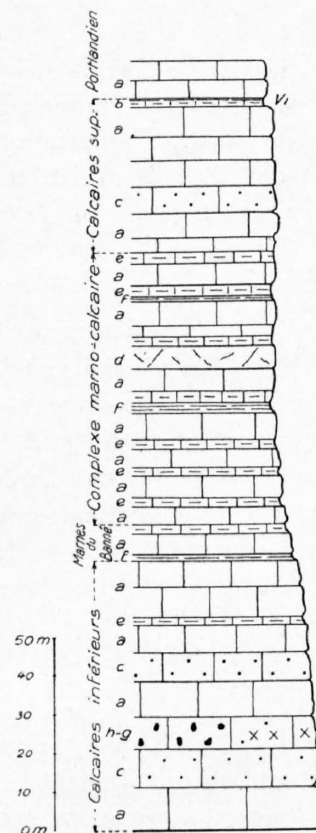
De toute façon, il est impossible de distinguer avec exactitude le Ptérocérien et le Virgulien; c'est pourquoi et dans le seul but d'en faciliter la description, nous avons partagé l'étage en quatre séries successives correspondant aux divisions de la figure 7, auxquelles il faut ajouter le niveau à *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 | e = marno-calcaire |
| b = niveau à <i>Exogyra virgula</i> | f = marne |
| c = calcaire oolithique | g = calcaire à polypiers |
| d = calcaire dolomitique | h = calcaire à éléments remaniés |



- 8° Marno-calcaire ocracé avec débris d'ostreïdés 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 séquanienues, 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 récifs 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 nérinéidés. 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 kimeridgiens, 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 sub-lithographiques. 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 continues et des interpénétrations 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.

Terebratula 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 rhomboédres 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 elastique 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 Cénomanien; 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 Cénomanien, 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 Cénomanién. 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 Cénomanién, 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-cénomaniénne, 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 Cénomanién 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.

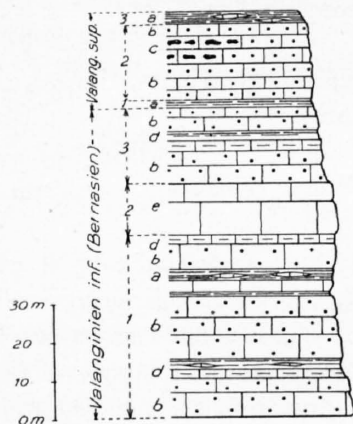


Fig. 8. Coupe stratigraphique du Valanginien.

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

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.

Aporrhais 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, rotalidés), 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 micro-brèche 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 *Cidaris*.

Terebratula russillensis, DE LOR.

Serpula heliciiformis, 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 Gillieron*, 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 oolithes noyées dans le ciment, avec les foraminifères que l'on rencontre ordinairement dans de tels faciès (miliolidés, textularidés) 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 oolithes 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 néritique 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 albiennaise 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 FALCONNIER (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 Campe; leur nom est marqué d'un astérisque. En revanche, plusieurs fossiles recueillis par GOLLIEZ 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 Milletiana, 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° Albien gréseux ou Vraconnien : série de grès marneux, à fossiles brunâtres.

2° Albien pyriteux : marnes bleues plastiques, à fossiles pyriteux ou limoniteux.

1° 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).

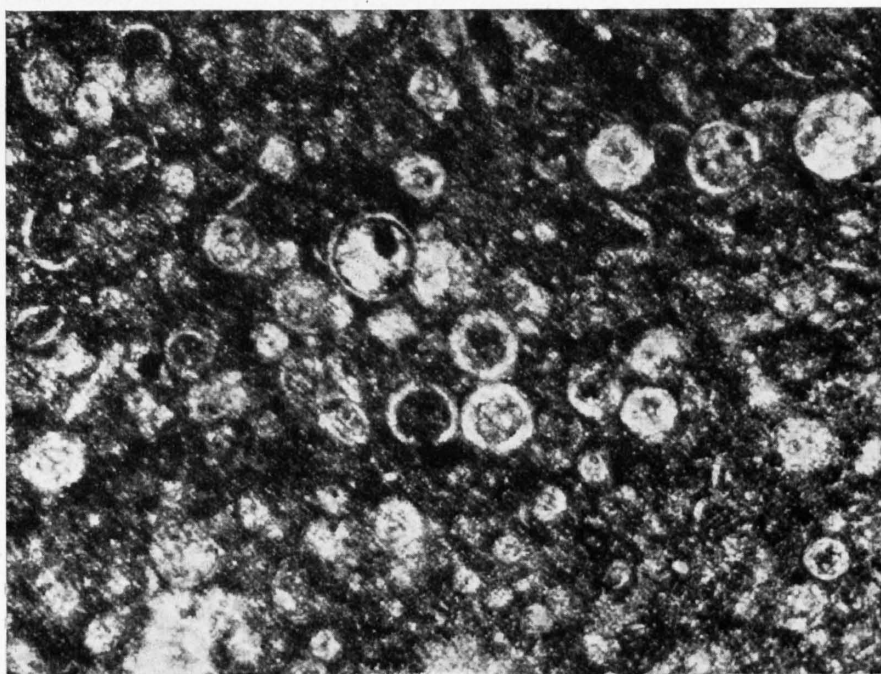


Fig. 9. Calcaire à Fissurines du Cénomanien.

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 Chenit, 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 albienne, 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 Epoisats, 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 *Cyrènes*, 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 feuillets 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 Cénomaniens. 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 lèvre, 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 Cénomaniens, 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 fluvial.

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 paires. 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 élastique 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'Aquitainien, 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'Aquitainien.

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 élastique 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.

A 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 Epoisats 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 croupes 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).

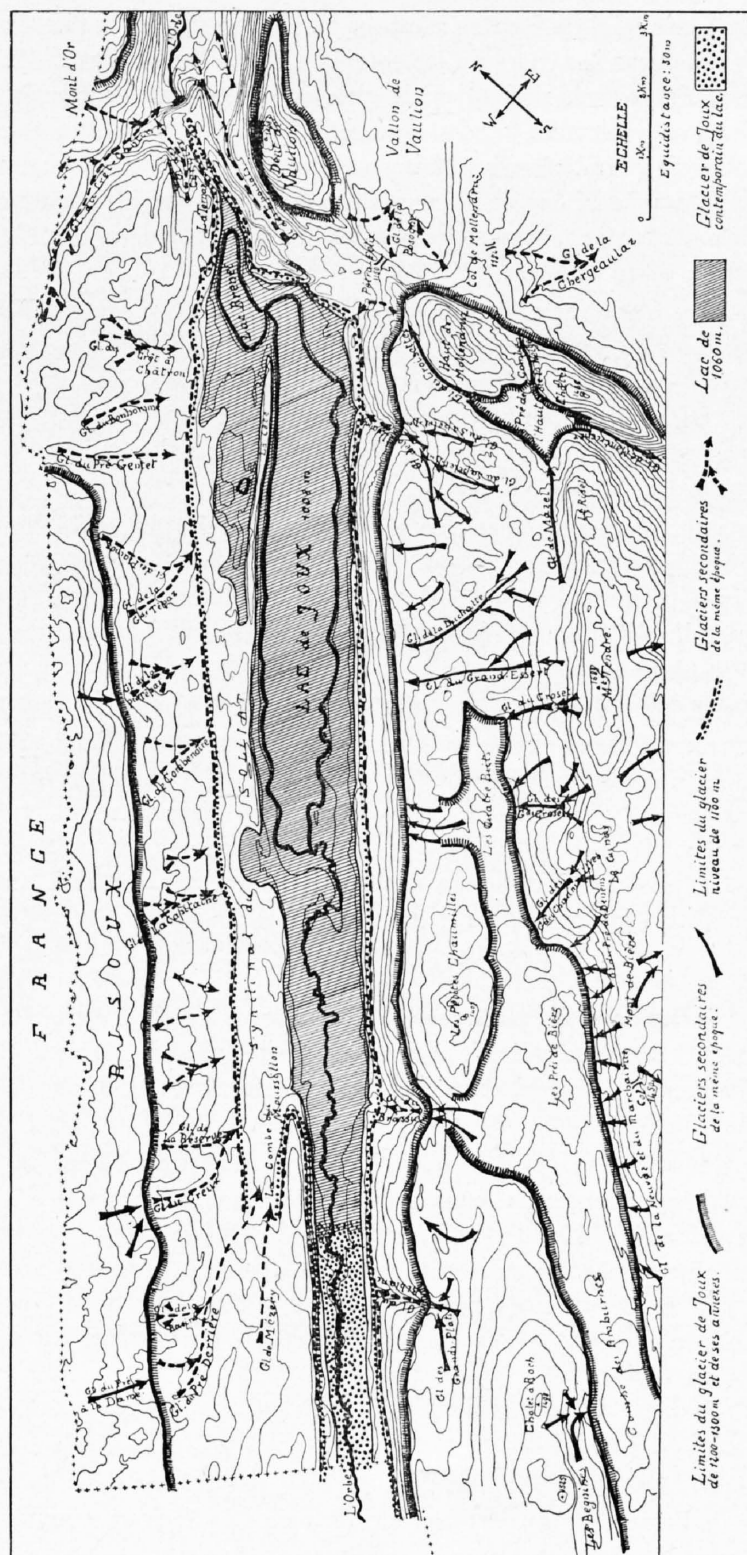


Fig. 11. Les glaciers quaternaires de la vallée de Joux.

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^e 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^e 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

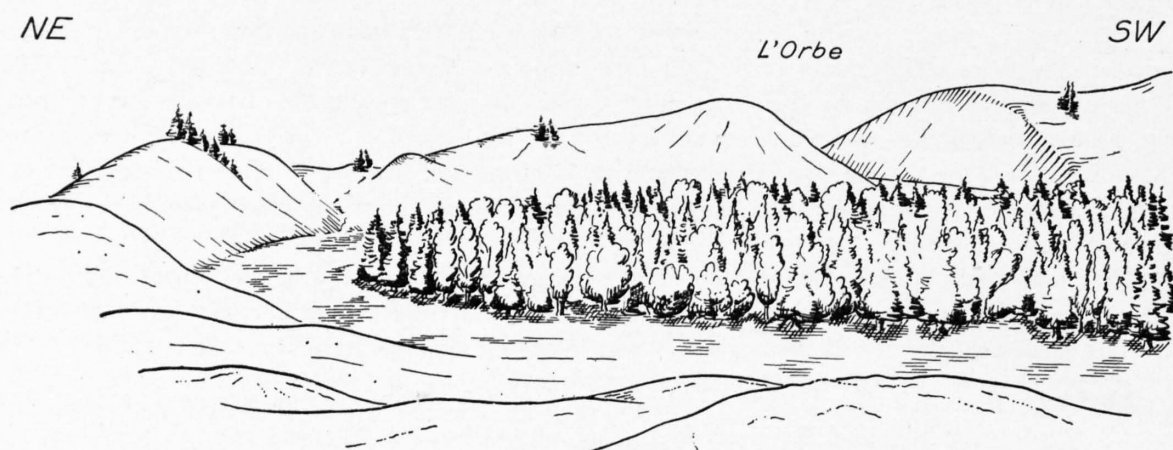


Fig. 12. L'arc morainique de la tourbière de Pré Rodet.

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 Soliat. 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° 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° 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 col ¹⁾.

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 Piguët 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.

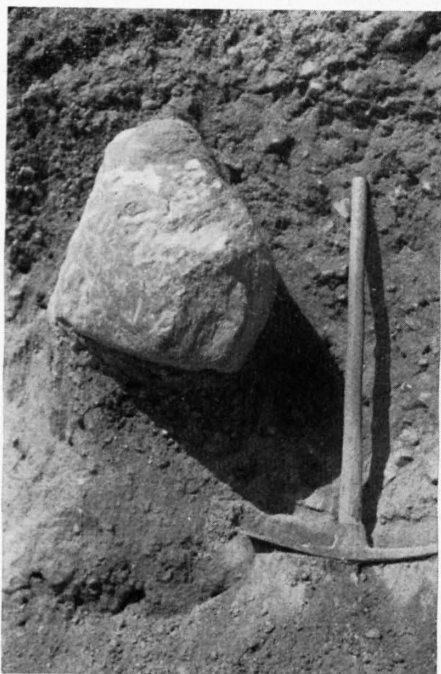


Fig. 15. Bloc glaciaire dans la gravière de Chez Tribillet (1 km au NNW du Brassus).

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 Ortons, 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.

Chapitre 6.

Les terrains récents et actuels.

I. La craie lacustre.

La craie lacustre est un des sédiments actuels des lacs de Joux et Brenet; elle se forme par précipitation chimique ou organique dans les régions protégées contre l'envahissement des matériaux détritiques et de préférence au voisinage des roseraies. Sur la carte, nous en avons indiqué au bord du lac Brenet, près du canal de communication des deux lacs.

A côté de cette craie moderne, il en existe une autre, plus âgée et antérieure à la formation de la tourbe. Elle diffère de la première, non par ses caractères lithologiques, mais par sa faune. Cette craie ancienne peut être observée le long des rives de l'Orbe près de son embouchure, dans les fossés de drainage de la même région et au fond de quelques tourbières; dans tous les cas, elle est surmontée de tourbe. Au bord de l'Orbe, elle est visible sur une épaisseur d'environ 2 m (fig. 30, p. 119); c'est une matière blanc-grisâtre, un peu grenue ou pulvérulente, pleine de débris de mollusques. L'action de l'acide ne laisse qu'un faible résidu argileux avec quelques minuscules grains de quartz. Dans la partie voisine du sommet, il existe fréquemment des feuillets tourbeux qui annoncent la couche de tourbe supérieure.

Dans son magistral ouvrage sur les mollusques postglaciaires du bassin de Genève, J. FAVRE consacre quelques lignes à la vallée de Joux (56, p. 384 et 401). On y trouvera la liste complète des fossiles de la craie lacustre ancienne, ainsi que des déductions fort intéressantes sur le climat postglaciaire auxquelles l'auteur a été amené par la comparaison des faunes malacologiques qu'il a eues entre les mains. Selon lui, la craie lacustre se serait formée au cours d'une «époque boréale» à climat continental sec et froid, et à sédimentation tranquille, contrairement à la tourbe qui daterait d'une période plus récente et beaucoup plus humide, dite «époque atlantique». La première correspondrait à l'Épipaléolithique (Azilien, Tardenoisien) et la seconde au début du Néolithique (p. 407).

FAVRE remarque également que dans le cas de la vallée de Joux, la faune lacustre actuelle a gardé certains caractères boréaux, en ce sens que le contraste y est moins marqué que dans le bassin lémanique, entre les formes actuelles et celles de l'époque boréale. Il l'explique par la rigueur du climat jurassien qui présente certaines analogies avec le climat boréal. L'étude de la flore locale a conduit SAM. AUBERT à des conclusions semblables (41, p. 625).

La craie lacustre de l'Orbe et des environs immédiats s'est déposée dans le lac de Joux, ou dans des bassins annexes, à l'époque où il dépassait ses limites actuelles. Mais d'autres formations similaires ont pris naissance dans des nappes d'eau indépendantes. Nous en avons découvert un niveau au fond d'un fossé de drainage à l'Etang (1 km NE du Lieu), sous 3 m de tourbe. M. JULES FAVRE, auquel nous avons soumis quelques échantillons de cette provenance, a eu la très grande amabilité d'en faire l'étude malacologique. En voici le résultat:

- Planorbis carinatus*, MÜLL., cf. *turgidus*, WESTERL.
- » (*Armiger*) *crista* (L.).
- » (*Hippentis*) *complanatus* (L.).
- Valvata piscinalis* (MÜLL.), cf. *alpestris*, BLAUN.
- » *cristata*, MÜLL.

- Sphaerium corneum* (L.).
Pisidium subtruncatum, MALM.
» *obtusale*, C. PF.
» *nitidum*, JEN.
» *milium*, HELD.

Ailleurs, des sondages ont montré que dans la plupart des cas la tourbe repose sur la boue glaciaire, directement ou par l'intermédiaire de graviers alluviaux.

II. Le lignite de Sur le Crêt.

Dans l'un de ses ouvrages (26), A. JACCARD fait allusion à un gisement de lignite situé dans la vallée de Joux, au-dessus du village des Bioux. Il veut parler sans doute de celui qui se trouve à Sur le Crêt (environ 1500 m SE du Sentier), dont l'existence est connue depuis longtemps.

Actuellement aucune trace charbonneuse n'étant visible en surface, il passe complètement inaperçu, mais son emplacement nous a été indiqué par des personnes qui ont pu l'observer autrefois. Quelques coups de pioche nous ont permis de découvrir, près d'une petite source, 150 m au SE de la maison 1124 m, des argiles bleuâtres, grossières et détritiques, imprégnées par endroits de débris de charbon. On y a récolté jadis de meilleurs échantillons, conservés dans la collection du Collège scientifique du Chenit et que l'on a bien voulu nous confier. Il s'agit d'un produit impur, mélange d'argile et de lignite, avec des feuilles carbonisées qui semblent appartenir à l'if (*Taxus baccata*, L.). On y trouve aussi des morceaux plus épais en forme de cylindres aplatis latéralement, que l'on pourrait prendre pour des tiges écrasées, mais sans le moindre vestige de structure organique.

La situation du gisement et la nature de l'argile indiquent une origine postglaciaire. Sa présence en cet endroit est très probablement en rapport avec celle de la petite source voisine.

III. Les tourbières.

Comme toutes les hautes dépressions jurassiennes, la vallée de Joux s'est montrée favorable au développement des tourbières. Il faut en chercher la cause dans l'humidité du climat et dans le fait que, dans les régions sans écoulement superficiel, la disparition de l'eau en profondeur est fréquemment entravée par le colmatage glaciaire. C'est pourquoi les tourbières sont étroitement cantonnées dans les bassins fermés des synclinaux de Joux et du Solliat où les matériaux morainiques se sont accumulés. La seule exception à cette règle est la tourbière de Sagnevagnard, à l'E du Pont, qui repose sur l'Argovien.

Dans leur état actuel, les tourbières de la vallée de Joux — les sagnes comme on les appelle dans le pays — forment des étendues humides, généralement boisées, réparties dans le thalweg et dans les dépressions du vallon du Solliat. Les travaux de drainage, l'exploitation et le déboisement ont altéré la physionomie de plusieurs d'entre elles.

L'origine de la tourbe, comme aussi l'évolution de la tourbière ressortent de la coupe relevée par SAM. AUBERT dans la sagne du Sentier (41, p. 420):

De haut en bas:

- 3^o Tourbe de haut-marais, 1,60 m: masse brune, fibreuse, hétérogène, formée de débris végétaux incomplètement décomposés (*Sphagnum*).
- 2^o Tourbe de bas-marais, 45—55 cm: pâte noire homogène, contenant des débris de Hypnées et de Graminées.
- 1^o Craie lacustre.

Ainsi, la tourbière a pris naissance dans un bassin lacustre, par envahissement de la végétation et substitution des sédiments organiques aux accumulations calcaires. C'est le stade du bas-marais — représenté encore par le lac Ter — à végétation aquatique, qui a pris fin au moment où le bassin a été

entièrement comblé. Après quoi, profitant des conditions d'acidité et de décalcification, est apparue une nouvelle flore calcifuge, dont les résidus ont donné la couche de tourbe supérieure. C'est le haut-marais ou marais bombé.

A l'exception du lac Ter et du lac des Rousses (France), toutes les tourbières de la vallée de Joux ont atteint cet ultime degré d'évolution, après avoir passé par l'état de bas-marais.

Quant aux dépressions dans lesquelles elles se sont formées, il suffit de jeter un coup d'œil sur la carte géologique pour se rendre compte de leur origine. Dans le thalweg, ce sont les moraines de retrait qui leur ont donné naissance, en isolant de petits bassins dont le lac des Rousses est le dernier survivant. Il existe de magnifiques exemples de tourbières encadrées par des vallums morainiques, ainsi la sagne du Sentier soutenue par la moraine des Crêtets, et celle de Pré Rodet qui a été représentée sur la figure 12.

Dans le vallon du Solliat, les gisements de tourbe occupent le fond des cuvettes colmatées par les argiles glaciaires. Le niveau de la nappe phréatique est déterminé par la position des entonnoirs qui servent à l'écoulement de l'eau.

La nature du substratum des tourbières est connue dans quelques cas, grâce à des travaux de sondage ou de drainage. A l'Etang, marais tourbeux situé 1 km au NE du Lieu, la couche de tourbe repose sur la craie lacustre comme dans la sagne du Sentier. Ailleurs, toutes les observations qui ont été faites ont révélé l'existence d'argile glaciaire.

Dans la petite tourbière de Chez les Golay, 700 m à l'W du Sentier, le creusement d'un fossé a montré un fond argileux, puis un niveau de gravier et de sablon correspondant au début de l'existence de la nappe d'eau, et enfin une couche de tourbe d'épaisseur variable. Dans le cas de cette tourbière, l'évolution normale a été enrayée par l'ouverture d'un nouvel entonnoir plus bas que celui qui existait précédemment, ce qui a entraîné un assèchement partiel du bassin.

L'épaisseur de la couche de tourbe varie naturellement d'un gisement à l'autre. Des sondages effectués autrefois, ont montré qu'elle dépasse très souvent 5 m.

En tant que combustible, la tourbe est de moins en moins appréciée et son exploitation, plus réduite d'année en année, n'est destinée qu'aux besoins locaux. Mais pendant la guerre 1914—1918, les tourbières les plus importantes, celles du Sentier et du Campe en particulier, furent exploitées très activement pour parer à la pénurie des combustibles étrangers ¹⁾.

IV. Les éboulis.

Les seuls éboulis de quelque importance existent au pied des escarpements de la Dent de Vaulion et dans la région disloquée située plus au N, où la raideur des pentes et la profondeur des vallées ont permis à des masses considérables de cailloux de s'accumuler au pied des versants.

Dans la vallée de Joux proprement dite et dans les chaînes du Risoux et du Mont Tendre, de telles formations sont presque exceptionnelles. Sur la carte, on en a marqué quelques petits lambeaux, pour indiquer qu'il en existe, au-dessous des affleurements d'Urgonien du versant droit et le long des petits escarpements déterminés par les failles longitudinales du vallon du Solliat. On en trouve aussi, en masses plus considérables, au pied de la Côte, versant gauche, en amont du Brassus.

C'est naturellement dans la région bouleversée située entre la Dent de Vaulion et le Mont d'Or, que les éboulis se prêtent le mieux à l'observation. Au pied des rochers de la Dent, ils forment un placage régulier et parfaitement continu; ailleurs, leur volume étant moins grand, leur surface est fréquemment interrompue par des pointements de roche en place. Dans un cas comme dans l'autre, on observe très rarement un groupement des matériaux éboulés en cônes typiques.

Ces éboulis jurassiens sont remarquables par leur caractère de sénilité qui a permis à la forêt de s'installer sur toute l'étendue de leurs pentes. Nulle part en effet, sauf peut-être au bas de quelques couloirs de la Dent de Vaulion, on n'observe les indices d'une activité récente, sous la forme de blocs frais ou de niches d'arrachement dans les escarpements.

¹⁾ Pour des raisons analogues, elles le sont à nouveau, depuis 1940.

De toute façon, le volume des masses éboulées est hors de proportion avec leur alimentation actuelle; c'est pourquoi on est tenté de les envisager comme des formations anciennes, témoins d'une époque où la jeunesse des versants, un climat différent de celui d'aujourd'hui, ou d'autres causes encore, favorisaient la désagrégation et facilitaient l'accumulation des débris. On peut se demander également si une partie des éboulis de la Dent de Vaulion ne sont pas d'origine tectonique; certaines boursouflures que l'on y observe semblent l'indiquer.

Dans le chapitre qui traite de la morphologie, nous verrons que l'érosion karstique, agissant sur des roches fissurées, est capable elle aussi de produire des accumulations de blocs de toutes tailles semblables en tous points aux éboulis. Nous en trouvons un exemple sur la carte environ 2 km au S du sommet du Mont Tendre, sur le versant nord-ouest du Crêt de Mondisé.

V. Les alluvions.

Dans le thalweg, les indices superficiels sont souvent insuffisants pour que l'on puisse faire la part de ce qui appartient aux alluvions, à la moraine, à la craie lacustre ou même à la tourbe. Mais en examinant les berges de l'Orbe et le bord des ruisseaux et des fossés de drainage, on se rend compte que les terrains plats et humides du fond de la vallée sont constitués en surface tout au moins et dans la majorité des cas, par des matériaux d'origine alluviale. Le plus souvent ce sont des argiles et des marnes jaunâtres, avec des nappes de graviers ou de sable. A plusieurs reprises, on y a trouvé des bois de cerfs.

Ces terrains se confondent sans cesse avec des formations lacustres locales. Ainsi près du hameau de Chez le Maître (Le Sentier), une fouille a découvert un niveau de grès siliceux, très fin et chargé d'argile. Dans le vallon du Solliat, et sur les petits replats des versants morainiques de la vallée, il y a également interpénétration de matériaux d'origines diverses, mais très semblables dans leur aspect et surtout dans leur morphologie: formations éluviales, argiles de décalcification, moraine argileuse, dépôts alluviaux ou lacustres, etc.

On remarque des cônes de déjection sur la plupart des affluents de l'Orbe ou du lac, actuels ou anciens; mais aujourd'hui, ces formations tendent à devenir séniles et, de ce fait, perdent peu à peu leur morphologie caractéristique. Les plus remarquables sont d'amont en aval, les cônes du Biblanc, du Brassus, de Chez Tribillet et de la Golisse.

Les seuls deltas actuels qui méritent d'être cités sont celui de l'Orbe et celui de la Lyonne, sur lequel est construit le village de l'Abbaye. On croit communément qu'il en existe un autre entre l'Abbaye et le Pont. Effectivement, la carte montre en cet endroit un territoire triangulaire arqué du côté du lac, que l'on pourrait prendre pour le delta d'un cours d'eau descendu autrefois de Pétra Félix. En réalité, il s'agit de tout autre chose; nous y avons trouvé un affleurement de grès et de marne tertiaires et de la moraine typique avec, il est vrai, quelques dépôts alluviaux au sommet du triangle situé près du hameau du Mont du Lac.

II^e partie.

Tectonique.

La vallée de Joux et les régions voisines appartiennent entièrement à l'arc interne du Jura plissé. La chaîne du Mont Tendre avec son prolongement au SW, la Dôle et le Reculet, forment la bordure sud-est du massif jurassien dont elle possède les sommets les plus élevés.

On sait que la chaîne jurassienne est découpée en plusieurs compartiments, par un certain nombre de décrochements transversaux. La vallée de Joux avec sa partie française et les chaînes qui l'encadrent, constituent un élément de ce genre, limité au SW par le décrochement de St-Cergue-Morez et de l'autre côté par celui de Montricher-Vallorbe-Pontarlier.

Dans la zone comprise entre ces deux accidents, la tectonique est d'une continuité remarquable; les plis principaux se succèdent et s'allongent avec un parallélisme à peu près parfait, sans jamais se rejoindre ou s'écarter les uns des autres. Le territoire qui nous intéresse est formé lui-même, de deux chaînes anticlinales, le Mont Tendre et le Risoux, séparées par la dépression synclinal de la vallée de Joux. Celle-ci se relève en son milieu pour former un étroit anticlinal jurassique (la Côte), qui isole le synclinal secondaire du Solliat (fig. 1).

Les effets de la poussée orogénique n'ont pas été partout les mêmes. Dans les anticlinaux jurassiques, il existe de grands plateaux subtabulaires ou légèrement ondulés qui représentent des régions inertes, à peine plissées. En revanche, il semble que les répercussions de la pression se soient en quelque sorte accumulées ou amplifiées dans les zones de courbure et dans les raccords des grandes unités tectoniques, en y produisant des déformations accidentelles, des étirements et des failles longitudinales de grande envergure.

L'étude de cette structure conduit à la conviction que les plis principaux acquièrent très tôt leur individualité en même temps qu'une rigidité telle, que lors de nouvelles poussées orogéniques, ils furent obligés de se déplacer verticalement au lieu d'accentuer leur courbure ou de se plisser secondairement. C'est pourquoi les accidents sont nombreux sur les coupes transversales, tandis que dans le sens longitudinal, la continuité est remarquable.

Dans la région traversée par le décrochement Montricher-Vallorbe-Pontarlier, toute régularité disparaît. Les plis sont bouleversés, bousculés latéralement par des cassures et des chevauchements, à tel point que leur physionomie est totalement transformée.

Ce qui caractérise les recherches tectoniques dans le territoire de la vallée de Joux et d'une façon générale dans tout le Jura plissé, c'est que les grandes lignes de la structure apparaissent au premier coup d'œil, tandis que les détails et les accidents, à peu près invisibles en surface, nécessitent des observations minutieuses et attentives, en raison de l'inexpression de la morphologie et de l'absence de coupes naturelles; sans compter que la densité de la végétation forestière et l'abondance des terrains glaciaires augmentent encore les difficultés d'investigation.

Chapitre 7.

La chaîne du Mont Tendre.

La chaîne du Mont Tendre est un vaste dôme anticlinal qui sépare le plateau vaudois de la vallée de Joux. Sa largeur dépasse 8 km. Morphologiquement elle a l'aspect d'un plateau surélevé et ondulé, interrompu le long de son axe par la crête du Mont Tendre, dont le faite atteint l'altitude maximum de 1683 m.

Il suffit de jeter un coup d'œil sur les coupes de la planche 1 ou de considérer la carte géologique, pour se convaincre que cette chaîne est formée de plusieurs plis parmi lesquels on peut distinguer un anticlinal principal et plusieurs plis secondaires, tous disposés parallèlement les uns aux autres, avec une régularité remarquable. Au demeurant, voici les noms qui serviront à les désigner, dans l'ordre où ils se succèdent du NW au SE:

- 1° L'anticlinal des Petites Chaumilles, 3 km au S du Sentier.
- 2° Le synclinal du Grand Essert, 4 km à l'E du Sentier.
- 3° L'anticlinal du Bucley, 2,5 km au N du sommet du Mont Tendre.
- 4° Le synclinal du Croset, Croset au Boucher, 1,2 km à l'W du Mont Tendre.
- 5° L'anticlinal du Mont Tendre.
- 6° Le synclinal du Pré de Mollens, 2 km au SE du Mont Tendre.
- 7° L'anticlinal de Mondisé, Crêt de Mondisé, 2,2 km au S du Mont Tendre.

Ces plis ne figurent pas en entier sur la carte géologique de la vallée de Joux. Nous laisserons de côté leur prolongement vers le SW qui a été décrit par FALCONNIER (59). En revanche, un chapitre spécial sera consacré aux bouleversements qu'ils subissent en direction opposée, sous l'effet de la dislocation de la Dent de Vaulion.

I. L'anticlinal du Mont Tendre.

La croupe la plus élevée de la chaîne du Mont Tendre est faite d'un anticlinal, bien distinct des éléments tectoniques voisins. Sa charnière ne coïncide pas avec la ligne de faite, mais elle l'accompagne avec un parallélisme à peu près parfait, à une distance d'environ 200 m au SE. Du sommet principal, vers le SW, on voit fort bien la courbure des bancs du Séquanien supérieur.

Au Creux d'Enfer, à la limite sud de la carte, le Séquanien qui forme le noyau de l'anticlinal, se ferme contre le petit plateau du Mont de Bière; c'est le résultat d'un léger abaissement axial qui n'empêche pas l'anticlinal de se prolonger par delà le Marchairuz et la Neuvaz, jusqu'au décrochement de St-Cergue. Dans l'autre direction, vers le NE, il est interrompu par la dépression tectonique de la Verrière, au-dessus de Montricher (voir esquisse tectonique). Mais il reparaît au delà sous la forme du mamelon de Châtel et de la croupe surbaissée du Chalet Derrière, après quoi il s'éteint, vraisemblablement sous l'effet d'une cassure transversale.

Avec ses flancs raides et sa charnière relativement aiguë, l'anticlinal du Mont Tendre se détache de la masse des autres plis surbaissés de la chaîne. C'est ce qui ressort de l'examen des coupes de la planche 1 qui nous dispense d'une longue description. Parfois, ses flancs, inclinés avec régularité, se raccordent par une charnière brusque et étroite, tandis qu'ailleurs le pli prend la forme coffrée, avec des flancs subverticaux, si caractéristique de la tectonique jurassienne.

1° Coupe des Combes. Une excellente coupe de l'anticlinal du Mont Tendre peut être établie sur le grand chemin qui franchit la chaîne par le petit col des Combes (1572 m) entre la Pierre du Coutiau et le Grand Cunay, 2,5 km SW du sommet du Mont Tendre. C'est approximativement celle que représente la coupe 17 de la planche 1. Du NW au SE, on rencontre successivement le Portlandien,

le Kimeridgien et le Séquanien du flanc nord-ouest, plongeant de 60° à 80° dans cette direction. La charnière séquanienne est confuse, mais on distingue bien la retombée du flanc sud-est dont les bancs s'inclinent très vite jusqu'à 90°; ensuite, ils sont brusquement ramenés à l'horizontale par une flexure à angle droit, particulièrement visible dans les épais calcaires du Kimeridgien inférieur, au débouché du chemin sur le pâturage du Petit Cunay.

Cette flexure qui s'atténue vers le NE, acquiert au contraire une ampleur de plus en plus grande en direction opposée; au delà de la route du Marchairuz, elle prend l'allure d'un véritable synclinal (FALCONNIER, 59, coupe 6).

2° Flanc sud-est de l'anticlinal. A la suite de cet accident qui limite d'une façon si nette la saillie anticlinale du Mont Tendre, les calcaires résistants du Kimeridgien inférieur, surmontés des niveaux plus tendres appartenant à la zone du Banné, forment un grand plateau régulier, faiblement incliné au SE, que de profondes échancrures karstiques divisent en plusieurs lambeaux occupés par les pâturages du Petit Cunay, de Druchaux et du Chalet Neuf du Mont Tendre.

Au SE, le plateau est interrompu par un abrupt rocheux longitudinal, déterminé par une nouvelle flexure, qui ébauche le synclinal portlandien du Pré de Mollens. C'est à la Roche Perrausaz, exactement au droit du sommet du Mont Tendre, que ce repli atteint son amplitude maximum. Plus loin, vers le NE, il perd rapidement son importance et sur le profil 14, planche 1, qui passe par Risel, il n'est plus apparent.

3° Flanc nord-ouest de l'anticlinal. L'autre flanc de l'anticlinal du Mont Tendre est moins régulier; on le voit se redresser brusquement pour former un anticlinal secondaire étroit, qui est bien individualisé dans sa partie moyenne (coupes 15, 16, 17, planche 1), tandis qu'à ses deux extrémités, il s'enfonce, disparaît sous le Crétacé et se confond morphologiquement avec le synclinal des Crosets.

Pour bien voir ce repli, qui est à peine marqué dans la topographie, il faut suivre le chemin qui, à l'W du Mont Tendre, aboutit à la citerne 1563 m (coupe 16, planche 1). Après les éboulis qui dissimulent le Valanginien et le Purbeckien en partie écrasés, on découvre le Portlandien vertical, puis le niveau à *Exogyra virgula*, premier terme du Kimeridgien. Quelques mètres encore, après un petit escarpement de Kimeridgien à stratification confuse, on retrouve la même série — niveau à *Exogyra virgula* et Portlandien — dans l'ordre inverse, avec un pendage de 50° au SE. 200 m plus loin dans cette direction, contre le versant kimeridgien du sommet 1653,2 m, on la voit émerger de nouveau avec une inclinaison de 60° NW.

Grâce au précieux niveau à *Exogyra virgula*, ces replis secondaires sont donc parfaitement connus. Il s'agit d'un anticlinal aigu de Kimeridgien, accompagné d'un synclinal de Portlandien plus évasé, tous deux greffés sur le flanc nord-ouest de l'anticlinal du Mont Tendre. Leur existence est confirmée par des traces de charnières que l'on trouve, en cherchant bien, dans les lapiez environnants.

4° Les extrémités de l'anticlinal secondaire. En suivant l'anticlinal secondaire dans la direction du NE, sur la carte ou sur les coupes de la planche, on le voit s'abaisser rapidement et s'atténuer en proportion. A la hauteur du Chalet de Yens (800 m à l'WSW du sommet), le Kimeridgien s'effile et disparaît; puis le pli se rapproche de l'anticlinal principal; en même temps, son flanc nord-ouest se déverse davantage et le Purbeckien ainsi qu'une partie du Valanginien s'écrasent. Au Chalet de Pierre, Portlandien et Purbeckien disparaissent sous le Crétacé (coupe 15). Dès lors, le pli n'apparaît plus dans la topographie; seuls les plongements du Valanginien à l'E de Mazel, juste au bord de la carte, décèlent encore son existence.

Dans la direction sud-ouest, l'anticlinal et le synclinal secondaires sont bousculés et déformés par des décrochements dont il sera question plus loin. Mais on les retrouve intacts dans la colline portlandienne 1556, 300 m au S du chalet du Grand Croset Dessus, et la courbure anticlinale est bien visible sur le chemin des Combes. Au delà, la chute axiale est rapide; successivement, le Purbeckien, le Valanginien inférieur et supérieur et les deux niveaux de l'Hauterivien apparaissent contre les flancs des plis et forment le réseau compliqué de combes et de crêts, qui s'étend entre les Combes du Cunay et le Pré de Denens (coupe 17). Sur la carte, ces étages s'inscrivent en chevrons aigus, dont la

forme trahit, à défaut de plongements visibles, la forme tranchante des charnières. On peut penser que de tels plis ne disparaissent pas à la limite de notre territoire, mais qu'ils se prolongent à l'W de la route du Marchairuz, bien que FALCONNIER, dans son étude de cette région (59), n'en fasse pas mention.

II. Le synclinal du Pré de Mollens et l'anticlinal de Mondisé.

(Coupes 15 et 16, pl. 1.)

Ces deux éléments tectoniques occupent l'angle sud-est de la carte; le premier forme la dépression portlandienne du Pré de Mollens — Pré de Ballens — Pré de St-Livres (Feuille Siegfried 431) et le second, la croupe boisée du Crêt de Mondisé et de la Correntenaz.

L'un et l'autre diminuent rapidement d'importance au NE, dans les forêts du Creux des Fayes, et de la Côte de Mollens. On n'en retrouve pas de traces à l'E de la ligne de dislocation qui passe par Montricher. En revanche, dans l'autre direction, on les voit prendre de plus en plus d'ampleur et se prolonger jusqu'au décrochement de St-Cergue.

Le **synclinal du Pré de Mollens** est d'allure extrêmement calme. Ses deux flancs sont constitués par des bancs de calcaire portlandien, inclinés uniformément de 10° à 20°, qui forment en surface de grandes dalles lapiézées. Au voisinage du Pré de Mollens, la régularité est troublée par un petit repli secondaire.

L'**anticlinal de Mondisé** est en grande partie caché par la couverture de glaciaire qui revêt tout le versant sud-est de la chaîne. Pour l'étudier, il faut suivre le grand chemin qui part du Pré de Ballens et descend en serpentant dans la Côte de Ballens. Il apparaît alors comme une large voûte asymétrique, dont le flanc côté plaine, d'abord incliné régulièrement, se plie bientôt en genou et se déjette dans la pente qui domine les villages de Berolles et de Mollens (coupe 16).

La combe de la Correntenaz, petite dépression oblique dans le prolongement du Crêt de Mondisé, correspond à un repli synclinal secondaire.

III. Les décrochements du Mont Tendre.

Le complexe tectonique apparemment si stable qui vient d'être décrit, est traversé par deux décrochements principaux, accompagnés de cassures secondaires qui le découpent en trois compartiments décalés les uns par rapport aux autres. C'est le caractère tectonique le plus original de cette région.

1° L'influence des décrochements sur la topographie. Le plus septentrional des deux décrochements — celui du Pré de Mollens — détermine le petit col dit du Sorcier (non indiqué sur la carte), point 1553, au NE de la Pierre du Coutiau. L'autre — le décrochement des Combes — passe par le col des Combes, 1 km au SW du premier, et par le Crêt de Mondisé. Tous deux se perdent dans la Côte de Ballens et de Mollens, où l'on ne peut suivre leurs traces sous les terrains glaciaires. De l'autre côté, ni l'un ni l'autre ne paraissent pénétrer dans le Crétacé du synclinal des Crosets.

Ces deux accidents ne se manifestent que par des discordances morphologiques si faibles qu'on peut circuler des journées entières dans les lapiez de la Pierre du Coutiau ou dans les pierrailles de Druchaux, sans se douter que l'on côtoie des cassures de cette importance. Pour se rendre compte de leur existence, il faut se rendre au sommet 1606,3 (Petit Cunay), 500 m au NE du Grand Cunay, et faire face au NE (fig. 16). La direction de l'axe de l'anticlinal est marquée sur le terrain par celle des têtes de bancs; d'autre part, la position de la charnière est indiquée par la dépression du Séquanien supérieur. Sachant cela, on voit immédiatement que l'anticlinal n'est pas continu. A deux endroits, aux cols du Sorcier et des Combes, il semble qu'il a été brisé transversalement avec déplacement vers l'W de la lèvre méridionale.

2° Recherche des traces. Pour préciser la position et l'importance des décrochements, il faut se résoudre à suivre pas à pas les niveaux caractéristiques du Jurassique supérieur, marne à *Ex. virgula*

et Séquanien supérieur. On s'aperçoit alors que leurs tracés ne sont pas continus, mais qu'ils présentent au voisinage des cassures, de brusques écarts latéraux qu'il s'agit de déterminer exactement. On obtient ainsi un certain nombre de points de repère situés sur les décrochements; en les joignant, on dessine la trace entière. Cette dernière partie du travail est facilitée par le fait que, une fois connu l'emplacement approximatif d'une cassure, on découvre dans les lapiez une multitude de petits indices — miroirs, dépressions transversales, discontinuités des bancs — qui permettent de déterminer la position de la trace avec exactitude.

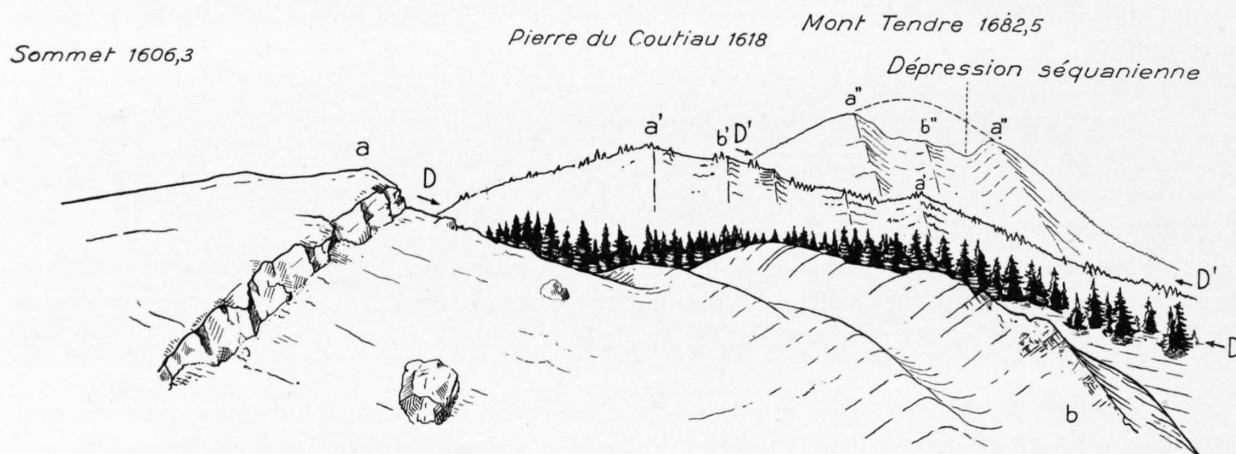


Fig. 16. La chaîne du Mont Tendre vue du sommet 1606,3 (Petit Cunay) vers le NE.
Les trois sommets sont décalés les uns par rapport aux autres par les décrochements transversaux.

a, a', a'' = Kimeridgien inférieur
b, b', b'' = Séquanien
D—D' = Décrochement des Combes
D'—D'' = Décrochement du Pré de Mollens

3° Les effets des décrochements. Les deux décrochements du Mont Tendre, orientés de l'E à l'W, ou plus exactement W 10° N, coupent l'axe des plis en oblique, sous un angle de 55° environ. Les plis qu'ils traversent ne sont pas bouleversés autant qu'on pourrait le croire. Leur profil reste à peu près le même de part et d'autre de chaque fracture. En revanche, les compartiments déterminés par les cassures sont décalés les uns par rapport aux autres.

Dans les deux accidents, le rejet est le même, en ce sens que la lèvre méridionale de chacun a subi un déplacement dans la direction de l'W relativement à l'autre. Ainsi les deux décrochements, comme du reste les petites cassures qui les accompagnent, ajoutent leurs effets, d'où cet aspect d'escalier que prend la carte dans cette région.

L'anticlinal de Mondisé est partagé en deux par le décrochement des Combes. Ainsi que l'indiquent les limites du Kimeridgien, la lèvre sud est légèrement déjetée à l'W en même temps que surélevée par rapport à l'autre. C'est ce qui produit l'exhaussement local de l'anticlinal qui atteint effectivement au Crêt de Mondisé, sa plus grande élévation.

Le synclinal du Pré de Mollens est divisé par les deux décrochements en trois tronçons qui correspondent à trois combes indépendantes: Creux du Nid (feuille Siegfried, 302), Pré de Mollens, Bois de St-Livres — articulées comme les segments d'une ligne brisée. Les deux dernières communiquent l'une avec l'autre par le petit col 1470 où la trace du décrochement de Mondisé est inscrite dans la topographie par un petit escarpement oblique.

La flexure de la Roche Perrausaz, elle aussi, est brisée en trois tronçons disposés en retrait les uns par rapport aux autres. En revanche, le plateau du Petit Cunay-Druchaux ne paraît pas disloqué d'une façon quelconque. Tout au moins ses trois surfaces indépendantes ne semblent pas avoir subi de dénivellations. On peut se demander si les dépressions karstiques qui les séparent n'ont pas été déterminées par la présence des décrochements.

C'est l'anticlinal du Mont Tendre qui a été le plus éprouvé. Très exposé du fait de sa forme élevée et étroite, affaibli par son noyau de Séquanien supérieur, il a été découpé, comme un pain long, en plu-

sieurs tranches obliques dont la poussée a rompu l'alignement. Les lignes de fracture ont favorisé l'abaissement local de la chaîne et la formation des cols dont il a été question au début de ce chapitre.

Un point intéressant est la pénétration du décrochement du Pré de Mollens dans l'anticlinal du Mont Tendre, au S du sommet 1659. On voit sur la carte le décrochement se ramifier brusquement, au contact des bancs verticaux du flanc sud-est, en quatre cassures divergentes qui traversent chacune pour soi la charnière du pli; après quoi, trois d'entre elles se réunissent de nouveau.

4° Les miroirs et les stries. Les petits miroirs de faille sont fréquents dans les lapiez, mais leur surface corrodée ne montre rien d'intéressant. Dans un seul cas, il a été possible d'observer des stries.

Sur la petite cassure qui rompt le Séquanien supérieur du flanc sud-est, au point 1573, 700 m à l'E du Chalet du Mont Tendre, la construction d'un chemin a mis à découvert une surface polie, sur laquelle sont tracées des stries orientées de l'E à l'W et relevées dans le même sens d'un angle variant de 25° à 30°.

Bien qu'il ne s'agisse que d'une faille secondaire, on peut penser que les deux grands décrochements et les autres cassures qui lui sont tous plus ou moins parallèles, ont joué en même temps qu'elle et dans le même sens, c'est-à-dire de l'E à l'W, et suivant une direction légèrement montante.

5° Les rejets. Ainsi le rejet serait surtout horizontal. Effectivement, nous l'avons constaté en remarquant que le plateau de Druchaux est resté à peu près intact, tandis que les deux flexures verticales qui le bordent ont été violemment disloquées.

Le rejet horizontal peut être mesuré sans difficulté aux points de rupture des niveaux caractéristiques en position très inclinée.

Les résultats donnent pour le décrochement du Pré de Mollens un déplacement vers l'W de 200 m à la flexure de la Roche Perrausaz et de 350 m à l'anticlinal du Mont Tendre, compte tenu des quatre cassures composantes.

En ce qui concerne le décrochement de Mondisé, les rejets aux points correspondants mesurent 200 m et 150 m.

6° Plans de décrochements. On connaît un nombre suffisant de points précis pour pouvoir déterminer approximativement l'inclinaison des plans de décrochements. Dans chaque cas on arrive à la conclusion que le plan de décrochement est incliné au NNE, d'un angle que l'on peut estimer à 50° ou 60° en moyenne. On comprend alors le changement de direction que subissent les traces, en franchissant le faite de la chaîne et les autres ruptures de pente.

7° Le contact des décrochements avec le synclinal des Crosets. Nous savons déjà que le synclinal des Crosets, qui succède à l'anticlinal du Mont Tendre dans la direction nord-ouest, n'a pas été disloqué par les décrochements. Ces derniers sont visibles jusque tout près de la limite du Crétacé, mais ils ne la franchissent pas, sinon les affleurements de Valanginien auraient perdu leur continuité ou tout au moins leur alignement.

En revanche, il s'est produit dans le compartiment compris entre les deux décrochements et au contact du synclinal, un phénomène qu'il vaut la peine de signaler. En suivant le fond du synclinal depuis les Combes du Cunay, dans la direction du NE, on assiste, à droite, à la disparition du Purbeckien, puis de la plus grande partie du Valanginien au contact du Portlandien, et l'on voit ce dernier s'avancer dans le synclinal jusque tout près de l'Hauterivien supérieur dont la régularité ne paraît pas troublée par un tel voisinage. Un peu plus à l'E, au S du chalet du Grand Croset Dessus, le Valanginien affleure sous les escarpements de Malm qui dominent le vallon, puis tout disparaît sous les éboulis.

Nous avons donc affaire à un petit chevauchement, bien visible sur la carte; le Portlandien de l'anticlinal ébranlé par les décrochements s'avance localement vers le NW et chevauche le Crétacé du synclinal sur une largeur maximum de 150 m. C'est ainsi que s'éteignent les deux décrochements du Mont Tendre. Nous verrons dans le chapitre suivant qu'ils ont eu des répercussions sur les plis situés plus loin au NW.

8° Résumé et conclusions. Les décrochements seront envisagés à nouveau dans le chapitre de l'orogénie. Toutefois, il est possible de tirer de leur étude quelques conclusions provisoires :

- a) Il existe au S et à l'W du sommet du Mont Tendre une zone caractérisée par des dislocations obliques.
- b) La direction des cassures est indépendante de celle des plis qu'elles traversent.
- c) Les plis sont découpés et les tranches déplacées par les décrochements, mais le profil des plis ne subit pas de grandes déformations.
- d) On peut en conclure que ces décrochements sont le résultat d'une poussée orogénique tardive et distincte de celle qui a produit le plissement général du Jura.

IV. Le synclinal des Crosets.

Malgré sa faible largeur et le peu de place qu'il occupe sur la carte, ce synclinal est un élément tectonique extrêmement constant. Sur notre territoire, il forme une longue combe régulière occupée par les pâturages du Pré de Denens, des Combes du Cunay, des Crosets, du Pré d'Etoy et de Mazel (coupes 13 à 17, pl. 1). Au NE, hors des limites de la carte, il s'efface en quelque sorte au Pré de l'Haut, sous l'effet de la dislocation dont il sera question au chapitre 9; puis il reprend de la vigueur, s'élargit et forme finalement la cuvette synclinale de Vaulion (coupes 2, 4, 6, 8, 9, 11).

Dans la direction contraire, il acquiert aussi de l'importance; au SW de la route du Marchairuz, il donne naissance à la combe complexe des Amburnex (59), puis au delà du décrochement de St-Cergue, on le retrouve dans la vallée de la Valserine (91).

Dans une direction comme dans l'autre, c'est une descente axiale qui produit l'élargissement de la combe synclinale et l'apparition de l'Hauterivien et du Barrémien. La partie culminante de l'axe se trouve à peu près à la hauteur du Mont Tendre. Le synclinal atteint là son minimum de profondeur et sa largeur y est réduite en proportion; celle du Valanginien ne dépasse pas une centaine de mètres (coupe 16).

A cet endroit, le flanc nord-ouest plonge régulièrement au SE sous un angle de 50° à 60°. L'autre flanc est beaucoup plus abrupt; au NW du sommet du Mont Tendre en particulier, il est fortement renversé, ainsi que le montrent les pendages mesurés sur le chemin qui aboutit au Chalet de Yens. Il est aussi quelque peu écrasé et étiré.

Dans sa double descente axiale vers ses deux extrémités, le synclinal bénéficie du fait que les plis secondaires du flanc nord-ouest de l'anticlinal du Mont Tendre s'abaissent également et en s'enfonçant dans le Crétacé, s'ajoutent morphologiquement au synclinal.

Nous avons vu dans le paragraphe précédent que le Crétacé du synclinal subit, près des Combes du Cunay, un petit chevauchement local de la part du Portlandien.

V. L'anticlinal du Bucley.

Le synclinal du Grand Essert. L'anticlinal des Petites Chaumilles.

Entre le synclinal des Crosets et la vallée de Joux s'étend une sorte de grand plateau large de 2 à 3 km, dont la pente générale est tournée vers le NW. Mais sa surface est interrompue par de nombreuses collines ou par des crêtes et des dépressions longitudinales. Toute cette étendue est occupée exclusivement par des calcaires du Jurassique supérieur, d'où son aspect aride et son caractère karstique très prononcé.

Au point de vue tectonique, cette énorme masse inerte a joué le rôle de tampon; la poussée orogénique n'a pas réussi à vaincre sa rigidité et son unique effet a été de lui imprimer quelques courbures. Il y a donc un violent contraste entre ce territoire si stable et à peine plissé, et les zones voisines où les effets tectoniques semblent s'être accumulés.

1° Région des Croisettes-Sapelet. Au SE de l'Abbaye, le plateau tout entier est occupé par un anticlinal unique (anticlinal du Sapelet de NOLTHENIUS, 55), très large et régulièrement voûté (coupe 11, pl. 1). Ce pli se retrouve à l'E de la ligne de dislocation Montricher-le Pont; il y subit de très violents bouleversements qui feront l'objet du chapitre 9.

Au Sapelet Dessous, l'Argovien apparaît dans une petite vallée d'érosion dont l'origine est sans doute en relation avec de petites failles que l'on y trouve. Immédiatement à l'W de ces failles, le gros anticlinal se bifurque en deux plis secondaires (anticlinal du Bucley, anticlinal des Petites Chaumilles) séparés par le synclinal du Grand Essert.

Malgré leur faible importance, ces plis sont bien marqués sur la carte, grâce au niveau à *Exogyra virgula* qui permet de tracer avec exactitude la limite du Kimeridgien et du Portlandien. Les sinuosités de cette limite font apparaître les plus petits accidents et donnent ainsi un peu de relief à cette région par ailleurs si monotone.

2° Le synclinal du Grand Essert. Ce synclinal secondaire, simple ride de la carapace jurassique, apparaît à la Fruitière, dans le haut vallon de la Lyonne, 1500 m au S de l'Abbaye, où l'on trouve en effet des calcaires kimeridgiens inclinés faiblement (15—20°) au SE (coupes 13 et 14). De là, si l'on s'avance dans la direction sud-ouest, on le voit prendre de plus en plus d'importance; près de la Coche, ses flancs se précisent et sa profondeur augmente. Dès le Grand Bois à Ban, il est rempli de Portlandien, et peu à peu il se déplace vers le S, repoussé par l'anticlinal des Petites Chaumilles qui s'élargit sans cesse.

A l'W des Grandes Chaumilles (coupes 17 à 19), le synclinal commence à dégénérer. Sous l'effet de plusieurs failles transversales dont il sera question dans le paragraphe suivant, ses flancs s'aplanissent, sa courbure diminue. Les deux lambeaux de Portlandien que l'on a marqués sur la carte à l'W du Pré de Bière, de part et d'autre de la trace d'une faille, représentent ses derniers vestiges dans cette direction. Au delà, il fait place à la région tabulaire de la forêt de la Rollaz, au S de la Meylande.

3° L'anticlinal du Bucley. Au S de l'Abbaye, dans la région du Sapelet Dessus, l'anticlinal du Bucley mesure près de 2 km de large (coupes 14, 15). Son profil est un triangle rectangle asymétrique reposant sur son hypoténuse. Le flanc nord-ouest s'étale interminablement avec une inclinaison monotone de 10 à 25°; l'autre flanc s'enfonce brusquement au SE sous un angle qui varie de 50° à 80°.

Le centre est occupé par une large bande de Séquanien supérieur un peu marneux, dans lequel sont creusées les dépressions karstiques du Sapelet Dessus, du Bucley et de la Duchatte. Tandis que sur le flanc sud-est, la limite supérieure du Séquanien est d'une régularité remarquable, de l'autre côté, elle est fréquemment coupée par de petites failles, à rejet vertical peu considérable, suffisant toutefois pour produire sur des couches si peu inclinées, des déplacements horizontaux apparents de près de 200 m.

A partir de la Duchatte vers le SW (coupes 16 à 18), l'anticlinal subit une descente axiale continue de 15° environ, dont les effets ne tardent pas à se faire sentir. Le Séquanien se ferme au Bois de la Rippe, le Kimeridgien près des Grands Crosets pour reparaitre, il est vrai, 1500 m plus loin, aux Grandes Chaumilles, grâce à un léger redressement de l'axe coïncidant avec un abaissement de la surface topographique.

En même temps qu'il s'enfonce, l'anticlinal du Bucley se rétrécit et s'aplatit comme le montre la coupe 18. A la limite méridionale de la carte, aux Prés de Bière, ce n'est même plus un saillant, son flanc nord-ouest étant à peu près horizontal. En somme, l'anticlinal fait place à la flexure qui forme le bord de la région tabulaire Pré de Bière-Rollaz.

4° L'anticlinal des Petites Chaumilles. C'est encore un pli éphémère, comme les précédents; on peut le constater sur les coupes de la planche 1. Au début, simple ride du flanc nord-ouest de l'anticlinal principal, il augmente continuellement en largeur et en hauteur jusqu'au sommet 1433,8 des Petites Chaumilles Dessus, au delà duquel il s'effondre et disparaît sur une distance de moins

de 1500 m. Sous l'effet des mêmes failles qui ont eu raison du synclinal voisin, sa charnière s'aiguise, sa largeur diminue et son axe s'abaisse. Le Kimeridgien se ferme à quelques mètres de la route du Marchairuz, à l'W de la Meylande, après quoi, le Portlandien ne forme plus qu'un petit palier. Il semble que l'anticlinal ait été nivelé.

Le flanc sud-est de cet anticlinal se complique d'un petit plissement secondaire. A l'W du Petit Croset (coupes 16 et 17a) et au Grand Croset Dessous ce n'est encore qu'une simple flexure; mais en direction sud-ouest, on le voit s'accentuer et se transformer finalement en un petit sillon bordé par une crête anticlinale (coupe 17). Ce système atteint son maximum à la hauteur des Petites Chaumilles Dessus; le synclinal y contient du Portlandien, tandis que la courbure anticlinale, particulièrement forte à cet endroit, fait apparaître une boutonnière de Kimeridgien (coupe 18). Mais sous l'effet de la faille voisine, tout cela s'affaisse; le sillon qui relaie en quelque sorte le synclinal du Grand Essert se retrouve dans la combe de la Meylande jusqu'à la route du Marchairuz, au delà de laquelle toute trace de repli disparaît.

VI. Les failles des Chaumilles.

Nous avons vu dans le paragraphe précédent que les anticlinaux du Bucley et des Petites Chaumilles, ainsi que le synclinal du Grand Essert, sont traversés dans la région des Chaumilles, à l'E de la route du Marchairuz, par une série de failles qu'il convient d'étudier maintenant pour elles-mêmes.

Les traces de ces cassures ne sont pas plus visibles que celles des décrochements du Mont Tendre et pour les découvrir, il faut avoir recours à la même méthode, c'est-à-dire suivre pas à pas le niveau à *Exogyra virgula* et noter ses discontinuités.

Outre les failles principales, il en existe un bon nombre de petites qui interrompent la limite du Kimeridgien et du Portlandien. On peut croire qu'il s'en trouve encore d'autres qui passent inaperçues du fait qu'elles n'atteignent pas le niveau à *Ex. virgula*.

1° Direction et rejet. Parmi les failles les plus importantes, trois sont orientées approximativement du SE au NW, tandis que la plus septentrionale est dirigée à peu près de l'E à l'W. Toutes les quatre ont joué verticalement et dans le même sens, c'est-à-dire que dans chaque cas, la lèvre sud ou sud-ouest a été exhaussée par rapport à l'autre. On le voit d'une façon particulièrement frappante, au fond du synclinal, où les bancs sont horizontaux. Ainsi dans le cas de la faille qui se trouve au SW des Grandes Chaumilles, la lèvre sud-ouest a subi une surélévation d'une trentaine de mètres qui se marque sur le terrain par un rétrécissement considérable du Portlandien.

Celle du Pré de Bière montre deux lambeaux de Portlandien qui sont en contact le long de la trace, mais à des niveaux différents.

Quant à celle qui se trouve entre les deux précédentes — faille de la Perrausaz — elle fait disparaître le Portlandien du synclinal au profit du Kimeridgien. Son rejet, comme celui des deux autres, paraît être à peu de chose près vertical. Toutefois, il faut faire une réserve pour son extrémité nord-ouest, qui franchit l'anticlinal des Petites Chaumilles entre le sommet 1433,8 et la colline 1408. Dans cette région, elle semble avoir agi horizontalement en poussant l'extrémité du pli vers le NW.

2° Effets des failles sur les plis. Contrairement aux décrochements du Mont Tendre, qui découpent les plis sans en modifier le profil, les failles des Chaumilles ont une influence considérable sur la forme de ceux qu'elles traversent. Vues du NE, elles les exhaussent et en même temps elles les aplanissent. Pour s'en convaincre, il suffit de considérer la faille de la Perrausaz à l'endroit où elle franchit le repli secondaire de l'anticlinal des Petites Chaumilles, entre les points 1324 et 1323. Au NE de la ligne de faille, des pendages de 30° à 60° SE indiquent une courbure anticlinale très marquée dans la boutonnière kimeridgienne; quelques mètres plus au SW, sur l'autre lèvre, le même pli ne se traduit plus que par des plongements du Kimeridgien de 10° au maximum. Il s'est donc produit, du fait de la faille, un véritable nivellement accompagné d'une surélévation qui est indiquée sur la carte par la position du niveau à *Ex. virgula*, de part et d'autre de la trace.

Sous l'effet des quatre failles des Chaumilles, l'anticlinal du Bucley, celui des Petites Chaumilles et le synclinal du Grand Essert finissent par être complètement effacés. Ainsi, le grand anticlinal qui leur avait donné naissance dans la région du Sapelet (limite orientale de la carte), retrouve son unité. Il forme au SW de la route du Marchairuz une large voûte très surbaissée qui se prolonge dans la chaîne du Noirmont.

3° Leurs relations avec les décrochements du Mont Tendre. A première vue, ces deux systèmes de cassures séparés par le tampon amortisseur que constitue le synclinal des Crosets, paraissent être absolument indépendants l'un de l'autre. Pourtant, on ne peut s'empêcher de constater que la zone faillée des Chaumilles se trouve dans le prolongement des deux décrochements principaux. On est donc en droit de se demander si son existence n'est pas le résultat d'une sorte de gauchissement qui se serait produit dans le massif jurassique en contre-coup de la dislocation de l'anticlinal du Mont Tendre.

VII. Le versant crétacé de la chaîne du Mont Tendre.

Du plateau de Malm qui vient d'être décrit, on descend dans la vallée de Joux par un versant rapide en traversant successivement tous les étages du Portlandien à l'Urgonien, là du moins où les placages de glaciaire ou les éboulis ne les dissimulent pas.

Tectoniquement, cet ensemble est le flanc de raccordement de l'anticlinal des Petites Chaumilles et du grand synclinal de la vallée de Joux.

1° Coupe de la Lyonne. On peut étudier cette série en détail dans la coupure de la Lyonne, au-dessus de l'Abbaye; elle s'y présente sous la forme d'un genou arrondi (coupe 11, pl. 1) avec un Crétacé et un Portlandien supérieurs verticaux ou renversés, tandis que plus haut dans le ravin, les couches plus profondes du Kimeridgien affleurent avec un pendage de 45° au NW.

La même architecture se retrouve en gros tout le long du versant, avec pourtant quelques complications qui vont être exposées en progressant du NE au SW.

Dans la Côte du Saumon qui domine le Groënroux, 2 km SW de l'Abbaye, la courbure en genou s'accroît, s'abaisse et se rapproche du lac. On peut le constater sur les coupes 13 et 14; sur la carte, cela se manifeste par le rétrécissement et l'étirement du Crétacé au bénéfice du Malm.

2° Les replis secondaires. Plus on s'éloigne de l'Abbaye, plus le phénomène devient aigu. A la hauteur de Chez Bourquin (coupe 15a) un palier apparaît tout près de la charnière de Portlandien qui semble extrêmement tourmenté sur le chemin de la Coche.

Puis, au-dessus de Vers chez Grosjean (coupe 15b), le renversement du Crétacé s'accroît; en même temps, la charnière se pince. Il en résulte un anticlinal très mince, déversé dans la direction du lac, suivi d'un petit synclinal. Tout cela est marqué sur la carte avec beaucoup de netteté, par les limites du Purbeckien (coupe 15).

Synclinal et anticlinal ne tardent pas à être envahis par le Crétacé. Dès lors, l'aspect de ce versant de la vallée change du tout au tout. La côte raide et boisée, coupée par des parois de Malm, fait place à une pente crétacée beaucoup moins abrupte, interrompue à mi-hauteur par le synclinal qui forme un palier recouvert de glaciaire et riche en sources. C'est l'origine de la zone cultivée supérieure des Petits Mollards que l'on peut suivre sur une distance de près de 4 km.

3° La faille de Sur le Crêt. L'anticlinal aigu ne conserve pas longtemps son profil saillant; pourtant il reste visible jusqu'à la hauteur de l'extrémité du lac. Son raccordement avec le petit synclinal qui lui succède doit se faire par le moyen d'une faille, qu'à vrai dire on ne voit nulle part avec netteté. Toutefois (coupe 16), sur le chemin qui monte en oblique à Sur le Crêt (vis-à-vis de l'extrémité du lac), on trouve à la suite du Barrémien, de l'Hauterivien supérieur renversé (55° E), puis dans le fossé, de l'Hauterivien inférieur, auquel succède de l'Hauterivien supérieur horizontal. Comment se raccordent ces deux affleurements d'Hauterivien? Par un pli anticlinal? Si c'était le cas, on en verrait les traces. L'hypothèse d'une petite faille paraît plus vraisemblable.

4^o Région du Brassus. Aux Mollards sur Chez Villard, 3 km au NE du Brassus, le synclinal secondaire se rétrécit. Le grand chemin forestier qui part du hameau de Chez Villard, traverse la série régulière et légèrement renversée des étages du Barrémien et de l'Hauterivien, puis le Valanginien qui occupe toute la partie supérieure du versant. Déjà dans ce Valanginien apparaissent quelques traces de plissements qui expliquent du reste son étendue et qui vont prendre rapidement de l'importance (coupe 17).

Au-dessus du chalet de la Chirurgienne (coupe 18) et surtout dans le pâturage de la Meylande Dessous, à l'E du Brassus, ces nouvelles rides se précisent.

Au delà du vallon du Brassus qui coupe le versant et le dissimule sous de gros paquets morainiques, on retrouve la série crétacée considérablement élargie par suite de la disparition de l'anticlinal des Petites Chaumilles (coupe 20). On y observe de nouveau des replis secondaires dans le Valanginien : un petit anticlinal aux Grands Mollards ; un deuxième dans la crête rocheuse 1281,6, au N de la Lande Dessus. Le synclinal qui les sépare contient un lambeau d'Hauterivien inférieur (Mollards sur le Brassus).

Plus loin au SW, ce Crétacé et ses plissements prennent un développement considérable sur le plateau des Grands Plats. On en trouve le détail dans les coupes de FALCONNIER (59).

Chapitre 8.

La vallée de Joux et la chaîne du Risoux.

A la suite de la chaîne du Mont Tendre en direction nord-ouest, on rencontre une série de vallons, de crêtes ou de plateaux qui correspondent à autant de synclinaux et d'anticlinaux. Ce sont :

1^o La vallée de Joux proprement dite, qui occupe l'emplacement d'un synclinal important, le synclinal de Joux.

2^o Une étroite crête rocheuse de Jurassique, qui porte sur la carte les noms de Revers, ou de Côte. C'est l'anticlinal de la Côte.

3^o Un nouveau vallon rempli de Crétacé, de moraine et de tourbe : le synclinal du Solliat.

4^o La chaîne du Risoux qui correspond à l'anticlinal de même nom.

Ces quatre plis vont être étudiés séparément.

I. Le synclinal de Joux.

Le thalweg de la vallée de Joux est occupé dans toute sa largeur et sur une longueur de près de 10 km par le lac de Joux, et en amont par de volumineux dépôts alluviaux, tourbeux ou glaciaires. Sur toute cette étendue, la roche en place n'affleure nulle part (fig. 1). Le synclinal qui l'occupe est donc invisible, à part son flanc sud-est qui vient d'être décrit dans le chapitre relatif à la chaîne du Mont Tendre.

On connaît également son prolongement sur territoire français, en amont du lac des Rousses. Dans cette région, le fond du synclinal se relève en s'approchant du décrochement St-Cergue-Morez, et son Crétacé émerge des terrains quaternaires. RAVEN (107), dans son étude sur la région des Rousses, lui donne un profil complexe et coupé par de nombreuses fractures.

En direction opposée vers le NE, il est interrompu au Pont par le grand accident transversal de la Dent de Vaulion, au delà duquel nous le retrouverons dans un chapitre ultérieur.

Pour le reste, on en est réduit à des conjectures. De la présence de sédiments molassiques (v. p. 48), près de l'Abbaye et dans les tunnels du lac Brenet (v. p. 50), on peut déduire que le synclinal est partiellement rempli de terrains tertiaires sous sa couverture quaternaire.

On est en droit de supposer également — on en verra plus loin les raisons — qu'il est séparé de l'anticlinal de la Côte par une faille importante.

II. L'anticlinal de la Côte.

La Côte est une longue échine rocheuse qui sépare le vallon principal de celui du Solliat. C'est elle qui domine de ses escarpements la rive nord-ouest du lac.

L'anticlinal de la Côte (anticlinal du lac de Joux de NOLTHENIUS, 55) apparaît dans le petit promontoire qui s'avance entre les deux lacs, vis-à-vis du Pont, puis il se continue tout le long de la Côte jusqu'à la hauteur du Brassus (Côte des Pignet Dessous); à partir de ce point, on le voit s'élargir, s'élever et finalement se confondre, morphologiquement tout au moins, avec le plateau du Risoux.

Dans le «Dictionnaire géographique de la Suisse» (44), on lui donne la silhouette tranquille d'un pli régulier. La réalité est tout autre.

1° L'anticlinal entre le Pont et le Lieu. Les coupes 11 et 14 de la planche 1, ainsi que la coupe 1 de la fig. 17, qui traversent la région comprise entre le Pont et le Lieu ne montrent que le flanc nord-ouest parfaitement régulier de l'anticlinal. L'autre est invisible. Sa place est occupée par le lac.

De quoi s'agit-il? L'hypothèse d'un pli-faille vient immédiatement à l'esprit. L'anticlinal, au lieu de se plisser d'une façon continue, se serait donc rompu le long de sa charnière suivant une faille. L'une de ses lèvres, celle qui correspond au flanc sud-est du pli, serait effondrée dans le lac, tandis que l'autre, c'est-à-dire le flanc nord-ouest, formerait la saillie de la Côte.

A première vue, cette hypothèse paraît judicieuse quoique NOLTHENIUS (65) ne l'ait pas jugée indispensable; elle est même appuyée par le fait que dans cette région, la Côte tombe à peu près à pic dans le lac et que celui-ci atteint sa plus grande profondeur au pied de ces escarpements.

Nous allons voir, en étudiant la Côte à l'W du Lieu, qu'elle se confirme exactement.

2° L'enjambement de Pré Lionnet. Le nom de Pré Lionnet est celui d'un petit pré situé au bord du lac, juste au-dessous des deux petits tunnels du chemin de fer, 1 km au SW du Lieu. Il nous servira à désigner le curieux phénomène tectonique qui s'est produit dans cette région, et dont on trouvera la représentation dans les coupes de la figure 17.

Le niveau à *Exogyra virgula* de la Côte que l'on peut suivre sans interruption depuis les Charbonnières, disparaît brusquement à la hauteur de Pré Lionnet. A partir de là, on ne le retrouve plus et toute la Côte devient portlandienne (coupes 3 et 4).

Le tunnel septentrional est percé dans des bancs de Portlandien qui s'enfoncent au NW sous un angle de 80°. L'autre tunnel, au contraire, traverse un contrefort de Portlandien incliné de 55° côté lac. Entre les deux, on remarque un couloir qui se prolonge vers l'W par une petite combe oblique par rapport à la direction générale des couches (fig. 18).

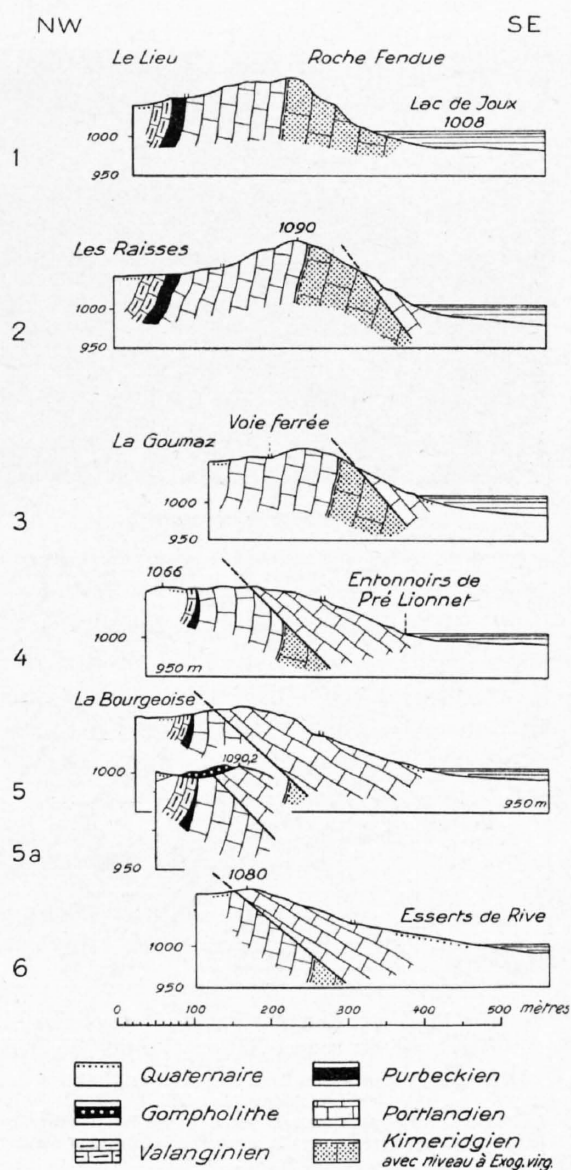


Fig. 17. Coupes géologiques de l'enjambement de Pré Lionnet.
Echelle 1: 10 000.

Cette dépression est la trace d'une faille qui enjambe la Côte. C'est elle, certainement, qui interrompt le Kimeridgien et en particulier le niveau à *Ex. virgula*.

L'examen de la carte ou de la fig. 17 permet de constater que cette faille produit un véritable bouleversement dans la structure de la Côte: d'une part, le flanc nord-ouest de l'anticlinal, jusque-là si régulier, s'abaisse, se rétrécit et finit par disparaître au contact de la trace; d'autre part, une masse nouvelle de Portlandien, inclinée vers le SE, surgit du lac, s'élève contre le flanc de la Côte, chevauche le flanc nord-ouest et finit par le recouvrir tout entier.

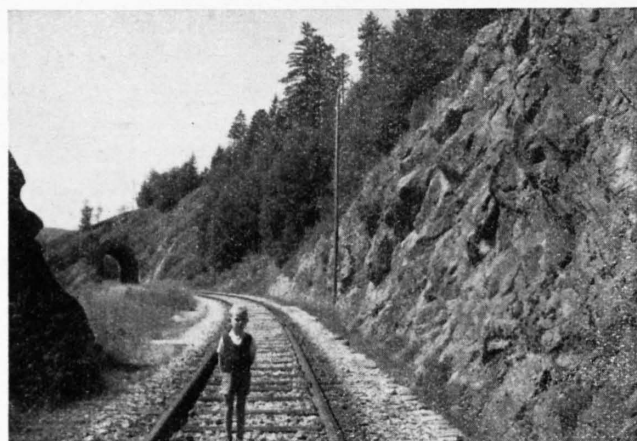


Photo Aubert.

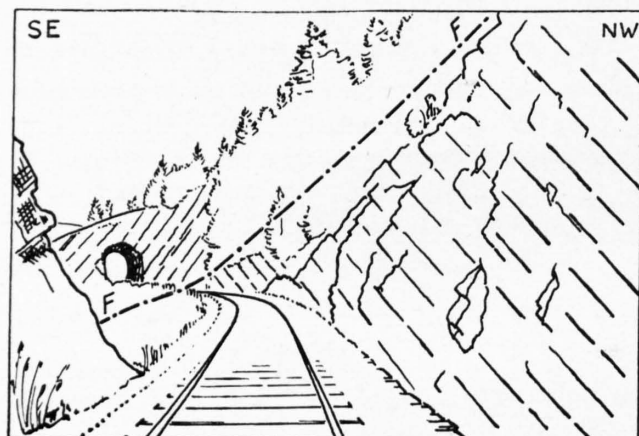


Fig. 18. L'enjambement de Pré Lionnet (Le Lieu).

Vue prise du tunnel NE en direction de l'autre.

A droite, le Portlandien du flanc nord-ouest de l'anticlinal de la Côte, plongeant au NW.

Au fond, dans le second tunnel, l'autre flanc incliné en direction opposée. La faille qui les sépare occupe la dépression boisée, entre les deux tunnels.

longueur de près de 7 km. Dans cette région, la Côte est constituée par un empilement de bancs portlandiens généralement inclinés vers le SE. De Pré Lionnet jusqu'à l'extrémité du lac, le plongement reste dans les limites de 45 à 65° SE. Mais déjà dans la petite cluse de la Golisse, des déformations apparaissent qui, s'accroissant dans la direction sud-ouest, finiront par bouleverser complètement l'épaisse série portlandienne.

Les grands chemins qui franchissent les Côtes du Sentier permettent d'observer une petite ride synclinale sur le dos du Portlandien que l'on peut suivre jusqu'aux Côtes des Piguet Dessous. Dès lors, elle n'est plus guère visible à cause du rabotage glaciaire qui a émoussé tous les affleurements.

Du côté du synclinal du Solliat, la limite du Portlandien de la Côte est très nette; c'est qu'elle coïncide avec la trace de la faille faîtière de l'anticlinal. La présence de cette dernière est attestée par

C'est ce que nous appelons l'enjambement de Pré Lionnet. A n'en pas douter, le Portlandien qui apparaît si inopinément, représente le flanc sud-est que l'on supposait être effondré dans le lac. Mais alors la cassure de Pré Lionnet qui sépare les deux flancs ne peut être autre chose que celle du pli-faille qui, jusqu'ici, était dissimulée par le lac. Ainsi se trouve confirmée l'hypothèse formulée ci-dessus.

Malgré son importance, cet enjambement est si peu apparent en surface que, sans des recherches actives, il pourrait passer inaperçu. Le flanc chevauché devrait, semble-t-il, porter les traces de la pression qu'il a subie et des frictions qui se sont produites à sa surface. Or, c'est tout au plus si l'on observe dans la tranchée du chemin de fer quelques indices d'une torsion. Au voisinage de la trace, les bancs de l'une et l'autre lèvre paraissent absolument tranquilles.

En revanche, le bord externe a été légèrement déversé sur le synclinal du Solliat (coupe 4, fig. 17). Mais cet accident est strictement local; à 500 m de là, vers le SW, le Malm du flanc chevauché reprend déjà une inclinaison normale, à l'endroit où il s'effile le long de la lisière avant de disparaître.

3° L'anticlinal entre Pré Lionnet et la coupure de Chez Tribillet (coupes 16, 17, 18, pl. 1). Le nouveau régime de l'anticlinal de la Côte subsiste sans modification importante jusqu'à la coupure de Chez Tribillet, au NNW du Brassus, c'est-à-dire sur une

l'existence de contacts anormaux, de miroirs et par la présence de nombreux emposieux (ou entonniers) actifs ou séniles.

Quant au flanc nord-ouest chevauché, il reste bien caché. Toutefois, on peut lui attribuer trois petits pointements de Malm qui semblent appartenir à la lèvre nord-ouest de la faille, l'un dans la cluse de la Golisse, l'autre 500 m à l'E de Chez les Aubert et le dernier à la Combe du Mousillon.

Il est encore prématuré de faire une hypothèse pour expliquer le raccordement de l'anticlinal de la Côte et du synclinal de Joux. Constatons pourtant que le Portlandien disparaît toujours sous le Quaternaire d'une façon soudaine et que nulle part des terrains crétacés ne viennent se superposer à lui.

4^e Résumé et conclusions. Les observations qui précèdent se résument en quelques phrases :

a) L'anticlinal de la Côte est un pli-faille ; il est rompu longitudinalement suivant sa charnière par une faille importante.

b) Entre le Pont et Pré Lionnet (Le Lieu), la Côte est formée du seul flanc nord-ouest de l'anticlinal ; l'autre est effondré dans le lac.

c) A Pré Lionnet, la situation se renverse : la faille « enjambe » la Côte ; le flanc sud-est émerge du lac, chevauche l'autre flanc et finit par prendre sa place.

d) Cette situation se maintient depuis Pré Lionnet jusqu'à la coupure de Chez Tribillet (Le Brassus). L'extrémité sud-ouest de l'anticlinal fera l'objet d'un paragraphe spécial.

A la suite de ces observations, une remarque s'impose, qui va nous amener à poser une nouvelle question : En vérité, l'anticlinal de la Côte n'est pas un véritable pli-faille, tout au moins dans la région de Pré Lionnet. En effet, la disparition subite du Kimeridgien sous le flanc sud-est, démontre que ce dernier repose sur l'autre en discordance. Dès lors, on peut douter qu'il s'agisse d'un phénomène exclusivement tectonique et l'on est tenté d'imaginer une érosion ancienne qui aurait entamé l'anticlinal et, en quelque sorte, préparé le terrain, avant que ne se produisît le chevauchement d'un flanc sur l'autre. Cette hypothèse sera reprise lorsque d'autres observations permettront de l'étayer davantage.

III. Le synclinal du Solliat.

Le synclinal du Solliat sépare les anticlinaux jurassiques de la Côte et du Risoux. Il détermine une dépression de largeur variable — 400 m à 1 km — peu profonde, mais extrêmement caractéristique. Du lac Brenet à la frontière française, on peut le suivre sans interruption sur une longueur de plus de 20 km et il va sans dire qu'il se prolonge encore au delà de ces limites ; RAVEN (107) le retrouve en France et dans le chapitre suivant il sera question de son extrémité nord-occidentale, entre le lac Brenet et Vallorbe.

Les anciens ouvrages (JACCARD, 14 ; Dictionnaire géographique, article Joux de SCHARDT, 44) donnent à ce synclinal le profil d'une cuvette régulière ; en réalité, il est beaucoup plus complexe, du fait que ses deux flancs sont rompus longitudinalement et que son contenu crétacé est plissé et faillé d'une façon très compliquée. C'est pourquoi, plutôt qu'à un synclinal ordinaire, il ressemble à une zone synclinale très étroite et très longue. Sur les profils, il prend l'apparence d'un petit fossé d'effondrement compris entre deux masses de Malm.

Dans sa plus grande longueur, le synclinal du Solliat est rempli de formations crétacées et tertiaires, dissimulées en grande partie sous la couverture quaternaire. Occupés généralement par des prairies, tous ces terrains ont un aspect qui contraste d'une manière frappante avec les anticlinaux voisins, rocailleux et couverts de sapinières.

A l'une de ses extrémités, le synclinal est occupé par le lac Brenet, à l'autre, son axe se relève graduellement au point que le remplissage de Crétacé finit par faire place à du Jurassique. Dès lors, le synclinal disparaît topographiquement. Cette région fera l'objet du paragraphe suivant.

1° La bordure sud-est du synclinal. Au SE, le synclinal du Solliat est adjacent à l'anticlinal de la Côte. Le raccordement de ces deux plis a été étudié dans le paragraphe précédent. On sait qu'il est parfaitement normal entre les Charbonnières et le Lieu, mais que l'enjambement de Pré Lionnet amène le flanc sud-est de l'anticlinal en contact avec le Crétacé du synclinal et que cet état dure jusqu'à la coupure de Chez Tribillet.

2° La bordure nord-ouest du synclinal. Morphologiquement, le bord nord-ouest du synclinal a presque partout le même aspect: un escarpement de Malm dominant une petite pente d'éboulis avec quelques pointements de Crétacé.

NOLTHENIUS raccorde l'anticlinal du Risoux et le synclinal du Solliat par une brusque flexure en genou, compliquée d'écrasements locaux. C'est partiellement exact. Les plongements très variables et les traces de charnières que l'on peut observer très fréquemment démontrent l'existence d'une flexure. Mais cette dernière n'est pas continue ou seulement étirée comme le pensait NOLTHENIUS; en fait, elle est rompue par une faille importante dont on a pu déceler l'existence depuis le lac Brenet jusqu'à la frontière française et que RAVEN (107) a retrouvée au voisinage du décrochement de Morez. Cet accident, impressionnant par sa continuité, mesure donc près de 30 km de long.

3° Observation de la faille bordière. Malgré son importance, cette faille peut passer inaperçue; c'est le cas, par exemple, sur la route du Séchey au Bonhomme, 600 m NNW du village du Séchey, où se succèdent régulièrement les étages du Crétacé et du Jurassique supérieur, sans discontinuité apparente.

Pourtant son existence est indéniable, preuves en soient les contacts anormaux si fréquents le long de sa trace et parmi lesquels seuls les plus frappants seront décrits.

a) A l'endroit où la grande route les Charbonnières-Bonhomme-Mouthe (France), pénètre dans la forêt (750 m à l'W du lac Brenet), une série régulière de Portlandien, Purbeckien et Valanginien appartenant au synclinal est coupée en sifflet par le Malm de l'anticlinal. En outre, le niveau à *Exogyra virgula* de ce dernier s'arrête, lui aussi, à la lisière de la forêt, en butant contre le Portlandien.

b) La rectification du grand chemin qui conduit du Lieu (fig. 19, coupe 7) au hameau de la Frasse (1200 m au N du Lieu), a permis d'établir au contact du Crétacé et du Portlandien la coupe suivante (v. aussi coupe 14, pl. 1):

Du NW au SE: 1° Portlandien en bancs réguliers plongeant 30° SE.

2° Portlandien brisé, bréchoïde, 2 m.

3° Brèche de friction: agglomérat de blocs portlandiens et barrémiens, 1,5 m.

4° Barrémien inférieur (NOLTHENIUS en faisait du Valanginien).

5° 50 m plus loin, Barrémien supérieur avec *Requienia ammonia*.

Quoiqu'à peine marquée dans la morphologie, la faille atteint là son rejet maximum.

c) Entre le Lieu et les Grandes Roches (2 km au NW du Brassus), soit sur une longueur de 9 km, l'existence de la faille est évidente, partout où les amas de glaciaire ne dissimulent pas la roche en place. En effet, dans cette région, le Crétacé du synclinal n'est plus en contact avec du Portlandien, mais il s'appuie contre du Kimeridgien dont l'âge a pu être déterminé avec une certitude absolue par le moyen du niveau à *Exogyra virgula* (coupes 15 à 20).

4° L'extrémité nord-est de la faille. Au N des Charbonnières, la faille est dissimulée par un grand paquet de glaciaire, au delà duquel on a de la peine à retrouver sa trace. Pourtant, les escarpements qui dominent le lac Brenet sont interrompus à mi-hauteur par un petit palier horizontal. S'agit-il de l'extrémité de la faille? C'est difficile de l'affirmer en l'absence de repères stratigraphiques (coupe 8).

Toutefois, le palier est bien dans le prolongement de la faille. En outre, l'étude attentive de ses abords révèle un fait curieux: les bancs de Portlandien des escarpements inférieurs et ceux des escarpements supérieurs, au lieu de se diriger parallèlement les uns aux autres, se rapprochent et finissent

par se rencontrer à angle aigu sur le palier. Celui-ci cache donc une dislocation que l'on est en droit de considérer comme le prolongement de la faille bordière.

Plus loin vers le NE, le palier et avec lui toute trace de faille, ne tardent pas à disparaître, et pour autant qu'on en peut juger, les parois de rocher qui dominent le bout du lac, ne présentent plus la moindre trace de dislocation. Ainsi rien ne nous autorise à prolonger la faille davantage et à la raccorder au système de cassures de la Dent de Vaulion.

5° Le remplissage crétacé. A cause de l'importance des dépôts glaciaires et tourbeux et du moulinement qu'ont subi les affleurements, les connaissances que nous avons du fond du synclinal sont très fragmentaires. Pourtant, ce qui en est visible suffit à nous convaincre de la complexité de sa structure, les terrains crétacés ayant la forme, non pas d'une cuvette ordinaire, mais d'un ensemble instable de petits plis disharmoniques et faillés. Le caractère le plus frappant qui ressort de l'étude de ces plissements secondaires est leur discontinuité qui contraste d'une façon absolue avec la constance des plis principaux. Alors que ces derniers, le synclinal du Solliat considéré dans son ensemble par exemple, s'allongent sur des dizaines de kilomètres en restant à peu près pareils à eux-mêmes, le plissement du Crétacé se modifie sans cesse. Ce n'est pas sans étonnement que l'on découvre à de très courtes distances des tectoniques de détail tout à fait différentes.

Un deuxième point qui mérite d'être relevé est la disharmonie qui doit exister entre la cuvette de Jurassique et les plis secondaires de Crétacé qui la remplissent. Cela deviendra évident quand on aura constaté plus loin l'indépendance de ces derniers vis-à-vis des changements d'orientation de la faille bordière nord-ouest.

Enfin il faut remarquer encore que le degré de dislocation du Crétacé est fonction de l'étroitesse du synclinal. Ainsi aux Marais (2,5 km au SW du Lieu), où la largeur n'excède pas 400 m, le Crétacé est réduit à des écailles émergeant du glaciaire.

NOLTHENIUS a décrit d'une façon très détaillée la partie du synclinal située au NE du Lieu. Dans les grandes lignes, nos recherches corroborent ses résultats, avec la réserve qu'il a accordé une trop grande importance à des pendages incertains et qu'il ne paraît pas avoir saisi exactement le caractère faillé et discontinu du plissement.

La description détaillée de tous les affleurements du synclinal ne manquerait pas d'être fastidieuse et au surplus elle serait inutile. Aussi, nous nous limiterons aux régions où les données sont assez précises et assez nombreuses pour que l'on puisse en déterminer la tectonique. Ailleurs, on est bien obligé de s'abstenir de toute hypothèse; c'est pourquoi les profils de la planche 1 sont fréquemment interrompus par des espaces blancs.

6° Région les Charbonnières-le Lieu (coupes 9, 11 et 14, pl. 1, et fig. 19). En bordure du Malm de l'anticlinal de la Côte se trouvent deux bandes parallèles de Purbeckien et de Valanginien. Entre le lac Ter et les Viffourches (500 m à l'E du Séchey) de même qu'à la hauteur des Charbonnières viennent s'y ajouter l'Hauterivien inférieur et supérieur et, dans le premier cas, le Barrémien. Cette série régulière, verticale ou légèrement renversée est la doublure crétacée du flanc nord-ouest de l'anticlinal de Joux, qui a été étudié dans le paragraphe précédent.

Le territoire situé au NW de la route le Lieu-les Charbonnières est occupé presque entièrement par des terrains crétacés qui y tracent une série de crêtes et de dépressions parallèles. Quoique les affleurements y soient rarement bons et les plongements peu sûrs, on arrive malgré tout à établir, avec une précision relativement grande, la tectonique de cette région.

En premier lieu, il faut constater un relèvement axial dans la direction du lac Brenet. Ainsi le long de la trace de la faille bordière, on voit que le Barrémien qui se trouve à l'E du Lieu, est remplacé successivement par les étages de l'Hauterivien et du Valanginien et finalement par le Purbeckien et le Portlandien de la Cornaz (600 m au N des Charbonnières), qui reparaît au bord du lac Brenet, à Bon Port.

Les coupes de la figure 19 nous dispensent d'une description trop détaillée. Outre la faille bordière du synclinal, on y voit deux autres cassures qui disloquent le Crétacé et le divisent en trois longs com-

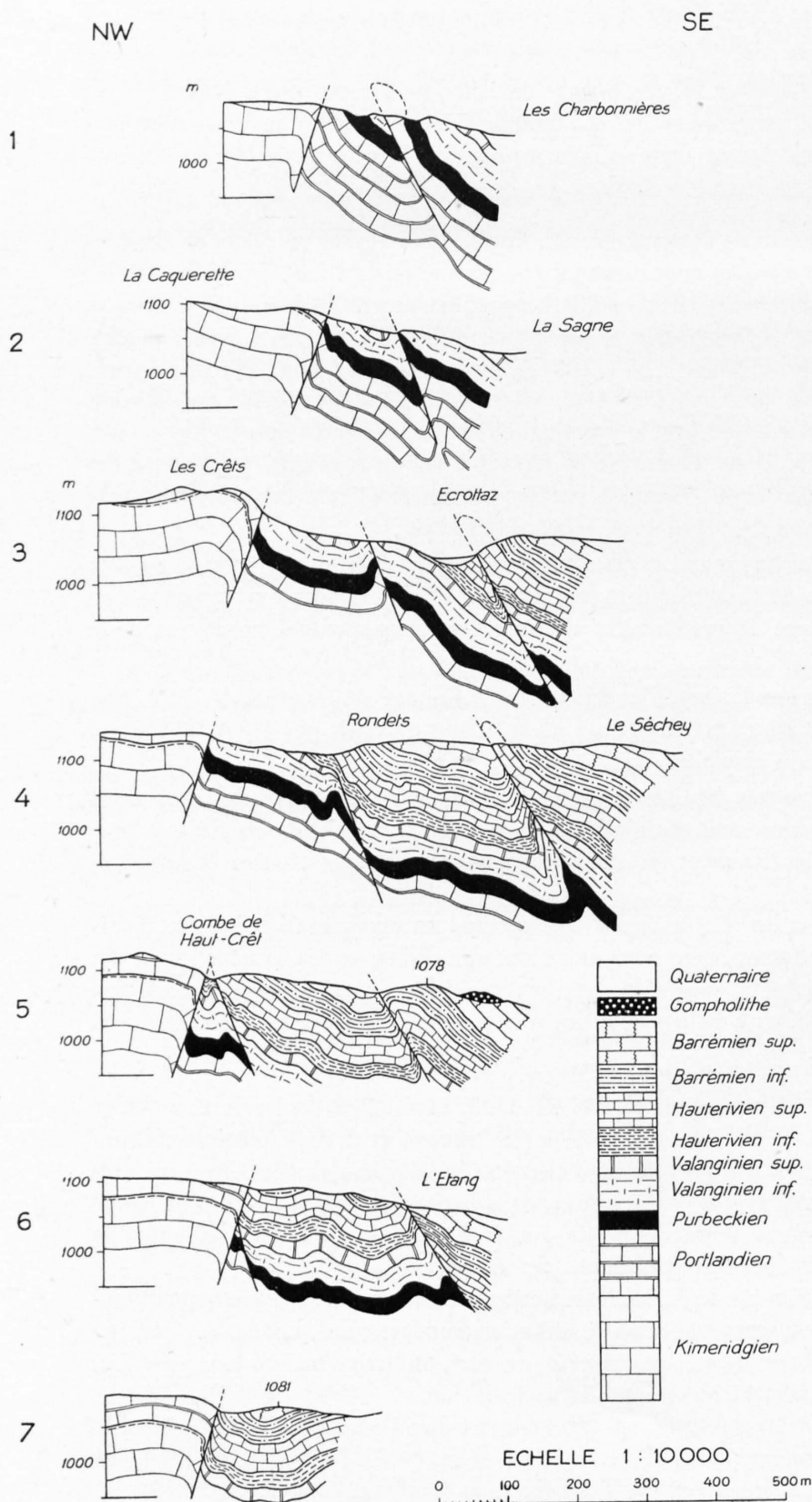


Fig. 19. Coupes tectoniques entre les Charbonnières et le Lieu.

partiments parallèles à l'axe du pli. Dans la partie orientale, la structure est imbriquée, les compartiments se chevauchant les uns les autres, tout en conservant une certaine rigidité (coupes 1, 2, 3). En revanche dans le voisinage du Lieu, les rejets des failles s'atténuent, en même temps que les lèvres crétacées s'assouplissent et se plient avec moins de difficulté (coupes 4, 5, 6).

Les traces des deux failles du Crétacé peuvent être relevées sans trop de peine. L'une est visible près de la Cornaz du fait que ses deux lèvres sont constituées par des séries identiques de Portlandien, Purbeckien et Valanginien (coupes 1 et 2). Vers le SW, sa trace se perd dans des collines de Valanginien, mais les plongements que l'on peut observer près d'Ecrottaz indiquent que la cassure se transforme peu à peu en un pli (coupes 3, 4) qui disparaît bientôt. Toutefois, on peut supposer que cet accident s'infléchit à l'W, parallèlement à l'Hauterivien des Maréchaux, et qu'il se retrouve dans la curieuse combe de Haut Crêt qui est beaucoup trop large pour que l'on puisse la considérer comme la simple dépression de l'Hauterivien inférieur (coupes 5, 6).

L'autre faille apparaît à Ecrottaz (coupe 3), où elle forme la limite de la dépression tourbeuse de la Sagne (500 m à l'W des Charbonnières) et de la colline crétacée d'Ecrottaz. Puis on peut suivre sa trace grâce à des contacts anormaux, jusqu'aux Prés Pourris, où elle se perd dans le glacière. On la retrouve, avec une direction un peu différente, au bord de la dépression de l'Etang où elle détermine plusieurs petits cols. Elle finit par disparaître sous la colline glacière des Grands Champs, au N du Lieu.

Dans la région des Maréchets (500 m à l'W du Séchey), le synclinal se rétrécit assez brusquement. En effet, la faille bordière s'incurve vers le SSW et le contenu du synclinal — accidents longitudinaux et affleurements de Crétacé — en fait autant. C'est le seul endroit où l'on puisse observer que la direction des plissements secondaires du synclinal, se modifie en fonction des variations qui se produisent dans les masses de Malm qui les encadrent.

Un autre point qui mérite d'être relevé est le renversement du rejet qui apparaît d'une façon particulièrement nette sur les profils 2 et 3 de la fig. 19.

7^e Région le Lieu-le Solliat. La région située immédiatement au SW du Lieu est occupée par d'énormes accumulations morainiques avec quelques pointements de gompholithe. La petite crête rocheuse bordée d'entonnoirs, que l'on voit au bord de la grande route, un peu plus d'un km au SW du Lieu, est un petit anticlinal valanginien qui est indiqué sur la coupe 15 de la planche 1. 200 m plus à l'W, le même terrain forme une nouvelle colline parallèle à la première, sur laquelle sont construites les maisons de la Grand Sagne et de la Tillettaz. Un peu en arrière, l'Hauterivien est visible dans un entonnoir. Sur la coupe 15, ces deux massifs valanginiens ont été séparés par une petite faille, hypothétique cela va sans dire.

Après l'étranglement des Marais, où le remplissage crétacé, sous l'effet d'une pression plus forte, paraît avoir été en quelque sorte émietté, se présentent les affleurements plus importants de l'Ecofferie (coupe 16). La pente boisée qui s'étend au-dessus de la route est occupée par un synclinal de Barrémien inférieur et d'Hauterivien, dont on voit la fermeture dans le pré au N du Pertuzet, soulignée par les sources de l'Hauterivien inférieur et les affleurements de calcaire roux.

De l'autre côté, au Curtil Neuf, le synclinal est accompagné d'un petit anticlinal valanginien. Au SE, cet ensemble est interrompu en oblique et en ligne à peu près droite, par des formations morainiques et tourbeuses; cela est si frappant qu'on peut se demander si ce n'est pas le résultat d'une petite cassure qui passerait par les deux fermes de l'Ecofferie. Cela paraît même probable si l'on considère la difficulté qu'il y a à raccorder normalement l'Hauterivien de l'Ecofferie avec celui qui forme les collines 1072, au S de la route.

Vis-à-vis de l'Ecofferie, mais sur l'autre bord du synclinal, existent quelques pointements de Barrémien et d'Hauterivien qui ne permettent pas d'établir une tectonique avec toute la précision désirable. On en trouvera l'interprétation sur la coupe 16.

Dans la région du Solliat, les terrains quaternaires reprennent le dessus, avec seulement quelques affleurements d'Hauterivien supérieur ou de Berriasien, dans lesquels on reconnaît parfois de petits anticlinaux. C'est le cas dans le village du Solliat et 500 m plus au S.

8^e Région le Solliat-les Grandes-Roches. Près des hameaux de Chez les Golay, Chez les Aubert, les Piguët Dessus (Derrière la Côte), les terrains crétacés émergent de nouveau. A partir de là vers le SW, l'axe du synclinal commence à se relever lentement, mais d'une façon continue, grâce à quoi l'Hauterivien et le Barrémien disparaissent aux Piguët Dessus et les dernières traces de Crétacé inférieur, aux Grandes Roches. Il en résulte, ainsi qu'on l'a déjà dit, une modification complète de l'aspect morphologique de la combe du Solliat.

La tectonique de détail de cette partie du synclinal est représentée par les coupes de la figure 20 qui ont été exécutées à des intervalles variables, entre Chez les Golay et les Grandes Roches. Cela nous permettra d'être très bref.

L'élément essentiel de cette structure est le petit synclinal que l'on voit débiter dans l'Hauterivien de Chez les Golay (coupe 1); on le retrouve rempli de Barrémien inférieur dans la pente au NW de Chez les Aubert (2) et c'est lui qui forme la colline 1126,7 près des Piguët Dessus (3). Ensuite, quoique son Hauterivien se soit fermé, il persiste dans le Valanginien des Orçons (4) et dans le Portlandien des Grandes Roches (5). On le remarque très bien sur le chemin transversal Grandes Roches-Givrine.

Les autres plis paraissent beaucoup moins continus, pour autant qu'on en peut juger dans de mauvais affleurements. On ne peut pas certifier que les anticlinaux marqués sur les profils soient les prolongements les uns des autres.

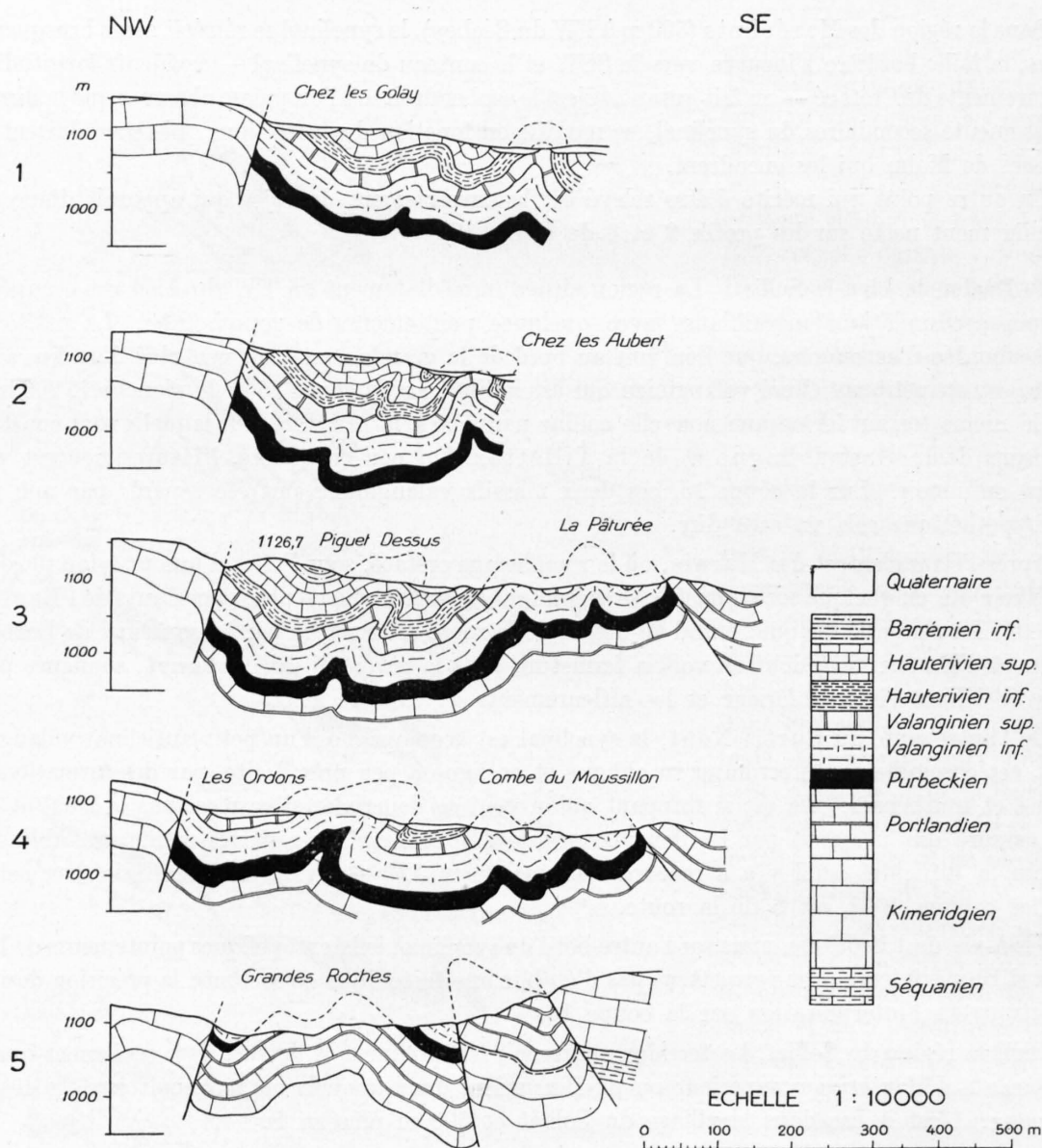


Fig. 20. Coupes tectoniques de la région des Pignat Dessus.

Le Valanginien de la Pâturée, 200 m au SE des Pignat Dessus, forme plusieurs petits replis dont la charnière est partiellement visible à la Combe du Moussillon, au bord de la route (coupe 4).

9^o Résumé. Le synclinal du Solliat s'étend sur une trentaine de kilomètres entre le lac Brenet et le décrochement de Morez. Au NW, il est séparé dans toute sa longueur de l'anticlinal du Risoux, par une faille qui résulte de la rupture d'une flexure. De l'autre côté, il s'appuie à l'anticlinal de la Côte. Entre les Charbonnières et le Lieu, le raccordement de ces deux plis est régulier, mais au S de cette dernière localité, le contact se fait en surface par la faille de l'anticlinal.

Entre le lac Brenet et les Grandes Roches, le synclinal est occupé par du Crétacé plissé; dans toute cette région, son fond jurassique est inconnu, mais il est certainement en disharmonie partielle avec les plis du Crétacé.

IV. La région des Grandes Roches.

Le vallon des Grandes Roches est le prolongement sud-ouest de celui du Solliat; il est séparé de la vallée principale par une croupe plus ou moins élevée, prolongement elle-même de la Côte. Dans cette région, l'anticlinal de la Côte et le synclinal du Solliat subissent des modifications importantes qui les amènent à se confondre morphologiquement, dans une sorte de plateau accidenté; c'est pourquoi il nous a paru préférable de considérer ce territoire dans son ensemble plutôt que d'étudier séparément les deux plis. Nous ajoutons que les effets du rabottage glaciaire, particulièrement intense dans cette région, ainsi que la similitude des faciès du Jurassique supérieur, ne facilitent pas les observations. C'est pour cette raison que, dépassant les limites du territoire que nous nous étions assigné, nous avons fait un lever géologique sommaire (fig. 21) du petit triangle de la chaîne du Risoux situé au S de la carte (F. Siegfried 430). FALCONNIER qui l'a étudié n'en a donné du reste qu'une description rudimentaire (59).

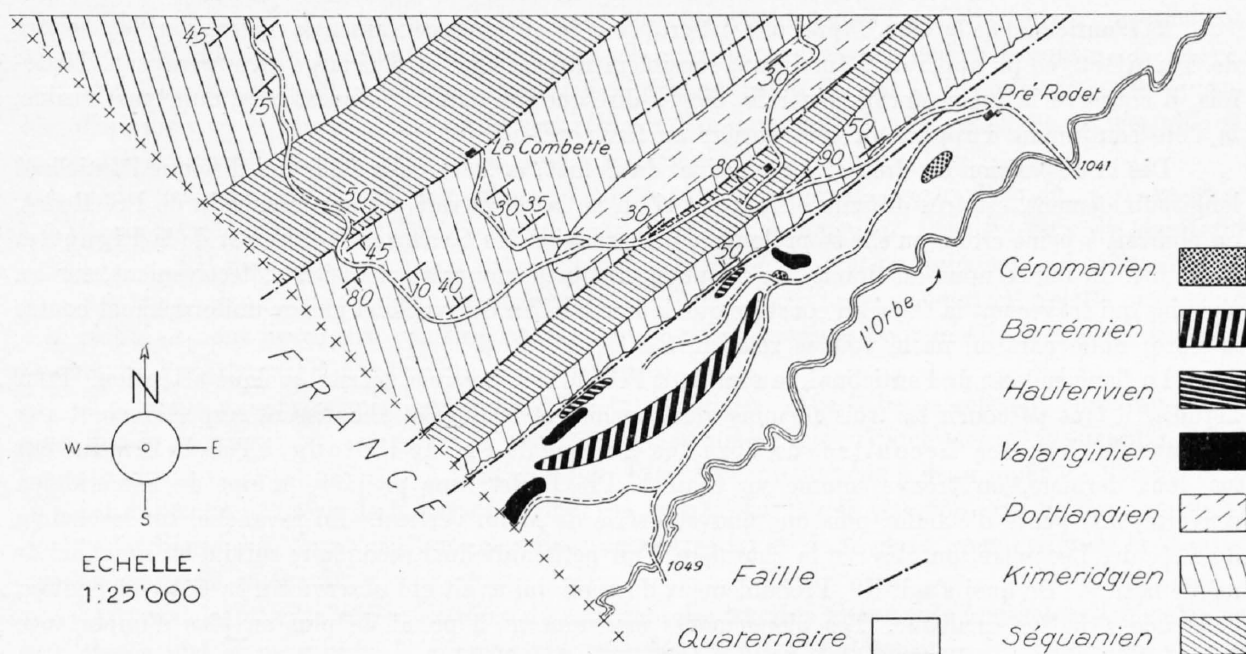


Fig. 21. Carte géologique de Pré Rodet (feuille 430 Les Plats).

1^o Coupe du chemin de Pré Rodet. Le chalet de Pré Rodet se trouve justement dans ce triangle, au pied de la Côte dans le thalweg. Il en part un grand chemin qui gravit obliquement le versant, puis se dirige transversalement à l'axe des plis, jusqu'aux Cent Poses, à l'angle ouest de la carte. L'étude de ses abords va nous fournir les éléments de la coupe 22, pl. 1 et de la figure 21. Cette dernière mérite quelques commentaires.

a) Au pied du versant de la Côte apparaît du Crétacé qui appartient, cela va sans dire, au synclinal de Joux. Ces terrains crétacés étant en contact, ou presque, avec le Malm de la Côte, on peut en conclure — et c'était déjà l'opinion de SCHARDT (35) — que l'anticlinal de la Côte et le synclinal de Joux sont séparés par une faille importante.

b) La Côte est constituée par deux rampes de Malm, dont on ne distingue pas à première vue, le raccordement sous les éboulis.

c) Le Séquanien inférieur et subvertical de l'anticlinal (80° NW), est en contact anormal avec la série régulière de Kimeridgien et de Portlandien qui lui succède au NW, et qui s'enfonce de 30° dans cette direction. Là encore il y a une faille. C'est évidemment le prolongement de celle qui rompt la charnière de l'anticlinal de la Côte et qui met en contact son flanc sud-est avec les terrains plus jeunes du synclinal du Solliat.

d) La série suivante de Kimeridgien et de Portlandien forme un synclinal — le synclinal du Solliat — peu profond et parfaitement régulier, sauf en un point où les couches se redressent en une petite ride assez confuse.

e) Son flanc nord-ouest s'appuie contre du Séquanien inférieur, visible surtout dans la combe de la Combette-Mézery située plus à l'E, qui s'enfonce au NW sous un angle de 50°. C'est la troisième faille, celle qui sépare le synclinal du Solliat de l'anticlinal du Risoux.

f) Au delà, on n'observe plus d'accident; le Séquanien, puis le Kimeridgien décrivent quelques ondulations qui appartiennent à l'anticlinal du Risoux.

Cette coupe est intéressante, non seulement parce qu'elle montre la relation qui existe entre l'anticlinal de la Côte et le synclinal de Joux, mais aussi en ce sens qu'elle nous permet de retrouver l'anticlinal de la Côte et le synclinal du Solliat avec les failles qui les caractérisent.

Cela étant connu, il sera plus facile de reprendre l'étude détaillée de ces plis.

2° L'anticlinal de la Côte. Après une interruption de quelques centaines de mètres sous le glacier de Tribillet, ce pli apparaît de nouveau, sensiblement plus haut et plus large qu'auparavant. Toutefois, il conserve la même forme générale, c'est-à-dire que son flanc nord-ouest n'est nulle part visible, la Côte continuant d'appartenir tout entière au flanc sud-est.

Dès la disparition du Crétacé du synclinal du Solliat, la trace de la faille qui disloque l'anticlinal longitudinalement, est très difficile à suivre et si on ne la retrouvait pas sur le chemin de Pré Rodet, on pourrait à peine croire qu'elle se prolonge dans les lapiez des Grandes Roches et de la Piguette. Pourtant, un indice nous est donné par les plongements si mauvais soient-ils. Effectivement, sur les chemins qui traversent la Côte, on constate que le Portlandien du synclinal plonge uniformément contre la Côte; nulle part on ne le voit se relever.

Le flanc sud-est de l'anticlinal, le seul dont l'étude soit possible, mérite quelque attention. Pour l'étudier il faut parcourir les trois chemins qui franchissent la Côte et aboutissent respectivement aux hameaux du Crêt des Lecoultré, de Vers les Scies et du Pré de l'Etang, à l'W du Brassus. Sur les deux derniers, on trouve comme sur celui de Pré Rodet, une première rampe de Kimeridgien renversé, une pente d'éboulis, puis une nouvelle série de Malm vertical. En revanche, sur le chemin du Crêt des Lecoultré, on observe la charnière d'un petit anticlinal secondaire suivi d'un synclinal de même nature. De quoi s'agit-il? Probablement du repli qui avait été observé sur la Côte du Sentier, dans une situation analogue. Les plongements montrent qu'il prend de plus en plus d'importance dans la direction du SW et qu'il finit par se déverser du côté du synclinal de Joux.

3° Le synclinal du Solliat. L'extrémité du synclinal du Solliat revêt un intérêt particulier, du fait qu'elle permet d'en explorer le fond jurassique et de le comparer au remplissage crétacé que nous connaissons déjà. Il suffit de jeter un coup d'œil sur les profils de la planche pour se rendre compte que les plissements des terrains crétacés ne se prolongent guère en profondeur dans le Malm.

Pourtant un élément reste absolument constant, c'est la faille de contact avec l'anticlinal du Risoux. Sa trace assez confuse au NW des Grandes Roches, à la suite de la disparition du Valanginien, redevient visible à la Commune de Bise (1500 m à l'WSW des Grandes Roches) et le reste tout le long de la combe de Mézery, jusqu'à sa rencontre avec le chemin de Pré Rodet. Ses deux lèvres y offrent un contraste très net, l'une étant faite de Kimeridgien calcaire incliné de 60° au SE, l'autre des marno-calcaires du Séquanien inférieur plongeant en sens inverse (coupes 21 et 22, pl. 1). Ainsi cet accident prend peu à peu l'aspect d'un pli-faille.

La combe de Mézery, plus connue sous le nom de combe des Puits, est une curieuse dépression étroite, rectiligne et humide, d'où son nom. Elle doit ces caractères à la présence de la faille qui lui impose son tracé et qui met à jour les marno-calcaires peu perméables du Séquanien inférieur.

Sur les coupes 20, 21 et 22, on voit un nouvel accident, une grande faille médiane qui partage le synclinal en deux moitiés à peu près égales. La monotonie des faciès est telle et la morphologie si émoussée, qu'on n'arrive jamais à distinguer exactement sa trace; en revanche, et si paradoxal que cela paraisse, on peut démontrer son existence.

200 m au NE des Grandes Roches, se trouve un petit triangle de Valanginien et de Purbeckien adossé normalement à du Portlandien. L'ensemble a un pendage de 35° au SE (coupe 20). Plus près de la Côte, le Portlandien affleure à nouveau, sous le même angle que le premier. De deux choses l'une; ou bien les deux Portlandiens se raccordent normalement en profondeur, par un synclinal secondaire, dont le Valanginien serait le contenu, ou bien une faille les sépare. Dans la première éventualité, on devrait retrouver des traces de ce synclinal au SW des Grandes Roches. Or, il n'en est rien. Toute cette région voisine de la Piguette est faite de bancs portlandiens qui s'enfoncent si régulièrement au SE, qu'il faut renoncer d'emblée à l'hypothèse d'un pli ou d'une flexure. Admettons donc la possibilité d'une cassure.

Pour accepter cette idée d'une façon définitive, il suffit de considérer la manière dont se comporte le niveau à *Exogyra virgula*, dans cette région. On le découvre à proximité de la ferme des Grandes Roches, près de la croisée des chemins, et on peut le suivre sans difficulté sur une distance d'environ 500 m au SW. A cet endroit, il se perd tout à coup dans un lapiez sur lequel on relève des traces de dislocations. En outre, il est frappant de voir que toutes les têtes de bancs parallèles, qui accompagnaient la couche fossilifère, se heurtent au même obstacle, comme des vagues déferlant contre une grève.

Au delà, les recherches les plus attentives n'arrivent pas à déceler la moindre trace du niveau virgulien, mais au bout de 1,5 km on le voit réapparaître dans un nouveau pêle-mêle de pierraille et reprendre sans autre sa régularité et sa direction primitives.

Cette éclipse d'un niveau, par ailleurs facile à suivre, demande une explication; à notre avis, il n'y en a pas d'autre qu'une faille coupant dans le sens de la longueur, l'épaisse série de Malm qui s'enfonce au SE sous un angle à peu près constant. Cette démonstration qui tient par certains côtés de la méthode «ab absurdo», pourra paraître un peu curieuse. Nous croyons pourtant qu'elle correspond à la réalité et nous ne voyons pas trop ce que l'on pourrait imaginer pour mettre à la place de cette cassure, si l'on renonçait à admettre son existence.

Les deux compartiments longitudinaux déterminés par cette faille se relèvent simultanément, ainsi que le montrent les coupes de la planche 1, et en même temps l'architecture se simplifie. Ainsi le compartiment qui est adjacent à l'anticlinal du Risoux et qui succède à deux replis de Valanginien, se réduit bientôt à une série de Kimeridgien inclinée au SE. L'autre se transforme en un large synclinal de Portlandien qui se ferme quelques centaines de mètres à l'W de la carte, sous l'effet de la montée axiale (coupe 22 et fig. 21).

Au total, dans cette région extrême du synclinal, les terrains jurassiques apparaissent plus faillés que plissés. On en peut tirer la conséquence probable, que les plissements du Crétacé qui ont été décrits précédemment ne sont que la répercussion superficielle d'importantes dislocations profondes.

4° Le raccordement de l'anticlinal de la Côte et du synclinal de Joux. La démonstration a été faite de l'existence d'une cassure importante entre le Malm et le Crétacé appartenant respectivement à ces deux plis, dans la région de Pré Rodet. Il existe des raisons de croire que cet accident se prolonge vers le NE, peut-être jusqu'à se confondre à Pré Lionnet avec la faille de rupture de l'anticlinal. Les voici:

- a) La morphologie de la Côte, qui émerge des terrains quaternaires comme une sorte de horst plutôt qu'à la façon d'un versant régulier.
- b) La présence d'entonnoirs actifs le long de la rive nord-occidentale du lac et d'un ancien entonnoir, actuellement bouché, près de l'église du Sentier.
- c) L'absence de Crétacé au pied du versant de Portlandien.
- d) Les profils de RAVEN (107) qui montrent le prolongement sur territoire français de la faille de Pré Rodet.

En présence de ces faits, on peut admettre comme extrêmement probable que l'anticlinal de la Côte ne s'articule pas au synclinal de Joux d'une manière continue, mais qu'il en est séparé par une faille importante, dissimulée par les terrains morainiques et par le lac. Dès lors, ce pli n'aurait plus aucune ressemblance avec le profil régulier qu'on lui a généralement donné (cf. p. 81). Il se présenterait plutôt comme une sorte d'arête de Malm surgissant de la profondeur, à travers les terrains crétacés de la vallée de Joux.

5° Résumé. L'anticlinal de la Côte et le synclinal de Joux se prolongent dans la région des Grandes Roches en conservant leurs traits généraux, en particulier les grandes cassures qui les caractérisent.

Toutefois, ils y subissent diverses modifications résultant de leur montée axiale, qui fait disparaître le remplissage crétacé du synclinal, et de l'apparition de nouvelles cassures. De ce fait, les deux plis y acquièrent un caractère disloqué très prononcé qui contraste avec les plissements du Crétacé du synclinal.

Enfin, il y a lieu de croire que l'anticlinal de la Côte et le synclinal de Joux sont séparés par une faille importante.

V. L'anticlinal du Risoux.

Morphologiquement, le Risoux n'est pas une chaîne au sens strict du mot; pris dans son ensemble, c'est un plateau accidenté, avec des chaînons, des boursouflures, des dépressions et des vallées d'érosion. Il prend souvent l'aspect d'une région tabulaire ou ondulée, qui se soulève par endroits pour former des voûtes culminantes (fig. 1, p. 2.) Cet immense territoire, large de 10 km, long de 40, s'étend entre les synclinaux du Solliat et de Mouthe-Rochejean (France). Au NE, il se termine contre le décrochement Vallorbe-Pontarlier en formant le massif du Mont d'Or; dans la direction opposée, il est arrêté par le décrochement St-Cergue-Morez. Les deux tiers de sa surface environ sont sur territoire français.

Son étude géologique est difficile, sa surface étant presque entièrement couverte de forêts denses.

Au point de vue tectonique, le Risoux n'est pas non plus un anticlinal ordinaire, ainsi qu'on peut le voir sur les coupes de la planche 1. C'est un massif de Jurassique, le plus inerte de cette région, qui prend tantôt l'aspect d'une voûte élargie, tantôt celui d'un plateau subtabulaire interrompu par des rides longitudinales se relayant les unes les autres.

Nous avons vu, dans le paragraphe précédent, que l'anticlinal du Risoux, terme par lequel nous désignerons le massif tout entier, est bordé au SE par une flexure faillée, par laquelle il se raccorde au synclinal du Solliat.

Il s'agit maintenant d'étudier le détail de son plissement.

1° L'anticlinal de la Têpaz. Cet anticlinal forme la crête du Risoux que suit la frontière franco-suisse. A la hauteur du village du Lieu, dans les pâturages de la Grande et de la Petite Têpaz, il atteint son plus grand développement, qui coïncide avec le point culminant de la forêt du Risoux (Grand Crêt, 1421 m). Sa charnière est indiquée sur la carte par la bande de Séquanien, parallèle à la frontière. A la Têpaz, l'Argovien supérieur affleure également, grâce au jeu d'une petite faille (coupe 15).

Dans la direction du NE, son axe s'abaisse rapidement à partir de la Têpaz et son Séquanien se ferme au Pré Gentet. Par cette terminaison périclinale, le pli fait place graduellement à une zone presque tabulaire, dans laquelle les bancs de Kimeridgien plongent uniformément au NNW, avec un angle de 5°. Cette région comprend les petits plateaux qui se succèdent depuis le Chalet Hermann jusqu'au Chalet des Plans (coupes 4, 5, 8 et 11).

Dans l'autre direction, l'anticlinal de la Têpaz s'élargit peu à peu sous l'effet du relèvement de son flanc français; il prend ainsi la forme d'une large voûte très surbaissée qui devient particulièrement remarquable dans la région de la Roche Champion (coupes 18 à 22), où elle est entamée, sur territoire français, par la profonde vallée d'érosion de Combe des Cives-Belle Fontaine.

2° Les replis du bord sud-oriental. Entre l'anticlinal de la Têpaz et le synclinal du Solliat, le Kimeridgien du Risoux dessine une large dépression synclinale, remplie de Portlandien dans les parties où elle est particulièrement prononcée, comme à la Frasse et à la Fontaine aux Allemands (1,5 km au N et à l'W du Lieu, coupes 14 et 15) et à la hauteur du Brassus (coupes 18 et 20). Souvent elle est accompagnée de quelques ondulations secondaires très peu profondes qui prennent pourtant une importance relativement grande dans la direction sud-ouest, où elles finissent par former deux véritables plis synclinaux; l'un dans la combe de la Givrine, l'autre dans cette curieuse clairière de l'Ecorce et du Pré Derrière, isolée en plein massif forestier (coupes 21 et 22).

3° L'anticlinal des Cernies. Tout cela est extrêmement tranquille, tout au moins en apparence, car il se peut que la végétation dissimule des accidents du genre de la faille de la Têpaz. Toutefois, près de son extrémité nord-est, cette masse inerte du Risoux commence à s'animer et finit par entrer en convulsions.

Ainsi qu'il vient d'être dit, l'anticlinal de la Têpaz est nivelé dans la dépression du Pré Gentet; mais un autre anticlinal prend naissance à la hauteur de l'endroit où s'efface celui de la Têpaz, avec un décalage d'environ 1 km au SE, comme s'il le relayait.

Ce nouveau pli secondaire, qui portera le nom d'anticlinal des Cernies, apparaît au NW des Charbonnières (coupes 8 et 9). Sur la carte il est indiqué par une large tache de Séquanien; dans la topographie, il est à l'origine des crêtes boisées des Cernies et de la Roche des Arcs (respectivement 500 m au NE et 1200 m au N du lac Brenet). Son extrémité orientale est entaillée par une profonde vallée d'érosion, comprise entre la Roche des Arcs et les escarpements qui lui font face (cote 1112); le fond de ce ravin est occupé par des éboulis avec quelques pointements de Séquanien inférieur et un marécage, la Gouille à l'Ours, qui doit cacher de l'Argovien.

L'anticlinal des Cernies trouble la monotonie morphologique et tectonique du Risoux. Par exemple son apparition aux Communs de la Cornaz est aussi singulière que soudaine. Le Séquanien affleure brusquement et d'une façon assez confuse sans que rien n'ait laissé prévoir son apparition (coupe 9). La région du Bonhomme et des Communs de la Cornaz, située au SE, ne porte pas de traces de dislocations, si ce n'est quelques très petites failles qui ont été marquées sur la carte. Il est vrai que le moutonnement des affleurements y rend les observations difficiles, mais de toute façon, on ne peut admettre l'existence d'une faille transversale; pourtant il est possible que l'apparition du Séquanien soit en relation avec une sorte de torsion ou de gauchissement, dont les petites failles signalées plus haut seraient le seul effet visible.

Jusqu'au point culminant de la Roche des Arcs (1231), l'anticlinal des Cernies s'exhausse d'une façon continue; mais ensuite il subit une chute axiale rapide, qui est marquée par l'inclinaison des bancs de la Roche des Arcs vers le NE; pour terminer, il prend fin, aussi subitement qu'il est apparu, contre le décrochement de Pierre Punex qui le tranche obliquement.

Chose curieuse, le pli ne subit pas, à l'approche du décrochement, les déformations que l'on pourrait s'attendre à rencontrer; seul son flanc sud-est, qui présente déjà quelques replis au-dessus du lac Brenet, finit par être ébranlé au N du col de Pierre Punex (750 m au NE du lac Brenet), dans la pente qui domine la trace du décrochement. Pourtant il est certain que son origine est en rapport avec le décrochement, sinon directement, du moins avec l'ensemble des dislocations de la Dent de Vaulion; ses caractères, qui offrent un contraste si frappant avec ceux des autres anticlinaux du Risoux et sa position le montrent fort bien.

4° L'anticlinal du Mont d'Or. Au NW de l'anticlinal des Cernies s'étend une région de petits plateaux, où les couches sont inclinées très faiblement et avec une régularité parfaite, au NNW. Cette zone subtabulaire est interrompue par la dépression occupée par la route du Crêt Cantin, à peu près parallèle à la frontière. Au delà, les bancs se redressent peu à peu vers le N. C'est le début de l'anticlinal du Mont d'Or, nouvelle boursoufflure de la chaîne du Risoux, dont seule une partie du flanc sud-est se trouve sur territoire suisse et forme la Côte de Pralioux, au-dessus de Vallorbe (voir chapitre 9). En France, cet anticlinal prend une extension considérable et forme tout le massif du Mont d'Or, y compris son magnifique cirque.

5° Résumé. La chaîne du Risoux est un vaste plateau-anticlinal, large de 10 km, long de 40. Sa carapace de Malm se soulève de places en places pour former des brachyanticlinaux qui se relaient dans le sens de la longueur. En ce qui concerne le territoire suisse, les plus importants de ces replis sont les anticlinaux de la Têpaz, des Cernies et du Mont d'Or.

Chapitre 9.

La dislocation de la Dent de Vaulion.

I. Introduction.

Le trait le plus frappant de la tectonique jurassienne est l'existence des grandes dislocations transversales qui interrompent les plis et troublent la régularité de la chaîne. Pour s'en rendre compte, il suffit de jeter un coup d'œil sur la carte géologique au 1 : 100 000 (**119, 121**). Dans la région de la vallée de Joux, par exemple, on voit les plis du Mont Tendre et du Risoux, le synclinal de Joux et celui du Solliat s'allonger parallèlement les uns aux autres, avec une régularité parfaite, sur des dizaines de kilomètres, jusqu'à une ligne qui passerait à peu près par Montricher, le Pont, Vallorbe, Pontarlier, le long de laquelle cet ensemble monotone est bouleversé de fond en comble.

C'est cet accident que l'on a appelé dans le cas particulier le décrochement de Vallorbe-Pontarlier. Toute sa partie méridionale entre Vallorbe et Montricher, bien que ne figurant pas entièrement sur la carte, est pourtant comprise dans le cadre de nos recherches; son étude nous montrera qu'il ne s'agit pas du tout d'une cassure dans le genre d'un décrochement, mais d'un phénomène infiniment plus complexe que nous appellerons: dislocation de la Dent de Vaulion.

Cet accident a été décrit à plusieurs reprises déjà. En 1841, LARDY (**3**) le cite comme un exemple de cratère de soulèvement. ALBERT HEIM (**53, 54**) le considère, avec les autres accidents du même genre, comme de réels décrochements, résultant de l'éirement de la chaîne du Jura vers le NW. SPRECHER qui a publié une volumineuse étude du décrochement de Vallorbe (**52**), riche en observations judicieuses mais dans l'ensemble un peu confuse, conclut, à l'encontre de HEIM, que les accidents transversaux de la chaîne du Jura ont été produits par une sorte de compression longitudinale des plis.

En 1920, SCHARDT (**92**), ayant cru constater que les sommets des plis seuls sont décrochés, émet une hypothèse originale: au Tortonien, les fleuves descendant les Alpes franchissaient le Jura encore incomplètement plissé, l'Arve par St-Cergue, le Rhône par Vallorbe, etc., y creusant des défilés transversaux. Lors du plissement définitif, les plis se sont comportés différemment de chaque côté de ces vallées.

NOLTHENIUS (**55**) a fait des recherches minutieuses dans la région de la Dent de Vaulion, et il est arrivé à la conviction que ce territoire a été disloqué par un véritable chevauchement. A maintes reprises, nous avons eu recours à sa carte ou à sa publication, pour compléter nos propres observations.

CHABOT (**101**) fait intervenir l'influence des chaînes primitives du Jura, chaîne bisontine, Mont Bon, etc., plissées lors d'une première phase, et dirigées sensiblement du N au S dans l'alignement des principaux décrochements:

Le décrochement de St-Cergue-Morez a été étudié en particulier par LAGOTALA (**91**) pour la partie suisse et par RAVEN (**107**) pour la partie française. Le premier admet l'explication de HEIM, en faisant intervenir en plus une inégalité de résistance des deux lèvres dans la profondeur. Quant à RAVEN, il se rallie à la théorie de SCHWINNER suivant laquelle «décrochements et plis peuvent être compris ensemble dans une seule figure de déformation».

L'étude qui va suivre a été faite en laissant de côté toute idée préconçue, et sans la moindre prétention de vouloir édifier une nouvelle hypothèse. Il aurait fallu pour cela des recherches beaucoup plus étendues. Elle nous permettra pourtant de conclure que la dislocation de la Dent de Vaulion — et nous entendons par là l'ensemble des accidents compris entre Vallorbe et Montricher — est le résultat de deux phénomènes tectoniques successifs: des décrochements primitifs et transversaux, et un chevauchement ultérieur.

Leur description va nous entraîner nécessairement hors des limites de la carte; les explications se rapporteront alors, pour les grandes lignes, à l'esquisse tectonique et pour les détails, à la carte de Vallorbe (**123**) et à la feuille n° 300—303, Mont-la-Ville—Cossonay, de l'Atlas géologique de la Suisse (**124**).

Afin de simplifier un peu l'exposé qui va suivre et de le rendre plus clair, il est bon de définir, par anticipation, quelques expressions qui reviendront souvent¹⁾:

1° Le décrochement de Pierre Punex est une cassure transversale qui est visible au col de ce nom, 750 m au NE de l'extrémité orientale du lac Brenet.

2° Le décrochement de la Dernier est un accident du même genre qui passe près de l'usine électrique de la Dernier, 500 m au NE de la source de l'Orbe.

3° On appellera dislocation Montricher-le Pont la série d'accidents tectoniques transversaux qui relient ces deux localités.

4° La dislocation de Pétra Félix, parallèle à la précédente, passe par ce col, 1,5 km au SE du Pont (carrefour 1150 m).

5° Le décrochement de Vaulion figure sur la carte NOLTHENIUS et sur l'esquisse tectonique, 200 m au NE du village de Vaulion.

6° Le décrochement de Sur Grati, parallèle au premier et 1 km plus à l'E, est indiqué sur l'esquisse tectonique seulement.

II. Le comportement des plis.

Sous l'effet de la dislocation de la Dent de Vaulion, les plis jusqu'alors si tranquilles de la vallée de Joux subissent des modifications plus ou moins profondes, que nous nous proposons d'envisager dans cette première partie.

1° **L'anticlinal du Mont Tendre-Chalet Derrière.** Ce pli régulier est traversé par quelques petites cassures préliminaires à Risel (prolongement nord-est du Mont Tendre), mais à l'extrémité de ce pâturage, il est coupé brusquement par une faille importante qui fait disparaître son Séquanien et son Kimeridgien, pour les remplacer par du Portlandien accompagné de quelques lambeaux de Valanginien. En fait, l'anticlinal est parfaitement interrompu par une dépression synclinale, sorte de fossé d'effondrement transversal, qui appartient à la dislocation Montricher-le Pont. Orographiquement, cet accident est marqué par ce curieux vallon escarpé qui prend naissance au Pré de l'Haut et se termine près de Montricher; c'est la combe de la Verrière (voir esquisse tectonique).

A l'E de celle-ci s'élève Châtel (coupes 11, 12 et 13 pl. 1), singulière colline gauchie, brisée et au surplus, chevauchante sur le Crétacé de la Verrière. Châtel paraît être formé de deux éléments d'orientations différentes, séparés, en partie tout au moins, par les failles du sommet 1424 et de la citerne 1378 (124).

La partie nord, presque entièrement portlandienne, est le prolongement de l'anticlinal du Mont Tendre, ainsi que le montrent son orientation, la direction et le plongement des bancs et la régularité de son raccordement avec la combe de la Neige au NW; prolongement elle-même du synclinal des Crosets.

La partie méridionale est une sorte de pli aberrant orienté exactement du N au S, pli auquel manque son flanc ouest. En l'observant de Risel ou en considérant les plongements, on constate un relèvement axial vers le S. On s'attend donc à rencontrer le Séquanien, ou tout au moins du Kimeridgien inférieur, dans cette direction; or, c'est le Portlandien qui apparaît. Il faut admettre que le pli s'affaisse brusquement sous l'effet de failles transversales, dont une seule a pu être dessinée sur la carte; les autres passent inaperçues dans ce terrain accidenté.

Les deux éléments composants de Châtel semblent être d'âges différents quant à leur mise en place. Châtel-nord date sans doute du plissement général du Jura, tandis que Châtel-sud est vraisemblablement le résultat d'un coup de bélier ultérieur et oblique, qui a soulevé le flanc sud-est du premier. Nous en reparlerons.

L'anticlinal du Mont Tendre, déjà diminué à Châtel, rencontre à l'E de ce sommet une nouvelle dislocation, celle de Pétra Félix, qui va lui faire subir un nouvel affaiblissement; le Malm fait place à du Valanginien; en même temps, l'axe du pli est décalé au NW d'une distance d'environ 500 m.

¹⁾ Voir esquisse tectonique de la carte.

Dans son nouvel état très surbaissé, le pli en grande partie crétacé, se prolonge au NE et forme la large croupe Mollendruz-Pré Magnin-Chalet Derrière, jusqu'au Chalet Devant (coupes 2, 4, 6 et 8). A cet endroit, il s'efface d'une façon si anormale qu'on peut se demander si ce n'est pas le fait d'un grand décrochement (décr. de Sur Grati) dissimulé sous le glaciaire. Sinon, il faudrait imaginer une chute axiale extraordinaire.

Au total, l'anticlinal rencontre trois accidents; les deux premiers l'affaiblissent et le déplacent, le troisième le fait disparaître définitivement.

2° Le synclinal des Crosets-Vaulion. Le synclinal des Crosets subit de la part des mêmes accidents des actions à peu près analogues (coupes pl. 1).

Il commence par se relever au Pré de l'Haut Dessus (carte Vallorbe [123], 1 km WSW de Châtel), assez pour que son contenu crétacé disparaisse; puis il s'élargit, se soulève encore davantage et finit par s'effacer presque complètement dans l'axe de la dislocation Montricher-le Pont, c'est-à-dire au Pré de l'Haut Dessous. Cette espèce de plateau bosselé, limé par les glaciers, est limité à l'E par une cassure bien visible, qui est sans doute le prolongement de l'une de celles qui existent dans la combe de la Verrière (coupe 12). Au delà, le synclinal retrouve avec sa régularité son Valanginien encadré de Purbeckien (coupe 11). Pourtant, son axe a subi une déviation de 15° vers le N et son flanc nord-ouest ne tarde pas à obliquer encore plus dans la même direction. Au Creux du Cheval, le Valanginien de ce flanc nord-ouest plonge 45° à l'E.

300 m à l'W du chalet de Mollendruz (coupe 10), le synclinal rencontre la dislocation de Pétra Félix qui est marquée par une série de petites irrégularités dans le Valanginien et par le contact anormal de celui-ci avec le Malm. Les effets de ce second accident sont beaucoup plus violents que ceux du premier; le pli s'enfonce, s'élargit en même temps qu'il glisse brusquement au N sur une distance de près de 2 km. Il forme ainsi le brachysynclinal de Vaulion (coupe 4) qui s'étend jusqu'à la sortie est du village de ce nom. A cet endroit, il est interrompu par le décrochement de Vaulion, définitivement semble-t-il, quoique NOLTHENIUS ait prétendu en retrouver quelques traces 3 km plus loin, entre Premier et Romainmôtier.

3° L'anticlinal du Bucley-Dent de Vaulion. Les accidents transversaux ont un effet beaucoup plus considérable sur cet anticlinal que sur les plis précédents. Déjà au Sapelet Dessous et aux Croisettes (coupes 11 et 13, pl. 1), son large dôme est ébranlé par de petites failles; en même temps, son axe s'incline assez fortement vers l'E. Puis il est interrompu par la dislocation Montricher-le Pont, qui se dirige en ligne droite du Pré de l'Haut au Mont du Lac, 1 km au S du Pont (coupes 9 et 10). A vrai dire, dans ce pays moutonné par le passage des glaciers et émousé par l'érosion karstique, un accident de ce genre laisse si peu de traces en surface que l'on pourrait douter qu'il existe, si le violent bouleversement que subit le pli lui-même ne nous en convainquait. Effectivement, à l'W de la dislocation, l'anticlinal du Bucley est une voûte normale; à l'E, il prend l'aspect d'un pli couché chevauchant.

Voyons cela. C'est tout d'abord le Haut de Mollendruz, colline massive dont la dense couverture forestière rend l'étude fort difficile. L'analogie avec Châtel méridional est frappante, orientation identique, position semblable par rapport au pli principal. Le Haut de Mollendruz serait-il lui aussi un bourrelet secondaire du flanc sud-est de l'anticlinal soulevé par une poussée oblique? Cela paraît vraisemblable.

Quant à l'anticlinal proprement dit, un coup d'œil sur la carte géologique fera saisir la façon dont il se comporte. Son axe, indiqué d'abord par le Séquanien, puis par l'Argovien et finalement par le Dogger, se dirige droit au N. La masse du pli flue dans la même direction et s'étale dans la vallée de Joux en formant un grand arc festonné, comme une nappe de charriage en miniature. Son flanc normal est représenté par le Séquanien et le Kimeridgien du Communal du Pont et de Pétra Félix, son noyau par l'Argovien et le Dogger de Sagnevagnard-Epoisats Dessus. Mais le plus remarquable est son front de Jurassique supérieur, vertical ou renversé. A l'E du Mont du Lac (1 km SE du Pont), nous le voyons avec une netteté saisissante, chevaucher le versant crétacé du synclinal de Joux (fig. 22 et 24), puis s'allonger à l'E du Pont et du lac Brenet où nous le retrouvons dans les

collines jurassiques de l'Aouille et des Agouillons qui reposent en discordance sur des séries crétacées (coupes 7, 8 et 9).

Cela est particulièrement frappant dans un escarpement qui domine l'extrémité nord-est du lac Brenet; le Kimeridgien charrié forme la partie supérieure d'une petite paroi dont la base est urgonienne; le contact est marqué par une étroite vire oblique. Malheureusement, la forêt ne permet pas d'en faire un croquis ou une photographie.

La masse frontale s'amenuise et s'étire de plus en plus dans la direction du NE et finit par disparaître; son dernier lambeau de Kimeridgien surmonte la sortie du tunnel du chemin de fer.

S'il fallait encore une preuve de la réalité du chevauchement, on en trouverait une irréfutable à Sur la Côte, près de la ferme des Places (300 m à l'E du Mont du Lac) et à Sagnevagnard (700 m à l'E du Pont) où l'érosion a été assez forte pour découvrir le substratum des terrains charriés dans deux fenêtres bien caractéristiques. L'une, celle des Places, n'est qu'un pointement de Valanginien au bord de la route du Mollendruz; celle de Sagnevagnard montre un soubassement de Portlandien et de Valanginien, de près d'un kilomètre de long. Une description détaillée en sera donnée à la page 103, fig. 24 et 25).

La dislocation de Pétra Félix coupe l'anticlinal, suivant une ligne incurvée à l'E, passant près du chalet de la Dent et un peu à l'E du passage à niveau des Epoisats. Sur la carte et sur les coupes 6 et 7, on voit que ce nouvel accident agit dans le même sens que le premier, c'est-à-dire en projetant le Jurassique supérieur plus loin vers le N et le noyau de Dogger jusqu'au pied du Mont d'Orzeires.

Dans cet état, l'axe de l'anticlinal a subi un déplacement transversal d'environ 4 km au total. Son flanc normal est devenu extrêmement important tout en restant très régulier; c'est la chaîne de la Dent de Vaulion proprement dite, y compris son versant côté Vaulion qui paraît s'être déplacé d'un seul bloc, sans le moindre accident.

Le noyau de Jurassique moyen situé au N des Epoisats est intéressant à examiner de près. Les affleurements de la colline 1099,3 (coupe 4) plongent fortement au SE; ceux de Seignegerets Dessus — 300 m au N — également, mais avec inversion de l'ordre des terrains. Les premiers appartiennent donc au flanc normal; les seconds représentent à eux seuls l'autre flanc, en l'absence de Malm renversé dans cette région. Le Dogger s'appuie directement au Kimeridgien du Mont d'Orzeires (coupe 4), et il est assez curieux de constater qu'il se moule sur lui. C'est ce que l'on voit encore mieux un peu plus à l'E, à la hauteur de Seignegerets Dessous. A cet endroit, la chaîne Mont d'Orzeires-Crêt des Alouettes est interrompue par le décrochement de la Dernier; aussi la masse mouvante du Dogger a-t-elle profité de la disparition de cet obstacle qui l'avait retenue jusque-là pour contourner le Crêt des Alouettes et s'étaler dans l'espace libre en direction de l'Orbe. Un petit lambeau de Malm qui l'accompagnait a réussi à s'avancer jusqu'à 50 m de la rivière (coupes 2 et 3, et carte détaillée, angle inférieur droit de la carte).

De toute évidence, il existe une relation entre ce mouvement du Dogger et la faille de la Poueta Combaz que NOLTHENIUS a décrite en détail (55). On peut aussi se demander si ces phénomènes ne sont pas en rapport à leur tour avec l'affleurement de Kimeridgien isolé dans les éboulis de la Dent de Vaulion, non loin du Bathonien. Si tel était le cas, il faudrait supposer l'existence d'un troisième plan de glissement semblable aux deux premiers, quoique moins important, puisqu'on n'en retrouve pas le prolongement dans le Malm normal de la Dent de Vaulion.

Il reste encore à examiner ce que devient le pli chevauchant au delà des limites de la carte, où et comment il se termine. NOLTHENIUS a étudié cette région très consciencieusement; nous aurons donc recours à sa carte que nous tâcherons d'interpréter en fonction de ce que nous avons observé ailleurs.

Le flanc normal conserve sa régularité dans le prolongement de la Dent de Vaulion, jusqu'au petit col du Golet; le noyau de Dogger disparaît sous les éboulis, mais il est remplacé ensuite par l'Argovien du Plan du Chalet. Quant au flanc renversé, il est représenté d'abord par le petit

lambeau de recouvrement du Montagnat (1,5 km WSW de Vallorbe, coupe 2), qui fait pendant à celui de l'usine de la Dernier, puis par la traînée de Malm du Plat de la Raz et des Champs Neufs.

Au S de Vallorbe, cet ensemble est tranché par deux accidents qui suppriment le chevauchement et ramènent le pli à sa place; l'un est le décrochement de Vaulion, dont NOLTHENIUS a marqué une partie seulement, mais qui doit sans doute se prolonger sous les éboulis du Béboux. L'autre est celui de Sur Grati; NOLTHENIUS n'a fait que l'esquisser près des Champs Neufs, mais il y a des raisons de croire — nous verrons lesquelles plus loin — qu'en réalité il franchit la chaîne de Sur Grati et se continue encore au delà.

De toute façon, le chevauchement cesse entre Vallorbe et Vaulion. Ayant retrouvé sa direction et son profil primitifs, l'anticlinal forme alors la croupe arrondie de Sur Grati.

4° Le synclinal du Solliat. Les synclinaux de Joux et du Solliat, ainsi que l'anticlinal de la Côte, n'ont pas subi les mêmes bouleversements que les précédents, mais ils ont pourtant été déchiquetés par des fractures et l'un d'eux est en grande partie dissimulé sous le chevauchement de la Dent de Vaulion; c'est pourquoi il est préférable de ne pas les envisager dans l'ordre, afin de pouvoir les suivre avec moins de difficultés.

Le synclinal du Solliat, moins disloqué que les deux autres, va nous servir de guide. Après le bassin du lac Brenet, il forme la petite combe de la Tornaz (coupe 6) où le percement du tunnel du chemin de fer et la construction de la conduite d'eau du lac Brenet ont montré l'existence de terrains miocènes. Jusque-là son flanc nord-ouest est resté parfaitement régulier; l'autre versant du vallon de la Tornaz est constitué par un empilement confus de Crétacé, en grande partie caché par les éboulis, qui supporte le Malm charrié des Agouillons (500 m à l'E du Pont). Ce Crétacé lui-même semble avoir été déplacé accidentellement. Nous y reviendrons.

Au fond de la Tornaz, la dépression synclinale se rétrécit considérablement, et au col de Pierre Punex qui en forme l'extrémité, la largeur du Crétacé ne dépasse pas 60 m (coupe 5). En cet endroit précisément, le pli est traversé obliquement par le décrochement de Pierre Punex sous l'effet duquel il se déforme, s'étire vers le N, tandis que des cassures secondaires réduisent son contenu crétacé en lambeaux qui pointent parmi les éboulis, en compagnie d'une écaille de Malm.

Au total, le synclinal subit un déplacement au N de 700 m environ, après quoi il reprend approximativement sa direction et sa régularité antérieures, sinon son importance.

Il forme alors le pâturage du Chalet du Mont d'Orzeires (coupe 4), étroite combe valanginienne, contenue entre deux massifs de Malm allongés. Le flanc nord-ouest est à peu près normal, malgré l'écrasement du Purbeckien; de l'autre côté, en revanche, le Valanginien vient buter directement contre les escarpements de Kimeridgien du Mont d'Orzeires. De toute évidence, il en est séparé par une faille longitudinale dont on voit du reste de nombreux miroirs.

Cette structure apparaît en coupe, un peu plus à l'E, à l'endroit où le massif du Mont d'Orzeires et du Crêt des Alouettes est interrompu par le décrochement de la Dernier (coupe 3). Sur le petit chemin qui zigzague dans la pente sud-est du Crêt des Alouettes, on voit le Kimeridgien du Mont d'Orzeires s'arrêter net suivant une ligne oblique, qui ne peut être autre chose que la trace de la faille dont il vient d'être question. Effectivement à l'E de cette ligne, c'est-à-dire sous le Kimeridgien, apparaissent d'abord le Valanginien du synclinal, puis le Portlandien sous-jacent très écrasé. Le petit lambeau de Valanginien orienté vers le sommet 1078 du Crêt des Alouettes correspond à un repli secondaire. Ainsi prend fin le synclinal du Solliat. Nous remarquerons qu'il a conservé jusqu'au bout ce profil de pli-faille qui nous avait déjà frappé antérieurement.

5° L'anticlinal de la Côte. L'anticlinal de la Côte, dont l'un des flancs forme la crête rocheuse qui borde le lac de Joux, s'efface d'une manière tout à fait inattendue dans le promontoire qui sépare les deux lacs.

Au N du village du Pont, dans le prolongement de son axe, on ne trouve que des terrains crétacés sans aucun rapport avec lui (coupe 8). Il faut aller 2 km plus loin jusqu'à Pierre Punex, pour le voir réapparaître parmi les éboulis et le Crétacé, à l'état d'écailles de Portlandien, puis prendre

d'avantage d'importance grâce à une cassure transversale, et former finalement la chaîne du Crêt Mal Rond-Mont d'Orzeires (coupes 3, 4 et 5).

Au cours de sa longue éclipse, l'anticlinal de la Côte a subi un décalage considérable vers le N, en même temps que le synclinal du Solliat, et vraisemblablement sous l'action du même décrochement. C'est du reste ce que semble indiquer l'orientation des écailles de Portlandien, parallèles à la trace de l'accident.

Le Mont d'Orzeires est constitué par une série isoclinale de Kimeridgien qui représente le flanc sud-est de l'anticlinal; si l'on se souvient qu'à cet endroit le synclinal du Solliat ne possède, lui aussi, qu'un seul de ses flancs, incliné également au SE, on se rend compte que cette région d'Orzeires est caractérisée par un régime imbriqué typique, avec un fort pendage au SE.

On a déjà vu comment l'anticlinal se termine au Crêt des Alouettes, contre la trace de la cassure qui le sépare du synclinal du Solliat. Comme ce dernier, il retrouve pour finir la structure qu'il avait dans sa partie occidentale, entre le Lieu et le Brassus.

6° Le synclinal de Joux. Topographiquement, le synclinal de Joux est interrompu au Pont par le chevauchement de la Dent de Vaulion; mais nous savons qu'il continue d'exister sous cette couverture charriée où nous allons tenter de le suivre.

Son flanc sud-est, le seul connu, disparaît sous le Kimeridgien chevauchant, près du Mont du Lac, mais nous le retrouvons, du moins son Valanginien, dans la fenêtre des Places, avec le même pendage et la même direction. Il est de nouveau visible dans celle de Sagnevagnard, mais cette fois, mises à part les petites failles qui le traversent, il porte les marques de modifications sérieuses. Non seulement sa direction générale a été déviée vers le N, mais son Valanginien a subi, par rapport à la position qu'il occupait précédemment, un décalage de 400 m environ dans le même sens. On peut inférer de cela qu'il existe entre les deux fenêtres un accident transversal qui entraîne sa lèvre orientale vers le N, dissimulé, cela va sans dire, par les terrains charriés. Puisque c'est une dislocation à rejet horizontal, rien ne nous empêche de supposer qu'il s'agit du décrochement de Pierre Punex, dont les effets sont identiques, en imaginant qu'il se prolonge jusque-là en direction du S.

A l'E et au N de Sagnevagnard, le synclinal n'est nulle part visible, mais on peut être certain qu'il se continue en direction nord-est, parallèlement au Mont d'Orzeires, sous le Dogger et le Malm chevauchants de la Dent de Vaulion et des Epoisats. Au SE de Vallorbe, le décrochement de la Dernier, en le rejetant au N, le dégage des terrains charriés et de cette façon le fait réapparaître. Ses premiers éléments sont de petits lambeaux d'Urgonien situés le long de la trace du décrochement, au pied du Crêt des Alouettes (coupe 2).

Pour finir, le synclinal de Joux devient celui de Vallorbe.

7° Le Crétacé du lac Brenet et l'éclipse de l'anticlinal de la Côte. Le moment est venu de nous occuper des masses crétacées qui dominent le lac Brenet à l'E et des causes de la disparition de l'anticlinal de la Côte, qui ont été intentionnellement laissées de côté les unes et les autres dans les paragraphes précédents. Il s'agit d'une question fort complexe qui va nous retenir quelque temps.

Les pentes au NE du Pont sont occupées par une série régulière, mais renversée de Crétacé inférieur, plongeant fortement à l'E et recouverte en discordance par le Kimeridgien des Agouillons. Orientée droit au N, elle franchit le prolongement de l'axe de l'anticlinal de la Côte et s'étend bien au delà; finalement, elle forme de gros amas d'Urgonien et d'Hauterivien qui font un saillant au bord du lac Brenet. Le même complexe crétacé doit occuper également la plus grande partie de la pente dominant le lac à l'E, où l'on ne voit que des éboulis avec quelques pointements d'Hauterivien; au sommet, des escarpements d'Urgonien s'en dégagent dont l'un est reconnaissable de loin à sa forme de nez.

Pour finir, la série crétacée, redevenue à peu près régulière, s'étend sur toute la largeur de la petite chaîne qui sépare le vallon de la Tornaz de celui des Epoisats et vient buter à angle droit, en compagnie d'écailles urgoniennes, contre le Portlandien du premier contrefort du Mont d'Orzeires (Crêt Mal Rond).

Pour avoir une vue d'ensemble, plaçons-nous à l'extrémité de la Côte, sur le promontoire qui s'avance entre les deux lacs (fig. 22). Deux problèmes se posent devant nos yeux : pour quelles raisons l'anticlinal de la Côte disparaît-il si inopinément ? Quelle est l'origine des terrains crétacés du Pont ?

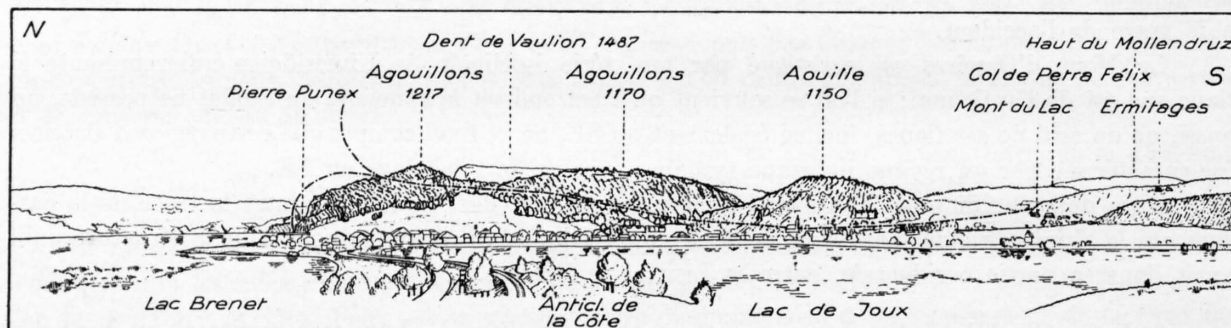


Fig. 22. Les chevauchements de la Dent de Vaulion et du lac Brenet, vus de l'extrémité de la Côte (pt. 1031,7).

NOLTHENIUS a résolu la difficulté par une faille transversale qu'il dirige prudemment vers le glaciaire de la rive occidentale du lac Brenet. En réalité, il n'existe aucun indice d'un accident tectonique quelconque. La série de Malm de l'anticlinal de la Côte s'abaisse jusqu'au niveau du lac avec une parfaite tranquillité, par une série de petits gradins moutonnés et ses bancs de Portlandien conservent jusqu'à leur immersion une direction et un pendage réguliers. Nous savons aussi que la disparition du pli est complète, en ce sens qu'il n'existe aucune trace de sa présence jusqu'à l'endroit où il émerge de nouveau des éboulis et du Crétacé près de Pierre Punex. Connaissant cela, il est extrêmement difficile de résoudre notre premier problème, par une hypothèse qui ferait intervenir de brusques chutes axiales, des failles ou tout autre phénomène tectonique. Effectivement, on ne conçoit pas que de tels accidents aient pu faire disparaître subitement un pli de cette importance et d'une façon aussi absolue, sans que ses parties visibles et les plis voisins en portent les traces. On ne voit pas non plus par quel moyen il leur aurait été possible de mettre à sa place de gros amas de Crétacé, sans rapport avec lui.

C'est pourquoi nous avons été amené à admettre qu'en dépit des apparences, l'anticlinal de la Côte, ou du moins sa base, existe réellement entre le Pont et Pierre Punex, **mais que son sommet a été arrasé par une action érosive très ancienne**. Ainsi, il ne s'agirait nullement d'une dislocation d'ordre tectonique, mais d'un accident beaucoup plus simple, de caractère orographique, correspondant à un état du relief antérieur aux derniers mouvements orogéniques du Jura. Cette hypothèse rejoint donc celle de NOLTHENIUS, suivant laquelle le chevauchement de la Dent de Vaulion aurait été précédée d'une période d'érosion.

Elle a surtout le grand avantage de donner une réponse satisfaisante à la seconde question. De notre poste d'observation, nous voyons les terrains crétacés du Pont sortir du synclinal de Joux (coupes 7, 8 et fig. 22), puis franchir dans toute sa largeur la brèche de l'anticlinal de la Côte, et finalement s'écrouler de l'autre côté dans le synclinal du Solliat.

La masse déplacée s'avance jusqu'à la rive orientale du lac Brenet dont elle détermine l'angle rentrant et la forme concave; puis nous la voyons s'incurver légèrement à l'E et finalement s'interrompre contre l'autre bord de la brèche, à l'endroit où l'anticlinal de la Côte réapparaît. Dans tout cela, rien ne s'oppose à notre hypothèse, au contraire.

En fait, nous avons affaire à un nouveau charriage (dit du lac Brenet), chevauché à son tour par celui de la Dent de Vaulion. Cette fois, les masses charriées sont du Crétacé, originaire du synclinal de Joux qui ont été poussées dans l'entaille creusée précédemment dans l'anticlinal de la Côte. Les terrains qui ont participé à ce mouvement ont été disloqués avec violence; sauf au Pont et à Pierre Punex où leur série est régulière, ils sont empilés sans ordre comme d'énormes éboulis. Il

semble aussi que les niveaux les plus rigides, Urgonien et Hauterivien calcaire, ont été jetés en avant, tandis que les formations marneuses plus souples sont restées en arrière ou dessous.

Les collines des Agouillons, si anormal que cela paraisse en tectonique jurassienne, sont donc constituées par deux chevauchements superposés, celui du lac Brenet auquel appartient la base de Crétacé, et le chevauchement de la Dent de Vaulion qui couronne les sommets de ses grosses masses jurassiques.

Nous sommes loin du classique décrochement transversal!

Par bonheur, cette conjecture a pu être contrôlée peu de temps après que nous l'avions établie. Les travaux d'électrification de la ligne de chemin de fer nous ont permis de faire dans le tunnel des Epoisats¹⁾ des observations en nombre suffisant pour dresser un profil, sinon parfaitement continu, tout au moins assez précis pour que nous puissions en tirer quelques conclusions. La figure 23 nous dispense d'en donner une description trop détaillée. Elle nous montre que le tunnel traverse successivement de l'E à l'W le Malm charrié de la Dent de Vaulion, puis une série de Crétacé, Hauterivien, Aptien, etc. qui représente en quelque sorte la racine du chevauchement du lac Brenet. De 190 à 264 m, nous rencontrons de nouveau du Jurassique supérieur qui ne peut être autre chose que le sommet de l'anticlinal de Joux, chevauché par le Crétacé. Enfin, les 176 derniers mètres sont occupés par les argiles et les conglomérats tertiaires du synclinal du Solliat, qui s'appuient en discordance contre le Malm.

Il serait superflu d'insister sur l'intérêt de cette coupe et sur l'éclatante vérification qu'elle constitue à l'égard des hypothèses que nous avons faites. On peut donc considérer comme acquis dorénavant que l'anticlinal de la Côte subsiste en profondeur entre le Pont et Pierre Punex et que s'il est invisible, c'est qu'il a été usé lors d'une ancienne période d'érosion, puis recouvert par le chevauchement des terrains crétacés du synclinal de Joux.

Il est intéressant de comparer le profil du tunnel à celui de la galerie d'amenée des eaux du lac Brenet, dont le profil géologique a été donné par NOLTHENIUS, d'après les indications de SCHARDT, sur la carte de Vallorbe (123). L'emplacement de cette galerie a été indiqué sur la figure 1 de la notice explicative de la carte et sur la figure 23. On voit qu'elle coupe le tunnel en oblique, en passant 10 m au-dessous.

Les deux profils sont semblables avec la différence que celui de la galerie ne rencontre pas le Jurassique de l'anticlinal de la Côte. Ce dernier présente donc des dénivellations assez fortes qui s'expliquent très bien par les effets variables de l'ablation d'une part et de l'autre par la proximité du décrochement de Pierre Punex qui doit le traverser un peu plus à l'W.

C'est donc par un heureux hasard, auquel il doit son intérêt géologique, que le tunnel a traversé le sommet du saillant de l'anticlinal.

8° L'anticlinal du Risoux. On se souvient que dans sa partie nord-orientale, la chaîne du Risoux a l'aspect d'un grand plateau subtabulaire, interrompu au SE par l'anticlinal secondaire des Cernies et relevé très lentement vers le N pour former le massif du Mont d'Or.

La chaîne proprement dite est interrompue à l'E par le décrochement Vallorbe-Pontarlier dont l'étude n'a pas sa place ici; outre cela, toute la région bordière du Risoux est disloquée par les décrochements de Pierre Punex et de la Dernier.

Le premier coupe l'anticlinal des Cernies (coupe 4) et rejette 700 m plus au N la ligne séparant le Malm de l'anticlinal et le Valanginien du synclinal du Solliat. Dans la région tabulaire, son effet est vertical, dans le sens d'un affaissement de la lèvre est, puis sa trace se perd dans la pente qui domine le poste de douane (point 923).

A l'E du décrochement (coupe 3), l'anticlinal des Cernies n'existe plus; la zone tabulaire est réduite à un palier étroit que suit la route dominant la rive gauche de l'Orbe. Au NW, dans la Côte de Pralioux, les bancs se redressent contre le flanc de l'anticlinal du Mont d'Or, tandis que de l'autre côté du palier, ils s'infléchissent faiblement vers le SE pour former le large synclinal de la source de

¹⁾ A notre connaissance, aucun relevé géologique détaillé n'avait été fait lors de la construction. Les chemins de fer fédéraux consultés à ce sujet n'ont pu nous fournir qu'un profil géologique plus que sommaire.

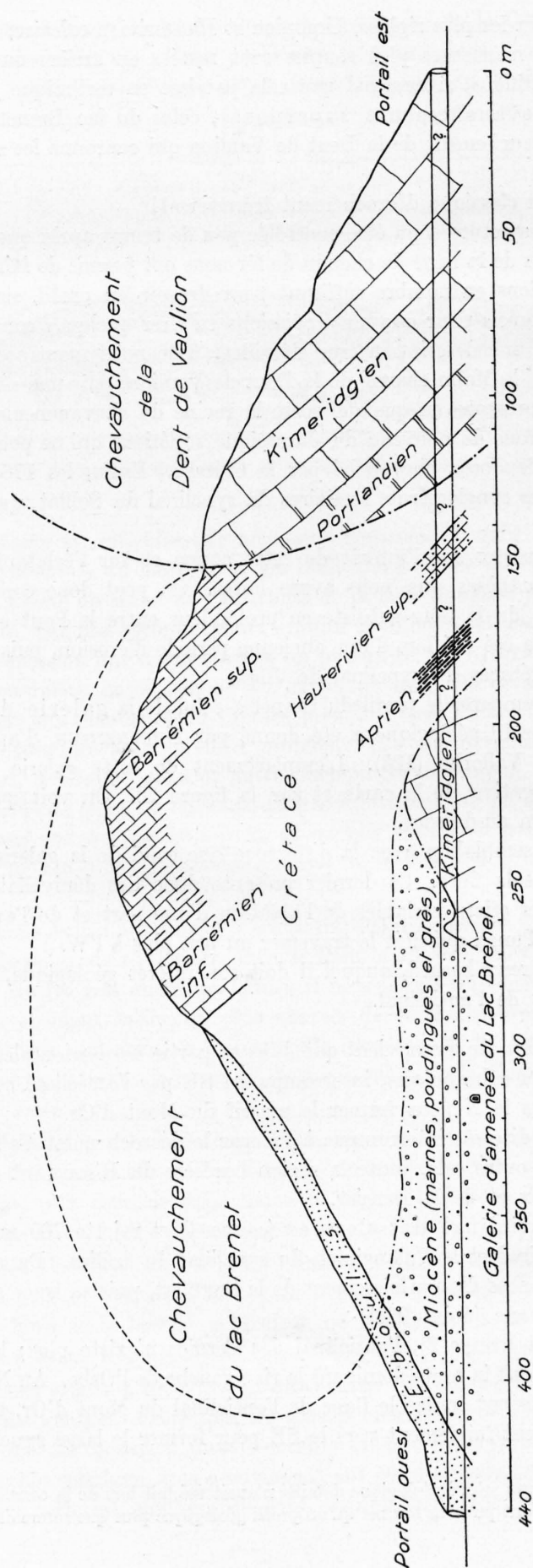


Fig. 23. Coupe schématique du tunnel des Epoisats.
Echelle 1:2000.

l'Orbe. En réalité, ce nouveau pli ne devient distinct du synclinal du Solliat (Pâturage d'Orzeires) qu'à partir du chalet du Mont d'Orzeires où prend naissance une petite ride anticlinale qui les sépare. Cette dernière acquiert de l'importance en direction de l'E et devient finalement un pli aigu, vertical, dont l'axe passe à peu près par le château d'eau de l'usine électrique. Nous l'appellerons l'anticlinal du Crêt des Alouettes.

Le Crêt des Alouettes est interrompu brusquement à l'E et son sommet 1078 m domine le fond de la vallée d'une hauteur de plus de 300 m. Cette coupure est particulièrement impressionnante, quand on considère de Vallorbe ce massif escarpé, dressé comme une aiguille sombre au-dessus du thalweg. On en trouve la cause dans un petit vallon situé au pied du versant oriental, où l'on peut voir le Séquanien inférieur du Crêt des Alouettes en contact avec l'Urgonien du synclinal de Vallorbe (coupe 2). L'accident remarquable qui sépare ces deux terrains est le décrochement de la Dernier. Sa trace se retrouve de l'autre côté de la rivière, dans le grand couloir de la Côte de Pralioux, puis se perd dans les escarpements supérieurs.

Le décrochement de la Dernier a des effets considérables sur les plis qu'il traverse. L'anticlinal du Crêt des Alouettes et le synclinal de la source de l'Orbe sont supprimés; dans leur axe vient se placer le synclinal de Vallorbe, prolongement lui-même de celui de Joux.

Dans la Côte de Pralioux, le palier fait place aux plis secondaires représentés sur la coupe 1, qui figurent déjà dans l'ouvrage de NOLTHENIUS (55, coupe 19), ainsi que dans la publication de COLLOT sur le tunnel du Mont d'Or (86). Il s'agit d'un petit synclinal de Portlandien et d'un pli-faille dont l'une des lèvres est formée par la puissante série de Malm qui domine la gare de Vallorbe, et l'autre, par le Crétacé qui pointe dans les éboulis au pied des escarpements de Jurassique.

NOLTHENIUS pensait que le jambage jurassique du pli-faille et le synclinal de Portlandien correspondaient respectivement à l'anticlinal du Crêt des Alouettes et au synclinal de la source de l'Orbe, mais il les raccordait d'une façon assez confuse en supposant que la faille du pli, changeant de direction, passait au pied du Crêt des Alouettes.

Pour nous qui connaissons l'existence du décrochement de la Dernier, l'identité de ces plis ne fait aucun doute. Comme le synclinal de Joux, l'anticlinal du Crêt des Alouettes et le synclinal de la source de l'Orbe ont été tranchés par le décrochement et leur partie orientale, rejetée 500 m au N, est venue se plaquer contre le flanc du Mont d'Or.

III. Les fenêtres.

(Fig. 24 et 25; coupes 7, 8, pl. 1.)

Le vallon de Sagnevagnard-Epoisats, 500 m à l'E du Pont, est situé dans le plan axial du pli chevauchant de la Dent de Vaulion. Les collines de l'Aouille et des Agouillons et la crête boisée de la Dent de Vaulion qui le limitent, les premières à l'W et la seconde à l'E, sont les deux flancs de l'anticlinal dont le cœur est constitué par l'Argovien et le Dogger qui affleurent au fond du vallon.

Le chemin qui quitte la route des Epoisats au point 1083 passe d'abord entre la colline de la Corne (1100 m) et le Crêt à Pilet (1111 m) dont l'Argovien est visible, puis après avoir contourné l'angle de la tourbière, il pénètre dans un massif rocheux et boisé. Au lieu du Séquanien inférieur que l'on s'attend à y rencontrer, on trouve des calcaires jaunes qui appartiennent sans aucun doute, et si surprenant que cela paraisse, au Valanginien. Un peu plus loin du reste, on découvre à leur suite et en concordance des calcaires plaquetés indiscutablement portlandiens (fig. 24).

De quoi s'agit-il? Certainement d'une fenêtre, c'est-à-dire d'un affleurement du socle, sur lequel reposent les terrains charriés de la Dent de Vaulion.

Des recherches détaillées ont montré que cette fenêtre de Sagnevagnard est plus étendue qu'il ne le semblait au premier abord. Elle forme un petit plateau, orienté du S au N, long de près d'un kilomètre, large de 300 m. Son contour est marqué à l'W par le contact avec l'Argovien visible ou recouvert de tourbe, et ailleurs par une petite dépression parsemée de dolines qui la sépare du Séquanien et du Kimeridgien chevauchants. La fenêtre elle-même montre, sur la plus grande partie de son étendue, du Portlandien accompagné de quelques lambeaux de Valanginien et de Purbeckien, et d'un

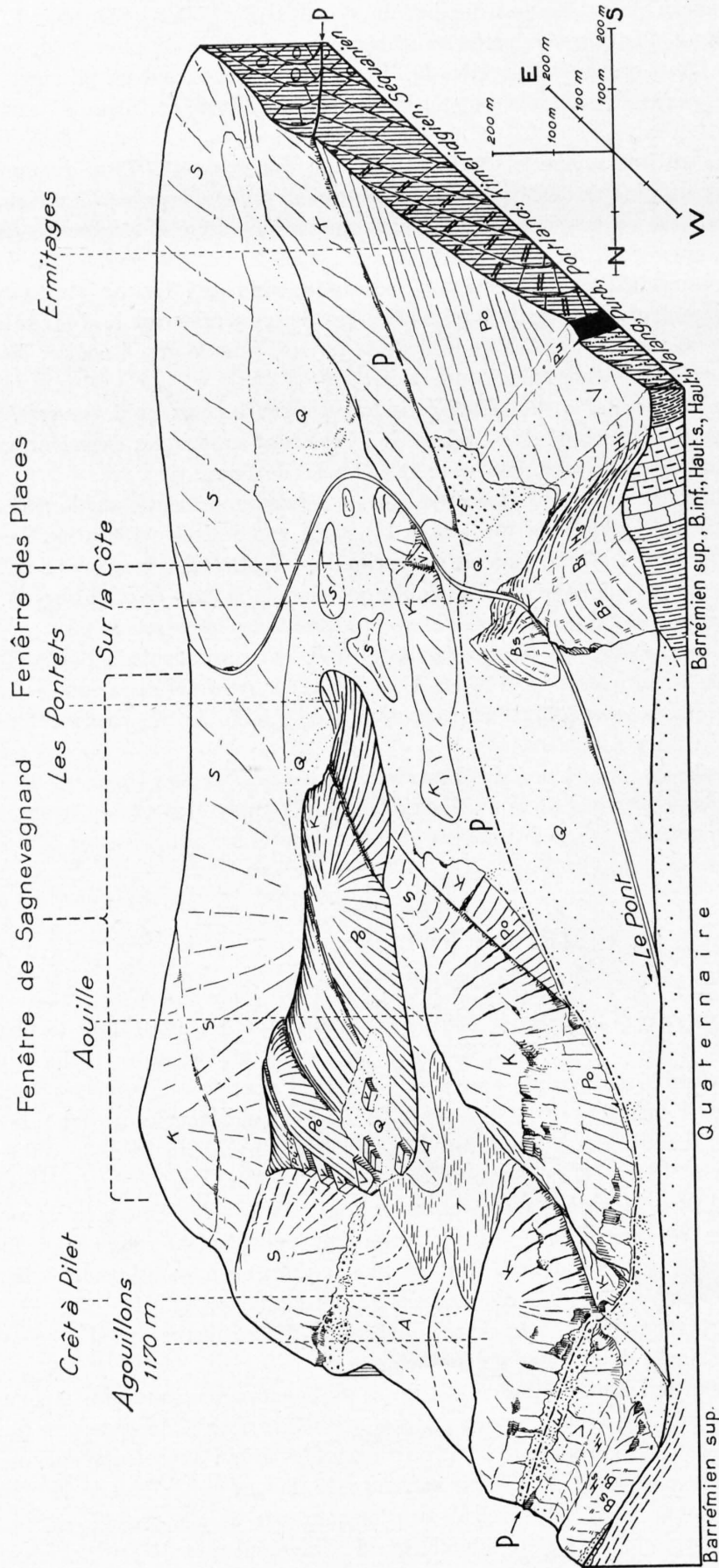


Fig. 24. Les fenêtres de Sagnevagnard et des Places, vues en perspective.

E	=	Eboulis	V	=	Valanginien
T	=	Tourbière	Pu	=	Purbeckien
Q	=	Quaternaire	Po	=	Portlandien
Bs	=	Barrémien supérieur	K	=	Kiméridgien
Bi	=	Barrémien inférieur	S	=	Séquanien
Hi	=	Hauterivien supérieur	A	=	Argovien
Hi	=	Hauterivien inférieur	P	=	Plan de chevauchement

paquet plus important de Kimeridgien avec Virgulien fossilifère. Cet ensemble est traversé par quatre failles obliques. Le pendage est généralement W ou NW, sauf dans le compartiment méridional.

Une seconde fenêtre existe, environ 400 m au SSW de la première, au bord de la route du Molendruz et non loin de la ferme des Places. A cet endroit, la route traverse du Malm charrié d'inclinaison variable, qui fait place tout à coup à un affleurement de Valanginien vertical, très caractéristique, malgré l'absence de fossiles en bon état. Les deux terrains sont séparés par une brèche de friction de 80 cm d'épaisseur, formée de cailloux de Jurassique striés, dans un grossier ciment laminé (fig. 25).

Cette petite fenêtre est moins typique que l'autre, puisque d'un côté elle est limitée par le glaciaire; mais il est certain, et c'est l'essentiel, que son Valanginien est recouvert en discordance par le Kimeridgien.

Les fenêtres des Places et de Sagnevagnard sont intéressantes à tous égards. C'est la première fois — à notre connaissance tout au moins — qu'on en signale d'aussi caractéristiques dans le Jura¹⁾. Effectivement, elles sont restées ignorées des géologues qui ont fait avant nous des recherches dans cette région. Pourtant SPRECHER (52, fig. 3 de la dernière planche) et NOLTHENIUS (55) connaissaient le lambeau de Valanginien des Places avec sa brèche de friction dont ils faisaient du Purbeckien. Ils le rattachaient directement au Valanginien du flanc sud-est du synclinal de Joux, en quoi ils avaient raison, mais sans se douter qu'il se prolongeait au N sous le Malm. Maintenant nous le savons, puisqu'il réapparaît à Sagnevagnard.

Ainsi l'existence de ces fenêtres démontre d'une façon péremptoire que le mouvement de la Dent de Vaulion n'est pas un simple déversement, ni une torsion, mais qu'il s'agit bel et bien d'un véritable chevauchement de l'anticlinal du Bucley-Dent de Vaulion, par-dessus le synclinal de Joux.

La discordance entre terrains chevauchants et terrains chevauchés est telle qu'il faut bien supposer, en attendant que ce problème soit étudié pour lui-même, que les premiers se sont avancés sur la surface préalablement usée des seconds.

Le phénomène du charriage aurait donc été précédée d'une période d'érosion.

Il reste à expliquer la position des deux fenêtres. Ainsi que nous l'avons remarqué précédemment, celle de Sagnevagnard n'étant pas alignée sur l'autre, doit avoir été déplacée par un accident profond, indépendant, cela va sans dire, du chevauchement proprement dit. S'agit-il du décrochement de Pierre Punex qui se prolongerait jusque-là? Ou bien le territoire de Sagnevagnard aurait-il été entraîné dans le mouvement qui a produit le chevauchement du lac Brenet? Il est possible que les deux influences aient agi successivement.



Photo Aubert.

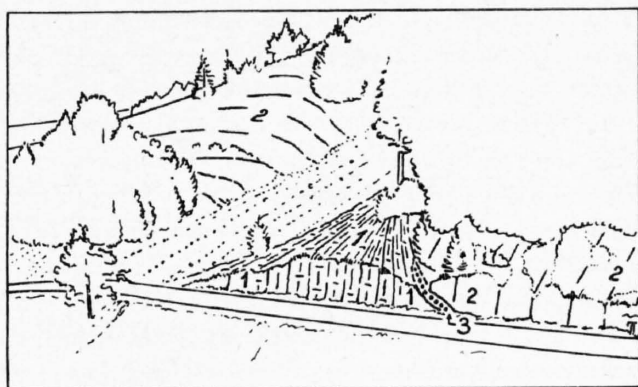


Fig. 25. La fenêtre des Places. Vue prise du Sud.

- 1 = Valanginien
- 2 = Kimeridgien charrié
- 3 = Brèche de friction

¹⁾ Celle de Nunningen (Feuille Laufen-Mümliswil) émerge des éboulis.

IV. Le lambeau de recouvrement de la Dernier.

(Fig. 26; coupe 2, pl. 1 et carte détaillée.)

Au pied des escarpements du Crêt des Alouettes qui s'élèvent au SW de Vallorbe, s'appuie un contrefort boisé, coupé de petites parois, portant sur la carte le nom de «Les Chenevières».

C'est sa partie orientale, située tout près de l'usine électrique de la Dernier, qui va faire l'objet de ce paragraphe. NOLTHENIUS qui a étudié ce territoire, ne cache pas qu'il lui a donné du fil à retordre; dans la description qu'il en a faite (55, p. 24), il se demande, mais sans oser formuler une hypothèse précise, si certain lambeau de Kimeridgien qu'il y a trouvé et qui lui parut curieux, n'appartient pas à l'anticlinal de la Dent de Vaulion.

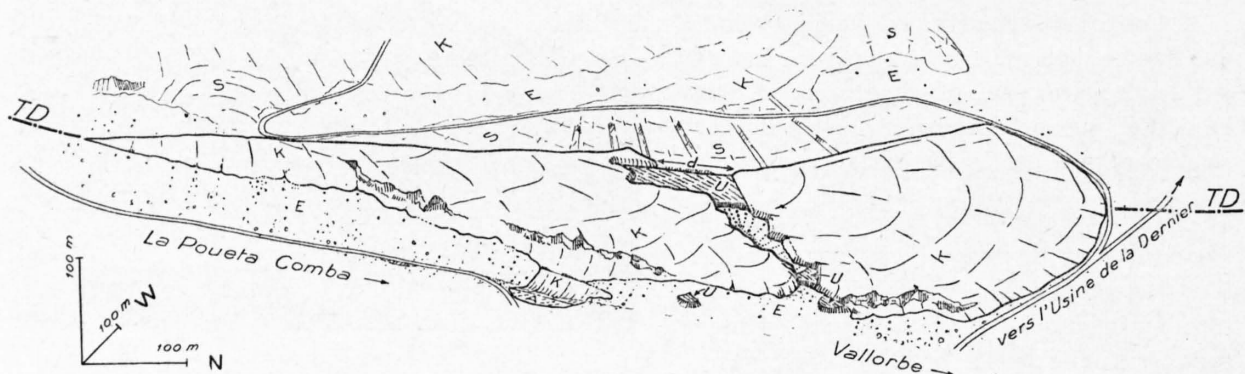


Fig. 26. Lambeau de recouvrement de la Dernier.

E = Eboulis
U = Urgonien (Barrémien supérieur)
K = Kimeridgien
S = Séquanien
A = Argovien
TD, d = Trace du décrochement de la Dernier

C'est un fait que l'exploration de cette région n'est pas facile; la végétation et les éboulis cachent beaucoup de choses. Mais ce que l'on parvient à découvrir, à force de chercher, ne manque pas d'être surprenant. La plus grande partie est occupée par du Kimeridgien disloqué. Parmi les éboulis, au pied nord des Chenevières, apparaît le Séquanien dont on reconnaît les niveaux oolithiques caractéristiques de la base et du sommet. Jusque-là, il n'y a rien d'extraordinaire. Mais ce n'est pas sans stupéfaction que l'on découvre des pointements d'Urgonien sous le Kimeridgien, deux le long de la lisière orientale et deux autres au fond d'un petit ravin d'érosion rempli d'éboulis. L'un de ces derniers est également en contact avec le Séquanien inférieur. Que signifie cette espèce de mosaïque?

Le Kimeridgien repose en discordance sur le Séquanien et l'Urgonien; on peut le constater dans le petit ravin. Il s'agit donc d'un lambeau de recouvrement très mince, et si nous pouvions le soulever, nous verrions dessous l'agrandissement de ce qui apparaît dans le ravin, c'est-à-dire du Séquanien inférieur et de l'Urgonien en contact anormal. Le Séquanien appartient au socle du Crêt des Alouettes, l'Urgonien au synclinal de Vallorbe. L'un et l'autre sont donc séparés par la cassure importante que nous avons appelée le décrochement de la Dernier.

Le lambeau de Kimeridgien, superposé à la trace de cet accident, mesure environ 1 km de long et 200 m dans sa plus grande largeur. La dépression urgonienne et séquanienne le partage en deux lames, l'une allongée et effilée en direction du S, l'autre étalée jusqu'à une cinquantaine de mètres de l'Orbe. Sa démarcation est immédiate au contact des deux autres terrains; ailleurs, elle présente quelques difficultés, mais la morphologie aidant, il est possible de la faire avec précision. Les observations de pendage et de faciès qui ont pu être faites malgré l'état de fissuration de la roche, donnent une inclinaison variant de 30° à 80°, en direction NW-N-NE, et permettent de se rendre compte que l'extrémité nord appartient au Kimeridgien supérieur, tandis que la pointe sud se rapproche du Séquanien; on peut en conclure que, dans l'ensemble, le lambeau est en position normale.

NOLTHENIUS signale un plan de faille dans le lit du ruisseau qui descend de Seignerets par la Poueta Comba. Effectivement, on y voit, près de l'endroit où le chemin s'en écarte, un affleure-

ment d'Argovien vertical, recouvert en discordance par du Kimeridgien (ou du Séquanien ?). Le plan de contact incliné de 40° WNW, porte des stries dirigées au NNW.

Le lambeau de la Dernier appartient au chevauchement de la Dent de Vaulion, cela ne fait aucun doute. Mais comment a-t-il pu arriver jusque-là ?

Au Montagnat, 500 m au NE, NOLTHENIUS a indiqué un second lambeau de Kimeridgien en contact avec de l'Urgonien; 350 m plus à l'E, au Plat de la Raz, il existe un nouvel affleurement de Malm qui forme, au S de Vallorbe, le bord de la masse charriée. Les trois lambeaux sont disposés à la même hauteur, et de toute évidence ils ont la même origine. Ce sont les témoins de la carapace jurassique du pli chevauchant, dont on connaît d'autre part le noyau de Dogger à la Poueta Comba et au Veratroz. Si cette couverture n'est pas complète, c'est qu'elle a disparu partiellement par érosion, à moins qu'elle ne se soit déjà disloquée et partagée en trois masses divergentes lors de son mouvement. Car celui-ci a été sans doute moins simple qu'il ne le paraît à première vue. A la Dernier, par exemple, le Jurassique et le Dogger sont en disharmonie. Cela ressort du fait que le lambeau est en position normale et que sa pointe s'insinue dans la Poueta Comba, à côté du Bathonien.

Le Malm et le Dogger, séparés par les niveaux marneux et glissants de l'Argovien et du Callovien, ne se sont pas déplacés en une seule masse. Pendant que le noyau du pli s'avancait sur le plan de chevauchement principal, la couverture jurassique, peut-être détachée de sa base, put glisser pour son compte sur les marnes sous-jacentes et s'étaler au pied du Jurassique moyen comme une sorte de rideau dont il reste aujourd'hui trois témoins: les lambeaux de la Dernier, du Montagnat et du Plat de la Raz. La direction de ce mouvement est indiquée par la direction NNW des stries signalées ci-dessus. Un phénomène de ce genre a été décrit par VINCIGENNE près de Chésery (108).

Relevons encore le rôle déterminant du relief de l'avant pays. A l'W du décrochement de la Dernier, le chevauchement ayant été arrêté par le Mont d'Orzeires, le Jurassique n'a pas pu effectuer son glissement indépendant; à l'E, au contraire, cet obstacle n'existant plus, rien ne s'est opposé au libre écoulement des terrains supérieurs sur les marnes glissantes qui les soutenaient mal.

Les enseignements d'ordre orogénique que nous apporte le lambeau de recouvrement de la Dernier sont trop évidents pour qu'il soit nécessaire de nous y arrêter très longtemps.

Sa position discordante sur la trace d'un décrochement qui rapproche le Séquanien et l'Urgonien, démontre — après les fenêtres et plus nettement encore — d'une part la réalité de chevauchement et d'autre part le fait que les terrains charriés se sont avancés sur une surface préalablement usée par l'érosion.

Enfin elle jette une vive lumière sur le mécanisme de tels phénomènes, en nous fournissant la preuve que le pli chevauchant s'est avancé à la manière d'un fluide, en contournant les obstacles de l'avant-pays, et que, à part le mouvement principal, des glissements secondaires se sont produits sur les niveaux marneux.

V. Les chevauchements.

Les bouleversements qui ont disloqué les plis jurassiens dans le voisinage de la Dent de Vaulion ont été produits par deux actions tectoniques successives: des décrochements et des chevauchements.

Dans ce paragraphe, nous nous proposons de traiter pour eux-mêmes les phénomènes de chevauchement.

1° Le chevauchement de la Dent de Vaulion.

Les descriptions qui précèdent nous ont montré que tous les plis de la chaîne du Mont Tendre ont subi un déplacement local vers le NW. C'est ce que nous appellerons le chevauchement de la Dent de Vaulion.

a) **Limites du chevauchement.** Un regard sur l'esquisse tectonique de la carte ou sur la figure 29 nous convaincra que cet accident n'atteint pas seulement le massif restreint de la Dent de Vaulion,

mais qu'il concerne un grand territoire en forme de trapèze, dont les sommets seraient approximativement Montricher, le Pont, Vallorbe et Juriens-Romainmôtier.

Le côté ouest de ce trapèze est la dislocation Montricher-le Pont; on sait que dans sa partie sud, elle est marquée par le contact du Kimeridgien de Châtel avec les terrains plus jeunes de la combe de la Verrière et au Pré de l'Haut par une faille bien visible. De là jusqu'au Mont du Lac, 1 km au S du Pont, la trace est moins nette dans un relief moutonné et très pauvre en bons affleurements. Elle forme pourtant quelques dépressions transversales; elle détermine des ruptures dans la continuité des bancs qui permettent, sinon de la suivre pas à pas, tout au moins d'être assuré de son existence.

Nous avons vu que cette première dislocation est doublée d'un second accident du même genre, parallèle au premier et situé environ un kilomètre à l'E. C'est la dislocation de Pétra Félix. Elle apparaît à l'E de Châtel (Roche de Châtel), traverse le Valanginien du Mollendruz, puis le bois de Pétra Félix, où sa trace est marquée par le contact anormal du Kimeridgien et du Crétacé. Ensuite, on la suit difficilement, mais on la retrouve près du chalet de la Dent, puis enfin aux Epoisats où elle sépare les affleurements d'Argovien et de Bajocien.

La petite base du trapèze, du Pont à Vallorbe, est indiquée très clairement par la discordance du Malm et du Crétacé jusqu'aux Epoisats, puis par le contact du Dogger et du Malm du Mont d'Orzeires entre les Epoisats et la Dernier, et au delà par la situation des lambeaux de recouvrement de la Dernier, du Montagnat et du Plat de la Raz.

Au NE, la ligne de démarcation du trapèze comprend le décrochement de Vaulion, pour la description duquel nous renvoyons à NOLTHENIUS qui l'a étudié en détail. Mais nous avons des raisons de croire que le décrochement de Vaulion n'est que la doublure d'un accident beaucoup plus important qui serait la véritable limite du charriage dans cette direction; c'est le décrochement de Sur Grati, auquel nous avons déjà fait allusion, mais que nous allons examiner de plus près sur la carte de NOLTHENIUS (123).

1500 m au SE de Vallorbe, le Kimeridgien de Sur Grati subit une brusque déviation d'environ 60° vers le NW, pour former cette longue traînée de Malm des Champs Neufs et du Plat de la Raz. NOLTHENIUS en attribue la cause à une sorte de torsion. Pourtant, cet accident présente de grandes analogies avec celui du Mont du Lac. Dans les deux cas, le Malm déborde brusquement des limites de l'anticlinal et s'avance sur le territoire du synclinal, interrompant la série régulière du Crétacé. Nous sommes donc en droit de penser que la dislocation de Sur Grati est du même genre que celle de Montricher-le Pont, et que par conséquent elle correspond au bord nord-est du chevauchement.

Toutefois, il faut reconnaître que les autres indices de son existence sont rares. Les mauvais affleurements de Sur Grati n'en fournissant aucun, il faut aller jusqu'à Sur les Planets, dans la vallée du Nozon, pour en retrouver un. A cet endroit, le Nozon fait un coude très significatif qui s'accorderait bien avec la présence d'un accident transversal. En continuant toujours dans la même direction, nous arrivons au Chalet Derrière, 3 km ESE de Vaulion. Nous avons vu que c'est là que prend fin l'anticlinal du Mont Tendre, et d'une façon si anormale que pour l'expliquer, il faut faire appel soit à une brusque chute axiale, soit à une cassure.

Dessignons maintenant la trace du décrochement de Sur Grati et prolongeons-la en direction du SE. Nous constatons alors qu'elle se dirige très exactement vers la vallée inférieure du Nozon, en amont de Pompaples. Or on sait, par les travaux de CUSTER (57, 124), que dans cette partie de son cours, le Nozon coule dans un fossé d'effondrement dont les cassures appartiennent au système de failles du Mormont.

Il y a là une relation intéressante, que SPRECHER (52) avait déjà relevée, entre la dislocation du Mormont et celle de la Dent de Vaulion. Pour le moment, il nous suffit de savoir qu'il existe vraisemblablement un accident transversal Pompaples-Vallorbe, qui est le bord nord-est du chevauchement.

La grande base du trapèze ne peut pas être déterminée d'une façon quelconque dans la molasse et sous le glaciaire du pied du Jura.

b) Le plan de chevauchement. Le charriage de la Dent de Vaulion s'est produit par translation sur une surface hypothétique, un plan de chevauchement, qui nous est connu par sa trace, c'est-à-dire par son intersection avec la surface du sol au bord de la zone déplacée et autour des fenêtres.

Dans l'ensemble, nous pouvons nous le représenter comme une sorte de vaste glissière qui s'enfonce en s'élargissant vers le SE.

Sur ses deux bords, le plan de chevauchement se subdivise en deux surfaces qui se relèvent jusqu'à leur rencontre avec la surface topographique, pour former les décrochements de Vaulion et de Sur Grati à l'E, les lignes de dislocations de Montricher-le Pont et Pétra Félix à l'W (fig. 29).

Dans ce dernier cas, les deux traces sont rigoureusement parallèles jusqu'à la hauteur du Pont, puis elles s'incurvent à l'E, la première plus rapidement que l'autre, et finissent par se rejoindre dans le vallon des Epoisats. Elles correspondent évidemment à deux demi-plans disposés comme les faces d'un dièdre dont la charnière émerge à leur point de concours.

Le demi-plan Montricher-le Pont, si l'on en juge d'après l'allure de sa trace, est une surface progressivement redressée vers le haut; l'autre semble se rapprocher davantage d'une surface plane, fortement inclinée vers l'ENE. Le calcul de leur pente moyenne serait facile, si l'on connaissait la direction de leur charnière.

On ne peut naturellement donner aucune précision au sujet du plan de décrochement de Sur Grati; en surface, celui de Vaulion paraît être à peu près vertical, mais son raccordement avec le plan principal est caché par les éboulis.

Dans la région frontale, la trace de la surface de chevauchement perd toute régularité; sur la carte, nous la voyons suivre une ligne sinueuse, monter et descendre, contourner des obstacles, en un mot, se mouler sur le relief de l'avant-pays. Nous avons démontré effectivement, à propos des fenêtres et du lambeau de la Dernier, que les terrains charriés se sont avancés sur un terrain préalablement modelé par l'érosion. C'est dire que dans toute cette zone, la surface de chevauchement coïncide avec l'ancienne surface topographique.

c) Cassures et glissements secondaires. Le chevauchement n'a pu se produire sans qu'il en résulte des ruptures dans les terrains en mouvement. Le synclinal de Vaulion et l'arête de la Dent paraissent à peu près intacts; en revanche, toute la partie bordière a été disloquée par des cassures dont beaucoup restent ignorées sous les éboulis.

Celles de l'Aouille, colline rocheuse qui domine le Pont, sont les plus visibles grâce à la présence du niveau à *Exogyra virgula*. Les monticules des Agouillons sont vraisemblablement séparées par une faille analogue, que l'on ne parvient pas à déceler. Ces accidents, ainsi que la faille de la Poueta Comba, et tous ceux qui passent inaperçus ont été sans doute déterminés par les irrégularités de la surface, sur laquelle le chevauchement s'est produit, tandis que jusqu'à maintenant, nous n'avons jamais pu constater l'influence inverse.

Il existe encore d'autres dislocations secondaires que l'on n'a pas marquées sur la carte pour éviter la surcharge, mais qui sont intéressantes en ce sens qu'elles nous renseignent sur le mécanisme du chevauchement. Lorsque la démarcation de l'Argovien et des calcaires du Jurassique supérieur peut être faite d'une façon assez précise, on constate que leur position n'est jamais concordante. Cela est particulièrement net à Sagnevagnard et à la Corne (E du Pont), où la limite des terrains indiquée par la morphologie, coupe en oblique les bancs de Séquanien ou de Kimeridgien. Le toit de l'Argovien correspond donc à une surface de glissement, sur lequel ont avancé les paquets rigides du Jurassique supérieur calcaire. C'est ainsi que nous avons interprété la position du lambeau de recouvrement de la Dernier.

On peut sans doute généraliser et admettre que ce phénomène se produit à tous les contacts de terrains rigides et de terrains mous, lorsque la pression est suffisante pour rompre leur adhérence.

d) Rejets. La figure 27 montre les déplacements qu'ont subis les axes des trois plis de la chaîne du Mont Tendre, du fait de la dislocation de la Dent de Vaulion. Dans la partie supérieure du dessin, les axes, obtenus conventionnellement en suivant la médiane des affleurements des terrains les plus

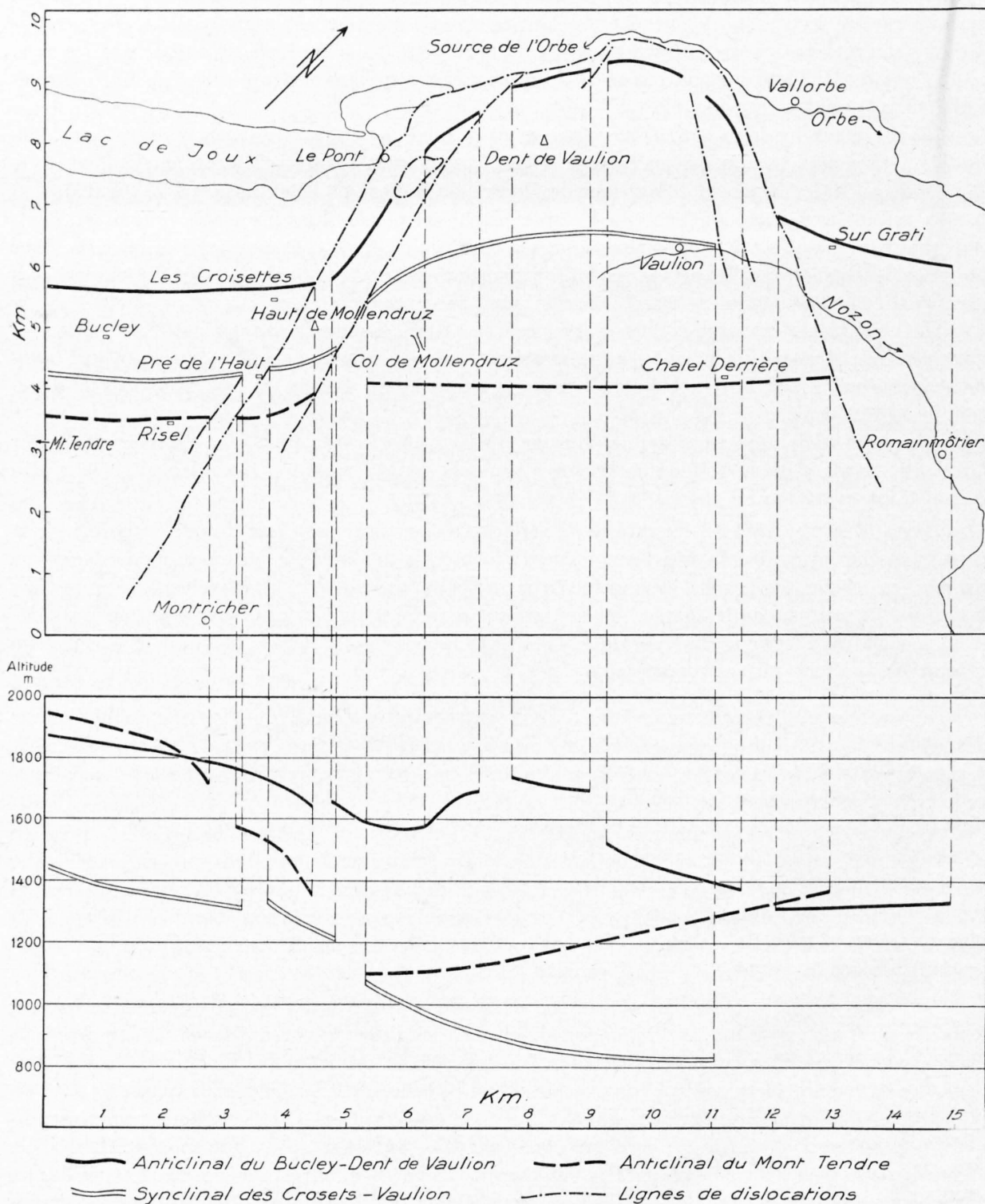


Fig. 27. Déplacement de l'axe des plis dans la région de la Dent de Vaulion.

Les axes ont été dessinés au niveau du Purbeckien.

En haut: rejets horizontaux

En bas: rejets verticaux

Echelle 1: 100 000.

anciens ou les plus jeunes suivant qu'il s'agit d'un anticlinal ou d'un synclinal, sont représentés en plan. La moitié inférieure indique les dénivellations de l'axe des plis, au niveau du Purbeckien.

La figure peut se passer de longs commentaires. Constatons simplement que les rejets horizontaux vont en augmentant de l'anticlinal du Mont Tendre au synclinal Croset-Vaulion et de celui-ci au pli du Bucley-Dent de Vaulion. En ce qui concerne les rejets verticaux, la dislocation correspond à un brusque affaissement des deux premiers plis, puis à un lent redressement. L'anticlinal du Bucley subit des variations d'altitude extraordinaires au premier abord, mais qui s'expliquent très bien, si l'on songe que dans toute sa partie centrale, il repose sur une ancienne surface topographique.

e) Conclusions relatives au chevauchement. Le chevauchement de la Dent de Vaulion est une réalité; l'existence des fenêtres et du lambeau de recouvrement de la Dernier le démontre d'une façon péremptoire.

Toute la région comprise entre Montricher, le Pont, Vallorbe et Romainmôtier y a participé, c'est-à-dire qu'elle s'est déplacée en pénétrant à l'intérieur de la chaîne jurassienne. Le phénomène est frappant dans la région frontale, où l'anticlinal du Bucley-Dent de Vaulion s'est avancé sur le synclinal de Joux, à la manière d'une petite nappe, en se déformant au gré des accidents topographiques qui se trouvaient devant lui.

Le reste du territoire charrié, c'est-à-dire le synclinal de Vaulion et l'anticlinal du Chalet Derrière, a exécuté un mouvement de moindre envergure, sans subir de déformations, ni de dislocations importantes, comme si cette énorme masse s'était déplacée d'un seul bloc.

La comparaison des deux zones bordières latérales du chevauchement est intéressante. Au NE, les lèvres des décrochements de Sur Grati et de Vaulion sont simplement juxtaposées, sans le moindre accident secondaire. A l'W, au contraire, la lèvre chevauchante de la ligne de dislocation Montricher-le Pont s'est soulevée par endroits pour former des bourrelets transversaux — Châtel-sud, Haut de Mollendruz — qui témoignent d'une violente pression oblique. On en peut conclure que la force orogénique qui a produit le chevauchement, n'a pas agi symétriquement par rapport aux limites latérales, mais que sa direction devait être approximativement celle du bord nord-est, c'est-à-dire l'WNW.

Le phénomène du chevauchement de la Dent de Vaulion nous apparaît maintenant d'une façon très claire: **sous l'action d'une poussée dirigée à l'WNW, le trapèze Montricher-le Pont-Vallorbe-Romainmôtier a été enfoncé comme un coin à l'intérieur de la chaîne.**

Cette hypothèse n'est pas satisfaisante à tous égards; par exemple, elle n'explique pas l'abaissement axial de tous les plis, ni la faille de Risel et la présence de Valanginien dans la combe de la Verrière. Elle ne justifie pas non plus la forme en cuvette du synclinal de Vaulion, car on ne peut admettre que celui-ci ait pu s'ouvrir de la sorte sans se briser, au cours du chevauchement.

C'est pourquoi nous sommes enclins à penser que ce territoire était déjà disloqué par des décrochements transversaux lorsque le chevauchement s'est produit.

2° Le chevauchement du lac Brenet.

Il faut rappeler ici l'existence du petit chevauchement du lac Brenet qui a été étudié en détail dans un paragraphe précédent (v. p. 100). On se souvient qu'il s'agit d'une masse de Crétacé du synclinal de Joux, qui a été soulevée et dont une partie a été projetée dans l'échancrure de l'anticlinal de la Côte, entre le Pont et le Mont d'Orzeires. On sait également que ces terrains sont chevauchés à leur tour par le Malm de la Dent de Vaulion.

Qu'il y ait entre les deux chevauchements d'autres rapports qu'une simple superposition, cela ne fait aucun doute; quant à dire lesquels, il n'y faut pas songer. On peut seulement poser l'alternative suivante: les deux charriages sont deux phénomènes parallèles, en ce sens qu'ils se sont produits simultanément, mais indépendamment l'un de l'autre, sous l'action de la même force ou de deux forces identiques. Ou bien le charriage du lac Brenet est un effet secondaire de l'autre, c'est-

à-dire qu'il est le résultat de la pression qu'a subie le remplissage crétacé du synclinal de Joux, de la part des masses charriées de la Dent de Vaulion.

Si tentante que soit cette dernière explication, nous croyons pourtant qu'il faut la rejeter, car nous n'avons jamais pu observer la moindre déformation des terrains chevauchés par les terrains chevauchants, dont la masse était sans doute trop faible pour exercer une action coercitive très considérable.

VI. Les décrochements.

L'avant-pays de la Dent de Vaulion est disloqué par trois décrochements dirigés du S au N que nous allons étudier attentivement, bien qu'il en ait déjà été question dans les paragraphes précédents.

1^o Le décrochement Pontarlier-Vallorbe. La grande dépression qui s'étend de Vallorbe à Pontarlier est déterminée par un accident transversal, dont nous devons tenir compte, bien qu'il figure en dehors de notre territoire. En fait, il ne s'agit pas d'un décrochement dans le sens restreint du terme, mais d'une zone linéaire disloquée où les plis sont interrompus, déformés et déplacés par des cassures. Malheureusement il n'existe pas de carte assez détaillée de cette région qui permette de se rendre compte de la nature exacte de ce phénomène intéressant.

Sur la carte de NOLTHENIUS (123) figure l'extrémité de l'accident située sur territoire suisse; c'est la vallée inférieure de la Jougne, large dépression remplie de glaciaire et de Crétacé, comme une sorte de synclinal transversal. La faille qui sépare le Malm du Crétacé au-dessus de Vallorbe s'y rattache évidemment.

2^o Le décrochement de la Dernier. Nous en avons parlé à plusieurs reprises déjà. Sa trace est particulièrement nette au pied du Crêt des Alouettes au contact du Séquanien inférieur et de l'Urgonien; on la retrouve dans le grand couloir d'éboulis de la rive gauche, puis elle se perd dans les escarpements supérieurs. Au S elle disparaît sous le lambeau de recouvrement, puis sous le Dogger de la Poueta Comba. Le plan de décrochement plonge très fort à l'E. Le rejet est horizontal avec un décalage de la lèvre orientale de plus d'un kilomètre vers le N.

3^o Le décrochement de Pierre Punex. Le col de Pierre Punex qui met en communication le bassin du lac Brenet avec celui de Vallorbe, est déterminé par un décrochement déjà connu, dont la trace est marquée dans sa partie méridionale par une série d'accidents topographiques ou par le contact anormal du Valanginien et du Malm. Plus au N, l'accident n'est plus guère visible en surface, mais son existence est mise en évidence par la limite supérieure du Séquanien dans la zone subtabulaire située au NW de la source de l'Orbe. Mais on ne peut le suivre au delà, dans la Côte de Pralioux.

Dans cette région, son rejet est vertical dans le sens d'un affaissement de la lèvre orientale, tandis qu'à Pierre Punex son action s'est traduite par le déplacement du même élément vers le N. Au même endroit, le décrochement disparaît sous les terrains charriés du lac Brenet et de la Dent de Vaulion. Mais son influence se fait encore sentir en profondeur sur l'anticlinal de la Côte et peut-être aussi sur le synclinal de Joux y compris son versant sud-est, ainsi que nous l'avons imaginé pour expliquer le décalage des fenêtres l'une par rapport à l'autre.

4^o Relations entre les décrochements et les chevauchements. En surface, la dislocation Pontarlier-Vallorbe se perd dans les alluvions de la vallée de l'Orbe, tandis que les décrochements de la Dernier et de Pierre Punex disparaissent sous les chevauchements. On peut se demander si cette interruption est bien réelle, et s'étonner, par exemple, qu'un accident de l'importance de celui de Pontarlier-Vallorbe ne se prolonge pas jusqu'à la bordure interne du Jura. En tout cas, rien ne nous empêche de penser que ces trois décrochements se continuaient vers le S avant que ne se produisissent les chevauchements qui déplacèrent ou effacèrent leurs traces. Mais avant de développer cette hypothèse, il convient de préciser certains faits et quelques conséquences des observations qui précèdent:

a) Les décrochements sont antérieurs aux chevauchements. L'étude du lambeau de recouvrement de la Dernier est convaincante à cet égard.

b) Les deux extrémités de l'anticlinal du Bucley-Dent de Vaulion (Bucley proprement dit et Sur Grati) qui n'ont pas participé au chevauchement, sont pourtant décalées l'une par rapport à l'autre d'environ un kilomètre. Elles sont donc séparées par un accident transversal, indépendant du chevauchement.

c) Ce ne sont pas seulement les territoires charriés qui ont subi un affaissement, mais aussi les zones voisines. C'est le cas, par exemple, du synclinal de Joux entre le Pont et Vallorbe, de la combe de la Verrière par rapport à l'anticlinal du Mont Tendre. On l'observe aussi sur la lèvre est du décrochement de Pierre Punex (Roche des Arcs) et à l'extrémité de l'anticlinal du Bucley, aux Croisettes.

d) Dans leur partie méridionale, les dislocations de Montricher-le Pont et de Pétra Félix, ressemblent plus à des décrochements qu'à des plans de chevauchements. Relevons en particulier le parallélisme de leur trace et la simple juxtaposition de leurs lèvres respectives, au bas de la combe de la Verrière pour l'une et à la Roche de Châtel pour l'autre.

e) En prolongeant vers le S, la trace du décrochement de la Dernier, compte tenu de l'inclinaison du plan de faille vers l'E, on aboutit approximativement dans la combe de la Verrière, en coïncidence avec la trace de la dislocation de Montricher-le Pont. On peut donc se demander si ces deux accidents ne se raccordent pas l'un à l'autre.

Nous sommes maintenant en mesure de préciser notre hypothèse (fig. 28 et 29):

L'accident tectonique Pontarlier-Vallorbe ne s'interrompt pas dans la vallée de l'Orbe, mais il se prolonge vers le SSW par toute la zone disloquée et affaissée de la Dent de Vaulion. On pourrait dire aussi que ce décrochement fait place à un système de cassures secondaires dont nous allons citer les principales:

1° La faille de Risel (3 km NW du village de Montricher) qui coupe l'anticlinal du Mont Tendre.

2° Le décrochement de Pierre Punex.

3° Le décrochement de la Dernier prolongé jusqu'à Montricher, dont toute la partie méridionale est devenue, à la suite du chevauchement, la dislocation Montricher-le Pont.

4° Le décrochement de Pétra Félix parallèle au précédent et transformé ensuite en dislocation de Pétra Félix. Dans la vallée de Vallorbe, il n'est pas connu; mais on peut se demander si la disparition du Crétacé et la formation du grand couloir entre la gare et l'entrée du tunnel ne sont pas en relation avec sa présence dans cette région.

5° Les décrochements de Sur Grati et de Vaulion qui devaient exister avant le chevauchement, mais peut-être sous la forme de failles à rejet vertical comme celles du Mormont dont elles étaient le prolongement; autrement on ne saurait comment expliquer l'interruption du synclinal de Vaulion et de l'anticlinal du Chalet Derrière.

Ces conjectures reposent sur des bases moins fragiles qu'il ne le paraît au premier abord. On se souvient que le chevauchement ne suffit pas à tout expliquer. Par conséquent il faut bien admettre qu'au moment où il s'est produit, la région de la Dent de Vaulion n'avait pas la même ordonnance que les autres parties du territoire. Cela étant admis, il est assez naturel de penser que ces irrégularités avaient pour origine le prolongement méridional des accidents dont on retrouve la trace dans l'avant-pays, sinon il faudrait en imaginer d'autres.

Reprenons l'exemple du synclinal de Vaulion dont la forme est inconciliable avec l'hypothèse d'un simple chevauchement. Nous admettons maintenant que cette forme de cuvette est antérieure au chevauchement et qu'elle a été déterminée par les décrochements de Pierre Punex, Pétra Félix et Vaulion. Le chevauchement n'a fait que déplacer cet ensemble au NW, sans le déformer. Cette explication nous semble parfaitement admissible. De toute façon, nous ne voyons pas par quoi on pourrait la remplacer.

VII. L'érosion ancienne.

A ces influences d'ordre tectonique vient s'ajouter un troisième facteur d'un tout autre genre, qui est aussi une des conditions de l'orogénie locale.

Nous avons parlé à plusieurs reprises d'une ancienne surface topographique et d'une période d'activité érosive antérieure au mouvement de la Dent de Vaulion. L'idée est de NOLTHENIUS; à la page 113 de son ouvrage, il expose l'hypothèse suivant laquelle l'édification de la Dent de Vaulion se serait faite en deux temps, séparés par une phase d'érosion. A vrai dire — il le reconnaît lui-même — ses arguments ne sont pas très convaincants. Au contraire, nos propres recherches nous ont fourni des motifs d'accepter pour certaine la supposition de NOLTHENIUS.

De deux choses l'une: ou bien les terrains chevauchants se sont avancés sur des plis intacts soit en les bousculant, soit en se superposant à eux; ou bien le mouvement s'est produit sur une surface d'érosion irrégulière, sur laquelle les masses charriées reposent en discordance. Or, partout où il est possible d'observer le contact, c'est la seconde éventualité qui se vérifie.

D'autre part, la position du lambeau de recouvrement de la Dernier, la forme des fenêtres et celle du bord des terrains charriés, ainsi que la coupe du tunnel, ne laissent aucun doute à ce sujet. Nous l'avons exposé avec assez de détails dans les paragraphes précédents pour qu'il soit inutile d'y revenir.

Les données manquent pour reconstituer l'ancienne surface topographique. NOLTHENIUS pensait que l'anticlinal de la Dent de Vaulion avait occupé l'emplacement d'une vallée qui reliait celle de Joux au vallon de Vallorbe. Nous-même, en présence de la disparition de l'anticlinal de la Côte, nous avons admis l'existence d'une ancienne dépression sous le lac Brenet, le Pont et les Agouillons. Au lieu d'une vallée ouverte à l'E, ne s'agissait-il pas plutôt d'un bassin fermé, d'un poljé? Ce serait en tout cas plus conforme à la morphologie actuelle du Jura.

NOLTHENIUS a remarqué aussi très justement que dans toute la partie centrale du chevauchement, le Malm fait défaut dans le flanc renversé. Il en conclut que l'anticlinal de la Dent de Vaulion s'est «divisé en deux, ses parties ont pivoté comme les battants d'une porte double. Le noyau de Dogger s'est écoulé ensuite par cette ouverture». Cela peut s'expliquer mieux et plus simplement par l'effet de l'érosion, en supposant par exemple que le flanc nord-ouest de l'anticlinal de la Dent de Vaulion était entaillé par un cirque dans le genre de celui du Mont d'Or, au fond duquel affleuraient l'Argovien et le Dogger.

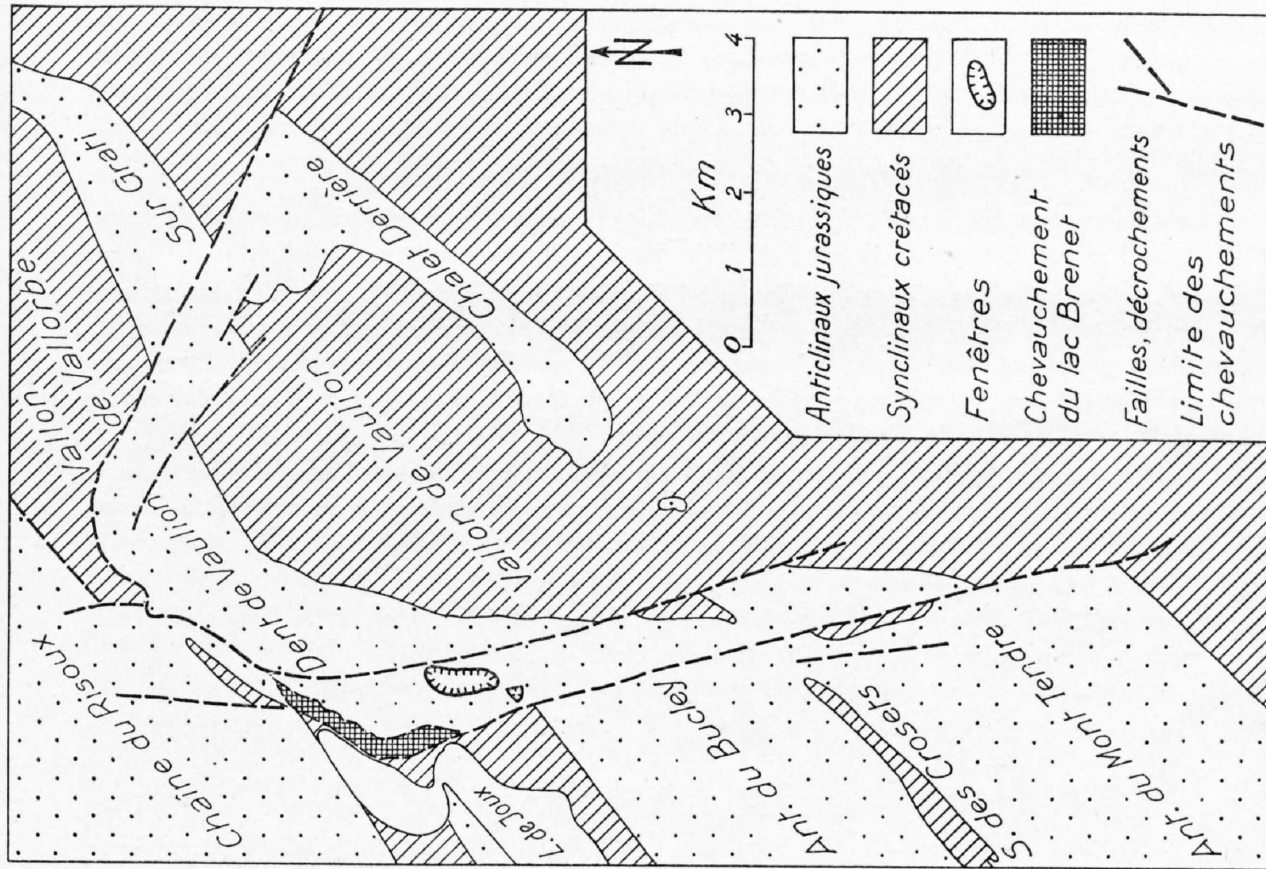
Avec NOLTHENIUS, nous pensons que les effets de l'érosion ancienne n'ont pas été déterminants pour le chevauchement. Néanmoins, ils ont facilité le mouvement de la bordure du charriage, en déboulant l'avant-pays et en découvrant les niveaux marneux profonds sur lesquels s'est effectué le glissement des calcaires supérieurs.

VIII. Résumé et conclusions.

Les plis de la vallée de Joux et des chaînes du Mont Tendre et du Risoux sont interrompus dans une zone bien déterminée, au voisinage de la Dent de Vaulion, par des dislocations importantes qui bouleversent complètement leur tectonique. On en attribue la cause à trois influences essentielles qui sont intervenues successivement: les décrochements transversaux, l'érosion ancienne, les chevauchements.

1° Les décrochements transversaux (fig. 28). Après un premier plissement du Jura, l'accident Pontarlier-Vallorbe se prolongeait sans doute au S du vallon de Vallorbe, par un système de décrochements secondaires et de failles, qui délimitaient dans la première zone de la chaîne un compartiment affaissé et partageaient les plis en plusieurs segments déplacés et déformés les uns par rapport aux autres.

Les plus orientales de ces cassures (décrochements de Vaulion et de Grati) étaient et sont encore dans le prolongement de celles du Mormont (voir esquisse tectonique et 125), auxquelles il semble possible de les raccorder.



Esquisse tectonique de la Dent de Vaulion.

Fig. 29. Après les chevauchements (état actuel).

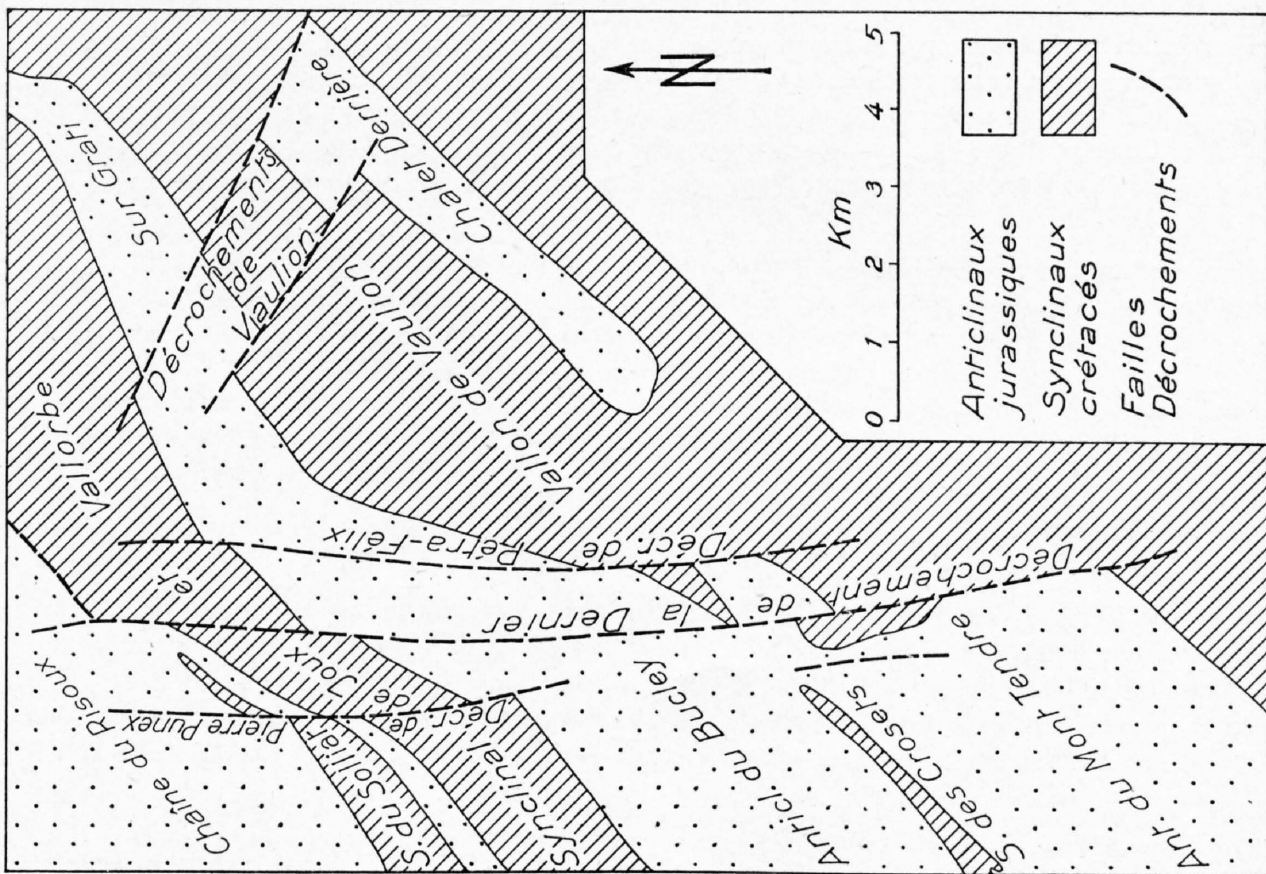


Fig. 28. Avant les chevauchements.

Echelle 1:100 000.

2° L'érosion ancienne. A cette première phase du plissement succéda une période de calme orogénique, au cours de laquelle la surface de la chaîne fut modifiée par l'érosion. On sait qu'une dépression, probablement fermée, se forma à l'emplacement actuel du lac Brenet et de la colline des Agouillons; on présume aussi qu'un cirque d'érosion se creusa dans le versant nord-ouest de l'anticlinal de la Dent de Vaulion.

3° Les chevauchements (fig. 29). Puis il se produisit une nouvelle poussée orogénique en direction de l'WNW, qui réussit à ébranler la zone affaiblie par les décrochements et l'érosion.

Le compartiment en forme de trapèze limité à l'W par le décrochement de la Dernier-Montricher, au NE par celui de Sur Grati, fut poussé à l'intérieur de la chaîne; c'est ce que nous avons appelé le chevauchement de la Dent de Vaulion. Toutefois, la pression étant oblique par rapport à son axe, le trapèze pivota autour de son sommet sud, Montricher, en faisant glisser son bord extérieur contre les plans des décrochements de Vaulion et de Sur Grati.

Il ne faut donc pas s'étonner si les effets du chevauchement diffèrent d'un endroit à l'autre. Le centre, l'arrière et la partie orientale se sont déplacés d'un seul bloc, sans se déformer, tandis que les régions bordières de l'W et du N ont subi les dislocations considérables.

A l'W le décollement s'est produit le long du décrochement de la Dernier-Montricher. La lèvre orientale, comprimée et soulevée, finit par chevaucher l'autre lèvre en débordant la trace. Ainsi ont pris naissance les monticules gauchis de Châtel et du Haut de Mollendruz.

Le second décrochement, celui de Pétra Félix, n'a pas été aussi actif. Son extrémité sud a été entraînée presque sans modifications; mais au N il a contribué à accentuer le chevauchement par glissement de sa lèvre orientale sur l'autre.

Sur la bordure nord-ouest, l'anticlinal de la Dent de Vaulion affaibli par l'érosion de son flanc extérieur, s'est mis à glisser dans la direction du NW à la façon d'une petite nappe sur le synclinal de Joux. Cet écoulement s'est effectué, toutes proportions gardées, suivant les mêmes lois que celui des nappes alpines, en ce sens qu'il a été déterminé par le relief de la surface sur laquelle il s'est produit.

A part le charriage principal, la poussée orogénique en a provoqué un second, en relation confuse avec le premier; c'est le chevauchement du lac Brenet. Il s'agit cette fois du contenu crétacé du synclinal de Joux qui a été projeté au NW dans l'entaille que l'érosion avait faite dans l'anticlinal de la Côte. On ne peut dire, quoique cela paraisse assez probable, si le décrochement de Pierre Punex a joué à l'égard de ce phénomène le même rôle que celui de la Dernier-Montricher vis-à-vis du chevauchement de la Dent de Vaulion.

Dans les collines des Agouillons, les deux chevauchements sont superposés.

III^e partie.

Hydrographie et Morphologie.

Chapitre 10.

Hydrographie.

Avant d'attirer l'attention des naturalistes, les particularités hydrologiques de la vallée de Joux ont tenu une grande place dans les préoccupations des habitants du pays, qui savaient pour l'avoir expérimenté à plusieurs reprises, que leur seule garantie contre les dangers d'inondation résidait dans la capacité d'absorption des entonnoirs. L'histoire locale est pleine des procès intentés aux usiniers de Bon Port sur la rive NW du lac Brenet, que l'on accusait d'avoir partiellement obstrué l'entonnoir dont ils utilisaient la force hydraulique.

La découverte scientifique de la vallée de Joux a été faite par H. B. DE SAUSSURE qui signala dans son Voyage autour des Alpes (1) les curiosités de la contrée, la disparition de ses eaux en profondeur et la probabilité de leur résurgence à la source de l'Orbe. Après lui, des amateurs, puis des savants, tentèrent des expériences de coloration; les premières réussites, celles de PICCARD et de FOREL et GOLLIEZ, eurent un retentissement considérable et la vallée de Joux passa au rang de célébrité hydrographique (voir le détail de ces recherches à la page 124).

Aujourd'hui tout cela est changé. Les entonnoirs sont endigués; l'eau des lacs s'écoule par une galerie artificielle et alimente l'usine hydroélectrique de la Dernier, 2 km WSW de Vallorbe. Seule la source de l'Orbe a conservé son cachet et sa beauté.

Avec son prolongement français, la vallée de Joux est tributaire du bassin du Rhin, mais elle est limitée de trois côtés par des dépendances rhodaniennes: bassins du Doubs au N, de l'Ain à l'W et du Léman au S. Théoriquement, la ligne de partage des eaux suit le faite du Risoux et du Mont Tendre et traverse le plateau des Rousses. En réalité, on ignore comment se fait l'écoulement en profondeur.

La vallée de Joux est un bassin fermé ou si l'on veut un poljé, c'est-à-dire un territoire en forme de cuvette, sans écoulement superficiel, mais en relation avec un réseau hydrographique souterrain. L'énorme quantité d'eau qu'elle reçoit annuellement sous forme de pluie ou de neige¹⁾ disparaît tout entière par voie souterraine, mais d'une manière plus ou moins rapide, selon les cas. Lorsque le calcaire affleure, l'eau s'infiltre immédiatement dans les fissures de la roche; ailleurs, elle ruisselle en surface, puis séjourne dans une nappe superficielle, marais, tourbière, lac; mais tôt ou tard, elle finit par aboutir à une perte où elle s'engouffre.

I. Les eaux superficielles.

La vallée de Joux comprend un bassin principal, celui de l'Orbe et des lacs, et un grand nombre de petits bassins secondaires dont quelques-uns possèdent aussi un réseau superficiel.

a) Les cours d'eau. L'Orbe prend naissance dans le lac des Rousses, lac tourbeux, situé en France à 7 km de la frontière. Pour atteindre le lac de Joux, elle parcourt la vallée sur une longueur de 18 km, en décrivant une multitude de méandres, sur fond de tourbe, d'alluvions ou de moraine (fig. 30).

¹⁾ La pluviosité est considérable; de 1897 à 1930 la précipitation annuelle a été en moyenne de 1501 mm, et en 1930 elle a atteint 1990 mm. Ces chiffres sont tirés du travail de SAM. AUBERT: Considérations sur le climat de la vallée de Joux (61).

Son débit est en moyenne de 3 m³ à la seconde, mais il varie très rapidement et dans de très grandes limites, en fonction directe du régime des pluies. En général, c'est à la fonte des neiges, au mois d'avril, que se produit la crue maximum; mais toute période pluvieuse a un effet immédiat sur le niveau de la rivière.

Signalons en passant, que l'Orbe est une des dernières rivières de thalweg de notre pays, dont le cours soit encore naturel, en ce sens qu'elle n'a subi aucun travail de rectification ou d'endiguement. De ce fait, on peut y observer admirablement la libre évolution des méandres.

A l'embouchure de l'Orbe, son courant se fait sentir, dans le lac, sur une distance de près d'un kilomètre et y détermine une sorte de chenal profond — le fil de l'Orbe — bien connu des pêcheurs et des patineurs, pour la raison que les filets s'y maintiennent difficilement et que la glace y est moins épaisse qu'ailleurs.

Rive gauche, l'Orbe ne reçoit aucun affluent de quelque importance; rive droite, en revanche, elle bénéficie de l'apport de plusieurs gros ruisseaux dont le Biblanc et le Brassus, auxquels il faut ajouter ceux qui aboutissent directement au lac, et parmi eux la Lyonne.

Le Biblanc, dont le cours inférieur seul figure sur la carte, prend sa source dans le synclinal crétacé des Grands Plats; il franchit un petit anticlinal de Malm par une élégante cascade et finalement forme dans le thalweg, un beau cône de déjection surbaissé, dont on voit une partie à la limite sud de la carte. Son débit, jamais très grand, tombe à rien en été.

Le Brassus n'a guère plus d'un kilomètre de long, mais c'est un ruisseau plus important et plus régulier que le précédent; sa source se trouve quelques centaines de mètres au S du village auquel il a donné son nom.

La Lyonne enfin a un cours encore plus réduit, son embouchure n'étant pas à plus de 500 m de sa source; issue d'une source vaclusienne, la petite rivière débouche dans la vallée par une gorge étroite taillée dans l'Urgonien, puis se jette dans le lac en formant le joli delta sur lequel est bâti le village de l'Abbaye.

b) Les lacs. Dans le chapitre 6, nous avons vu que, grâce à l'amélioration des communications souterraines, le niveau du lac de 1060 m s'abaissa et finit par se stabiliser à l'altitude moyenne de 1008 m. L'eau fut alors cantonnée dans les deux cuvettes les plus profondes de la vallée; l'une, située dans le vallon principal, a donné naissance au lac de Joux et l'autre dans le vallon du Solliat a formé le lac Brenet.

Les lacs ont une superficie totale de 9,63 km²; le plus grand, celui de Joux, atteint la profondeur maximum de 34 m. La communication entre les deux est assurée par un canal artificiel creusé dans la craie lacustre et les alluvions, à l'endroit où disparaît l'anticlinal de la Côte. L'ancien chenal naturel a été comblé lors de la construction de la gare du Pont; LUCIEN REYMOND (12) assure que le fond en était rocheux.

Les lacs de Joux et Brenet sont alimentés par l'Orbe, la Lyonne et quelques ruisseaux; selon FOREL et GOLLIEZ¹⁾ cet apport superficiel atteindrait en moyenne 4,86 m³ à la seconde, auquel il faudrait ajouter 0,5 m³ provenant de sources sous-lacustres. Effectivement, on connaît de petites sources de ce genre près de la rive, entre l'Abbaye et le Pont (51), et l'on peut parfaitement admettre une alimentation profonde provenant de la nappe phréatique des rives morainiques ou alluviales.

Sur la foi d'anciens documents, les chroniqueurs²⁾ du pays prétendent que le lac Brenet ne fut qu'un marais jusqu'au XVI^e siècle et qu'à cette époque, l'obstruction partielle de l'entonnoir de Bon Port provoqua le remplissage du lac. Aucun indice ne vient à l'appui de cette hypothèse; nulle part on ne voit la moindre trace d'une élévation du lac qui eût été sensiblement égale à la profondeur du lac

¹⁾ Rapport manuscrit de FOREL et GOLLIEZ sur les conditions géologiques et limnimétriques de la vallée de Joux et de la source de l'Orbe, mis obligeamment à notre disposition par la Cie. Vse. des Forces motrices de Joux et de l'Orbe (v. aussi liste bibl. 36).

²⁾ J. D. NICOLE (Recueil historique 1840, p. 329); L. REYMOND (1864, p. 10); AUG. PIGUET, «Feuille d'Avis de la Vallée», du 1^{er} mars 1934.

Brenet, soit une quinzaine de mètres. En outre, le fait que les orifices rocheux des entonnoirs se trouvent tous au niveau actuel, témoigne de la stabilité des deux lacs.

Aucun des deux lacs n'a d'émissaire superficiel. Avant la construction d'un canal de décharge, leur écoulement se faisait entièrement par les entonnoirs de la rive occidentale et par des pertes sous-lacustres invisibles.



Fig. 30. La vallée de Joux.

Le thalweg près de l'embouchure de l'Orbe.

Au premier plan, les méandres de l'Orbe dans la craie lacustre.

Au delà, quelques éminences glaciaires.

Au fond, à gauche, la Côte et le Mont d'Or; au centre, la Dent de Vaulion; à droite, les hameaux des Bioux et le versant du Mont Tendre.

Photo Jaques Golay, Le Sentier.

c) Les bassins secondaires. A côté du bassin de l'Orbe et des lacs, la vallée de Joux possède un grand nombre de petits bassins secondaires indépendants. La plupart sont exclusivement karstiques; quelques-uns seulement, situés dans les synclinaux crétacés, ont un réseau hydrographique superficiel rudimentaire, représenté par quelques ruisselets, une tourbière ou un marais qui forment bassin d'accumulation, et des entonnoirs qui assurent l'évacuation de l'eau. Le plus important est celui du Séchey dont l'eau aboutit au lac Ter, avant de disparaître dans les entonnoirs de la rive sud-est. Contrairement aux autres lacs, le lac Ter est une cuvette tourbeuse, peuplée d'une végétation abondante dont les débris s'amassent au fond année après année (v. 41, p. 445). En somme, c'est avec le lac des Rousses, le dernier survivant des nombreux étangs postglaciaires qui ont été comblés par la tourbe et les alluvions.

II. La disparition des eaux.

En terrain calcaire, la disparition de l'eau dans les fissures de la roche est immédiate; quand elle est retardée par des marnes, des matériaux glaciaires, etc., elle se produit alors par des entonnoirs.

On appelle ainsi des excavations par lesquelles les eaux superficielles s'écoulent en profondeur. Nous n'ignorons pas que ce terme est fréquemment employé pour désigner des petites dolines circulaires et qu'il conviendrait de le remplacer par celui d'emposieux; si nous persistons à l'utiliser, c'est que les naturalistes qui ont étudié l'hydrographie de ce pays s'en sont servi de préférence à l'autre.

Les entonnoirs les plus remarquables sont ceux des lacs (fig. 31). Le long de la rive escarpée du lac de Joux, on en trouve une dizaine dont les principaux sont marqués sur la carte: entonnoirs du Moulin, du Rocheray, de Pré Lionnet, de la Roche Fendue. Mais c'est le lac Brenet qui possède les plus importants: entonnoirs Neuf, Martinet, de Bon Port, Cave à la Metsire, tous situés au pied des escarpements portlandiens de la rive occidentale, auxquels il faut ajouter ceux des Crettets, près de la halte des Charbonnières, dont un seul est visible en temps normal, les autres se trouvant dans son alignement au fond du lac.

Les entonnoirs sont creusés dans les bancs verticaux ou très fortement inclinés, du Jurassique supérieur, sauf les entonnoirs Neuf et Martinet qui sont dans le Valanginien inférieur, et Bon Port qui se trouve à la limite du Purbeckien et du Portlandien. Quant à ceux des Crettets qui ne montrent pas d'affleurements rocheux, ils sont situés dans le prolongement du Purbeckien vertical. Tous ont l'aspect de puits rocheux verticaux, plus ou moins larges, interrompus à faible profondeur par des éboulis ou des étranglements qui rendent impossible toute exploration. Lors des travaux effectués en 1891—1893 à Bon Port dans le but d'augmenter la capacité d'écoulement, FOREL et GOLLIEZ (op. cit. p. 273, note 1) relevèrent l'existence de deux galeries, l'une de 20 m dirigée vers la montagne, l'autre horizontale de 8 m de long, aboutissant à une cheminée de 12 m.

On sait déjà que les entonnoirs ont été endigués lors de la construction de la galerie d'amenée des eaux de la Compagnie des forces motrices de Joux et de l'Orbe, et qu'ils ne fonctionnent plus en temps normal, du moins pas visiblement, car il est évident que des fuites importantes se produisent encore au-dessous du niveau de l'eau.

En période exceptionnellement humide, par exemple lorsque de grandes pluies coïncident avec la fonte de la neige, les entonnoirs du lac de Joux, à l'exclusion des autres, présentent un phénomène curieux, bien caractéristique des poljés; ils refluent, c'est-à-dire qu'au lieu d'engloutir l'eau du lac, ils rejettent celle qui ne peut trouver place dans les conduites souterraines.

Dans le synclinal du Solliat se trouvent aussi un grand nombre d'entonnoirs qui assurent l'écoulement de l'eau du lac Ter et des autres bassins fermés. La plupart sont disséminés le long de la faille qui sépare le synclinal de l'anticlinal de la Côte ou en bordure des affleurements de Crétacé. Le plus souvent ils ressemblent à des dolines percées où viennent se perdre les ruisseaux de drainage des tourbières. Beaucoup sont séniles.

On connaît encore quelques entonnoirs dans les combes du Pré de Bière (4 km SE du Brassus, hors de la carte) et du Pré de Mollens (2 km SE du Mont Tendre), mais hors de là, il n'en existe aucun à la surface des grandes chaînes du Mont Tendre et du Risoux.

III. Les sources.

Malgré l'humidité de son climat, la vallée de Joux possède peu de sources et, mises à part les régions marécageuses et les tourbières, son sol est généralement sec. C'est la conséquence de la rareté des niveaux imperméables, de l'épaisseur et de l'état de fissuration des calcaires. Ainsi, la plus grande partie de l'eau est entraînée rapidement à des profondeurs si considérables, qu'au lieu de ressortir dans la haute vallée, elle prolonge son voyage souterrain et alimente les grandes sources vauclusiennes extérieures: sources du Toleure, de l'Aubonne, de la Malagne, de la Venoge, du Nozon, de l'Orbe et du Doubs (fig. 31).

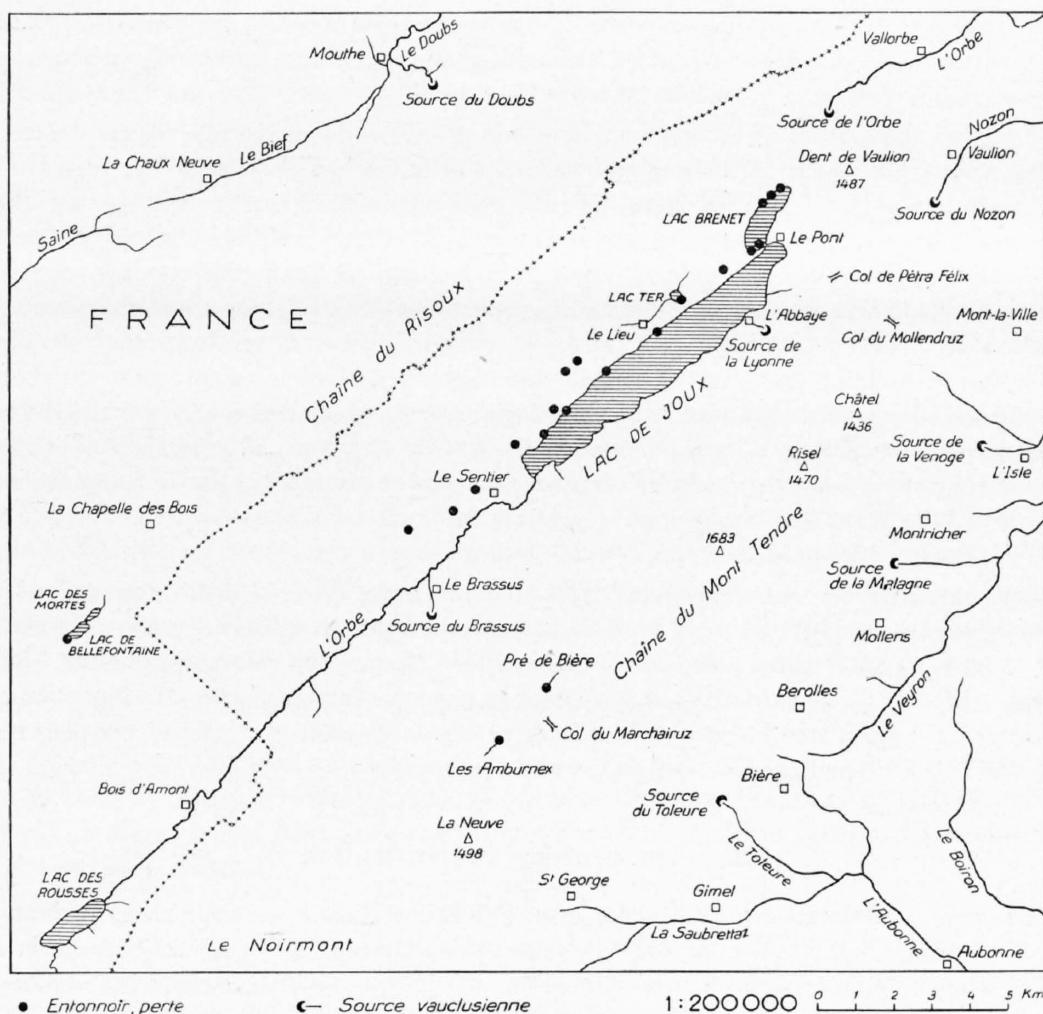


Fig. 31. Carte hydrographique de la vallée de Joux et de ses abords.

Dans toute l'épaisse série du Jurassique moyen et supérieur, il n'existe pour ainsi dire pas de niveaux susceptibles de déterminer des nappes intéressantes. Toutefois, il faut faire une exception pour la marne à *Rhynchonella varians* du Callovien; malheureusement, elle n'est visible nulle part à la vallée de Joux; son affleurement des Episoats donne quelques sources. Malgré son aspect marneux, l'Argovien ne présente pas une grande étanchéité et il se montre incapable de retenir de grandes quantités d'eau. En tout cas, son apparition à la surface ne produit que des sources peu importantes alimentant de petites fontaines ou des puits.

Les niveaux marneux du Séquanien, les marnes du Banné et le Purbeckien qui sont intercalés dans les calcaires du Malm, ne sont ni assez épais, ni assez imperméables pour créer des nappes continues. En surface, leurs affleurements forment de petites combes fraîches dans lesquelles se rencontrent de très petites sources et des puits.

Dans le Crétacé, l'Hauterivien inférieur est plus intéressant; lorsqu'il est recouvert de glaciaire, par exemple, il donne lieu à des sources relativement importantes qui fournissent, avec les résurgences, la plus grande partie de l'eau potable. Les sources d'affleurement de ce genre sont fréquentes sur le versant crétacé de la chaîne du Mont Tendre (Mollards sur Chez Villard, Bioux Dessus) et dans le vallon du Solliat où l'Hauterivien inférieur est certainement pour une bonne part, dans l'existence de la nappe phréatique des tourbières et des prés humides.

Les argiles du Gault constitueraient un excellent niveau aquifère, si elles étaient plus répandues. Au Campe (1500 m NE du Brassus), on connaît quelques captages qui leur doivent leur origine. Au

Carroz (rive droite de l'Orbe, hors de la carte), une grosse source jaillit des éboulis et du glaciaire, au pied d'une paroi d'Urgonien; on peut être certain qu'elle est en relation avec la présence du Gault que FALCONNIER a reconnue à quelque distance de là¹⁾.

Les terrains morainiques enfin ont une très grande influence sur le régime des eaux. Les argiles glaciaires qui revêtent le thalweg retiennent les eaux des lacs et celles de la nappe phréatique; celle-ci apparaît en surface dans une multitude de petits bassins humides et dans les tourbières. Les placages morainiques des versants et les restes des anciens vallums, retardent la disparition de l'eau dans le calcaire et en conservent parfois d'assez grandes quantités pour alimenter des sources ou des puits, surtout lorsqu'ils reposent sur des terrains imperméables comme l'Hauterivien inférieur ou l'argile glaciaire.

Il existe une relation très étroite entre la répartition des dépôts glaciaires et la surface occupée par des prairies ou des pâturages; sur la carte géologique, on peut constater que la limite des premiers coïncide presque partout avec celle des zones défrichées. Effectivement, les graviers et les boues abandonnés par le glacier sont, avec quelques niveaux marneux et les dépôts alluviaux, les seuls terrains qui retiennent l'eau assez longtemps pour se prêter à la formation d'un sol arable. En leur absence, la vallée de Joux serait quasi impropre à toute culture.

Avant de parler des sources vauclusiennes, il faut encore citer la petite source sulfureuse de la Burtignière, qui se trouve au bord de la route du Brassus au Bois d'Amont, environ un km au S de la carte. Captée par les soins de la commune de Morges, qui en est propriétaire, elle sort de la tourbière située au SE de la route. Les dernières fois que nous l'avons visitée, elle était complètement tarie; c'est ce qui nous a empêché d'en faire l'étude et éventuellement une analyse, car nous ne savons pas qu'elle ait jamais fait l'objet de recherches quelconques.

IV. Les sources vauclusiennes.

Les sources de ce genre occupent, cela va sans dire, une place beaucoup plus importante que les sources d'affleurement. La vallée de Joux en possède deux, celle du Brassus et celle de la Lyonne, auxquelles il faut ajouter la magnifique résurgence de l'Orbe, qui appartient encore au système hydrographique de la vallée, bien que située en dehors de son territoire.

a) La source du Brassus (350 m au SSE du village de ce nom).

Actuellement, la source du Brassus est dissimulée par les travaux de captage, mais aux dires de ceux qui l'ont vue dans son état primitif, la roche en place n'y affleure pas et l'eau jaillit parmi des blocs d'origine glaciaire. Mais ces matériaux morainiques ne doivent pas être très épais si l'on en juge par la position des affleurements voisins de Valanginien. Il semble aussi que l'Hauterivien inférieur que l'on trouve au bord de la grande route, 300 m au SW, joue un rôle déterminant vis-à-vis de la source.

De toute façon, nous n'avons pas affaire à une résurgence typique, mais plutôt à une source de caractère mixte. Du reste le problème de son alimentation est loin d'être résolu. Les expériences de coloration tentées par F. FOREL et S. AUBERT (37) dans le petit entonnoir du Pré de Bière (hors de la carte) n'ont donné aucun résultat positif. En revanche, un habitant du Brassus, M. ALFRED FIGUET²⁾, aujourd'hui décédé, a fait autrefois quelques observations judicieuses dont le résumé manuscrit est parvenu à notre connaissance: A deux reprises, le 25 juin 1905 et le 11 juillet 1906, un orage s'étant produit dans la partie sud-ouest de la combe des Amburnex (plusieurs km au S de la limite de la carte), à l'exclusion des autres régions de la vallée, la source du Brassus doubla ou tripla brusquement de volume quatre heures plus tard.

C'est un premier indice; quelques considérations géologiques sur cette région vont nous en fournir d'autres.

¹⁾ D'après les mesures exécutées par la commune du Chenit, de 1927 à 1933, son débit varie de 110 à 600 l minute.

²⁾ Il s'agit probablement de l'observateur cité par RENÉ MEYLAN (58).

La source du Brassus jaillit au bas d'un petit vallon d'érosion, dont la partie supérieure est sèche. On y trouve de grosses accumulations glaciaires avec des vallums bien conservés, et le lit d'un ruisseau qui provenait sans doute de l'ancien glacier. Le vallon lui-même est antéglaciaire, puisqu'il est rempli de matériaux morainiques et que, d'autre part, il débouche dans la vallée principale par un petit défilé du genre épigénétique, creusé entre le Crétacé et le barrage de glaciaire. Ce territoire a donc été depuis très longtemps le siège d'un écoulement intense; superficiel, lorsque le ravin s'est formé, glaciaire à certaines époques, souterrain actuellement.

Cela s'explique parfaitement si l'on tient compte de quelques particularités tectoniques locales. Le grand bassin du Pré de Bière, du Pré de Denens et de la combe des Amburnex est séparé de la vallée principale par l'anticlinal des Petites Chaumilles (v. pl. 1), puis par celui qui lui succède vers le SW (v. FALCONNIER, 59). Mais alors que le premier anticlinal s'éteint brusquement près de la Meylande Dessus, l'autre n'apparaît que plus loin. Ainsi il existe à la hauteur du Brassus une véritable interruption de cette première chaîne, qui se traduit en surface par une dépression transversale, un col très large, qu'utilise la route du Marchairuz. Ce passage se prolonge au NW par le ravin du Brassus; on comprend qu'il ait servi d'exutoire superficiel aux eaux et aux glaces de toute la région située en arrière. Il est permis de croire que cet écoulement, maintenant qu'il est souterrain, se produit par la même voie.

La conclusion de tout cela est que l'on peut admettre sans preuves absolues, que la source du Brassus est alimentée par le drainage souterrain du bassin du Pré de Bière et des Amburnex, et des régions avoisinantes.

b) La source de la Lyonne (300 m au SE de l'Abbaye).

En apparence tout au moins, la source de la Lyonne a un caractère vauclusien beaucoup plus net que celle du Brassus. Elle jaillit directement du calcaire portlandien, à la base d'une petite paroi. Quelques mètres au-dessus d'elle, deux anciens exutoires, les chaudières d'Enfer, fonctionnent encore en cas de très forte crue.

A tous autres égards, elle présente de grandes analogies avec celle du Brassus: son emplacement au bas d'une petite vallée sèche remplie de terrains glaciaires, sa situation à la hauteur de l'endroit où prend fin l'anticlinal des Petites Chaumilles dans la direction du NE. Tout indique que ces deux sources ont pris naissance dans des conditions semblables, symétriquement aux deux extrémités de ce petit anticlinal.

Il n'est pas possible de connaître exactement l'origine des eaux de la Lyonne; aucune observation précise n'a été faite à ce sujet; aucun entonnoir ne permet de tenter des expériences de coloration¹⁾. En raisonnant par analogie avec le cas du Brassus, on arrive à la conclusion que le bassin d'alimentation comprend toute la région du Sapelet Dessus et Dessous, le Communal, la Coche, peut-être le Bucley. En tout cas, lorsque l'écoulement se produisait en surface, ce territoire était drainé tout entier par les affluents de la Lyonne et l'on peut admettre raisonnablement que le fait de couler en profondeur, ne change pas la destination primitive de l'eau.

c) Source de l'Orbe (2,5 km au NNE du lac Brenet).

La source de l'Orbe est plus importante et se prête à des considérations beaucoup plus intéressantes à tous égards que les deux précédentes. Les études minutieuses, les expériences nombreuses dont elle a été l'objet, ont montré qu'elle est l'exutoire naturel de la vallée de Joux et que, notamment, une grande partie de son eau provient des entonnoirs ou des pertes invisibles des lacs.

Elle est située environ 2 km à l'W de Vallorbe, au fond d'un cirque rocheux; l'eau jaillit à la base d'une haute paroi de Malm, à l'altitude de 789 m, par un orifice large et surbaissé. L'exploration par un scaphandrier a révélé que ce trou s'enfonce obliquement d'au moins 11 m; ce serait donc la branche montante d'un siphon.

¹⁾ M. BERNEY, de l'Abbaye, a observé qu'une forte pluie produit, au bout de 4 ou 5 h., une augmentation de débit considérable, mais de faible durée.

100 m au-dessus de la source, au bord du sentier en zigzag qui rejoint la route, s'ouvrent les deux grottes aux Fées. Toutes deux représentent sans doute, sinon des orifices antécédents de la source, tout au moins d'anciennes galeries d'amenée. En période de grandes pluies, des suintements s'y produisent encore, sans que l'on sache s'il s'agit d'eau d'infiltration ou du trop-plein de la source.

On a prétendu (58) que la source de l'Orbe se trouve au contact du Séquanien et de l'Argovien. En réalité, elle est en plein calcaire séquanien dont le sommet, visible sur le plancher des deux grottes, s'abaisse en direction du S, de façon à passer à une très faible hauteur au-dessus de la source.

NOLTHENIUS (55) remarque qu'elle coïncide avec le fond d'un synclinal. C'est vrai, mais nous ne croyons pas que cela ait contribué à déterminer sa position, car il ne s'agit pas du prolongement du synclinal du lac Brenet (S du Solliat), mais d'un simple repli secondaire de l'anticlinal du Risoux qui est interrompu par le décrochement de Pierre Punex. Si l'on veut absolument expliquer la situation de la source de l'Orbe, il faut tenir compte de l'important décrochement de la Dernier qui bouleverse la tectonique et la topographie de la vallée de l'Orbe, 500 m en aval.

Il ne peut être question d'exposer ici, par le menu, toutes les recherches qui ont été faites depuis 150 ans, sur le régime de la source de l'Orbe et sur ses relations hydrologiques avec les lacs de la vallée de Joux. Nous nous contenterons donc de résumer brièvement les résultats les plus intéressants, en particulier ceux qui nous apportent quelques renseignements sur le phénomène de la circulation souterraine, renvoyant pour plus de détails à la liste bibliographique.

En 1776 se produisit une expérience involontaire relatée par DE SAUSSURE (1); la digue que les habitants avaient élevée entre les deux lacs, afin de pouvoir nettoyer l'entonnoir de Bon Port, s'étant rompue, il en résulta une brusque élévation du niveau du lac Brenet et un violent brassage de ses eaux. Quelques heures plus tard, la source de l'Orbe subit une crue et se troubla à son tour.

1853/54. BURNIER, CH. DUFOUR et YERSIN (8) firent quelques mesures thermométriques comparatives du lac Brenet et de quelques sources du pied du Jura. Les résultats qu'ils obtinrent montrèrent que seule la source de l'Orbe présente des variations thermiques saisonnières, en liaison étroite avec celles du lac.

1855. Quelques habitants de la vallée dirigés par LUCIEN REYMOND (13) tentèrent un premier essai de coloration avec la teinture d'iode. On versa dans l'entonnoir de Bon Port 50 livres d'amidon, mais aucune réaction ne fut obtenue avec l'eau de la source.

1884. GUIGER DE PRANGINS, ayant fait ouvrir les sources de Bon Port, observa une crue de l'Orbe au bout de 15½ heures.

1892. Nouvelle tentative de coloration au violet d'aniline par FOREL (28) sans aucun résultat, ce colorant étant décomposé par les sels de chaux.

1^{er} septembre 1893. Première expérience positive. Sans avertir personne, PICCARD (32) versa dans l'entonnoir de Bon Port quelques kilos de fluorescéine puis s'en fut; le lendemain, les articles sensationnels des journaux lui apprirent le plein succès de son expérience.

28 décembre 1893. FOREL et GOLLIEZ répétèrent cette expérience en la complétant par une crue artificielle et en faisant surveiller toutes les sources du pied du Jura et celle du Doubs. A la source de l'Orbe, la crue se manifesta au bout de 2 heures 8 minutes, et atteignit son point culminant 7 heures 40 minutes plus tard. La substance colorante apparut après 22 heures et se maintint pendant 17 heures. Pas de coloration dans les autres sources.

6 janvier 1894. La même expérience fut faite à l'entonnoir du Rocheray, près de l'extrémité sud-ouest du lac de Joux. La coloration de la source ne se produisit qu'au bout de 12 jours et dura 40 heures.

Ces résultats furent exposés dans plusieurs articles (33, 36, 46, 47). GOLLIEZ en déduisait que l'eau s'accumulait au fond du synclinal de la vallée de Joux et sortait au point le plus bas de celui-ci.

1897. FOREL mesura le débit de la source par temps sec: 3,43 m³ par seconde dont 2 m³ provenant des entonnoirs (36).

1899. A la suite de l'ouverture des vannes des entonnoirs, FOREL mesura, outre la crue principale, deux oscillations durant les jours suivants, comme s'il s'était agi de seiches. Il en déduisit qu'il existait entre les pertes et la résurgence plusieurs lacs souterrains (38).

1909. A la suite de l'obstruction des entonnoirs et de l'écoulement artificiel du lac, FOREL étudia le régime thermique de la source comparativement avec les résultats obtenus en 1853 par BURNIER, DUFOUR et YERSIN. Il constata que la température varie toujours dans des limites sensiblement égales et il en conclut que la source est encore alimentée par les pertes des lacs, dans la proportion de 30 à 40 % (49).

Si FOREL n'a pas eu la satisfaction de réussir la première expérience de coloration, c'est pourtant à lui que revient le mérite de ces recherches qui ont jeté une vive lumière dans le domaine de l'écoulement souterrain de l'eau en terrain calcaire.

V. L'écoulement souterrain.

Les faits qui viennent d'être exposés amènent quelques remarques qui serviront de conclusions à ce chapitre.

Les expériences et les observations relatives aux entonnoirs à la source de l'Orbe et à leurs relations réciproques démontrent l'existence d'un réseau hydraulique hypogé que l'on a appelé Orbe ou lac souterrain, à tort à notre avis, car il s'agit sans doute de tout autre chose que d'un cours ou d'une nappe d'eau tels qu'on se les représente.

A défaut le lac, il existe un niveau hydrostatique; c'est ce que prouvent les seiches de FOREL et l'asynchronisme de la coloration et de la crue dans les expériences du même auteur. Il y a même plusieurs niveaux, deux au minimum, un pour le lac de Joux, un autre pour le lac Brenet, sinon les entonnoirs du second reflueraient comme ceux du premier et simultanément.

Le réseau souterrain est alimenté non seulement par les entonnoirs (du moins autrefois) et les pertes du lac, mais il l'est aussi, bien qu'on n'en ait pas la preuve, par les entonnoirs du vallon du Solliat et l'infiltration sur le versant suisse de la chaîne du Risoux.

En ce qui concerne la chaîne du Mont Tendre, on ne sait rien de l'écoulement des eaux, hors ce qui a été dit des sources du Brassus et de la Lyonne.

La circulation de l'eau en profondeur se fait par le procédé karstique, c'est-à-dire qu'elle se produit par des canaux sans cesse agrandis par la dissolution chimique et l'érosion mécanique. C'est ce que l'on peut inférer de la rapidité des communications entre les entonnoirs et la source.

Les découvertes faites lors du percement du Mont d'Or (89), signifient que l'écoulement se fait de la même façon à l'intérieur des chaînes. Pourtant, on peut se demander si le problème n'est pas plus complexe qu'il ne paraît au premier abord. Ainsi la source du Brassus et celle de la Lyonne ne sont pas des résurgences typiques; leur température est peu variable ¹⁾, leur débit ne descend pas au-dessous d'un certain minimum. Il semble qu'elles soient alimentées, à part les eaux d'écoulement rapide dont elles bénéficient en période de crue, par des réserves circulant très lentement dans des fissures étroites et retenues, ou du moins retardées, par les niveaux marneux semi-perméables qui interrompent fréquemment la série des calcaires.

Des mesures précises et nombreuses de la température et du débit des sources, comparées aux observations météorologiques, se prêteraient sans doute à des interprétations fort intéressantes.

De toute façon, l'étude hydrologique de la vallée de Joux nous amène à la même conclusion générale que celle de sa morphologie (chap. 11), en ce sens que, en profondeur comme en surface, le karst jurassien présente un caractère inachevé, non évolué et que dans un cas comme dans l'autre, les mêmes causes ont contribué à enrayer son évolution normale: l'impureté du calcaire, la fréquence des niveaux marneux, les matériaux glaciaires.

VI. Hydrographie ancienne.

Les conditions d'écoulement de l'eau pendant et après la dernière glaciation ont été étudiées dans le chapitre consacré à ce phénomène. Il s'agit d'examiner maintenant ce qu'elles étaient, avant que le pays ne fût occupé par les glaciers de la période wurmienne.

¹⁾ D'après quelques observations de BURNIER, DUFOUR et YERSIN en 1853/54, la température de la Lyonne oscille entre 6° et 6,2° (8).

Dans le chapitre consacré à la morphologie, nous relèverons l'existence, sur les deux versants de la vallée, d'un réseau de dépressions transversales sans eau et antérieures aux glaciers. Ces vallées sèches sont certainement d'origine fluviale; leur disposition, la façon dont elles confluent les unes vers les autres suffisent à le démontrer. Mais là s'arrêtent nos connaissances; nous ne savons rien des cours d'eau qui leur ont donné naissance, pas même leur âge. Il faut admettre pourtant qu'à une époque anté-wurmienne indéterminée, des conditions climatiques ou autres favorisèrent l'écoulement superficiel dans une mesure suffisante, pour que des torrents conséquents aient pu se former sur les flancs des principaux anticlinaux et y creuser des vallons transversaux.

On retrouve aussi dans les chaînes les traces d'un écoulement souterrain très ancien; les baumes par exemple (v. p. 129) sont de vieux canaux collecteurs qui n'ont pu se former qu'à une certaine profondeur ou dans le prolongement d'un entonnoir. Or, toutes celles que l'on connaît sont non seulement séniles, mais elles n'ont plus aucun rapport avec l'activité karstique actuelle. A ce point de vue, la baume du Mont Tendre, qui s'ouvre tout près de l'arête, 550 m au SW du sommet, dans une pente régulière, est tout à fait remarquable et il est évident qu'elle date d'une époque où les circonstances locales étaient très différentes de ce qu'elles sont aujourd'hui.

Un autre indice nous est fourni par un grès sidérolithique (v. p. 45) composé de matériaux crétacés, qui occupe le fond d'une crevasse du Risoux, en plein massif jurassique. Le dépôt d'un matériel de ce genre a dû se faire dans une canalisation souterraine lorsque le Risoux possédait encore sa couverture de Crétacé.

On en vient ainsi à admettre que ce pays a eu de très bonne heure un mode d'écoulement en profondeur et que ce régime a duré jusqu'à nos jours, à part quelques épisodes fluviaux et glaciaires.

Les conditions hydrographiques et topographiques qui ont précédé immédiatement la dernière glaciation, peuvent être reconstituées sans difficulté, et dans quelques régions elles se révèlent particulièrement intéressantes et suggestives. C'est le cas, par exemple, dans les petits bassins du vallon du Solliat. Le fait qu'ils sont en grande partie remplis de glaciaire indique qu'ils étaient plus profonds avant leur occupation par le glacier. Actuellement, un seul, celui du lac Ter, est encore fermé; deux autres, le Pontet (1500 m NE du Solliat) et celui de Derrière la Côte (1000 m à l'W du Sentier), débouchent dans la vallée principale par des petites cluses modernes taillées dans le Jurassique de la Côte; ils étaient donc fermés autrefois. Enfin, les deux derniers, les bassins du Solliat, de la Combe du Moussillon (1500 m NW du Brassus), sont reliés au thalweg par de petits défilés épigénétiques, creusés au bord d'amas morainiques qui obstruent d'anciens débouchés plus importants que les actuels.

A l'époque antéwurmienne, une partie de l'eau du vallon du Solliat disparaissait donc par voie souterraine et le reste s'écoulait dans la vallée par des échancrures plus larges et plus profondes que les petites cluses d'aujourd'hui. On en peut conclure que le niveau de base local était inférieur à celui du lac de Joux (1008 m) et à plus forte raison à l'altitude du seuil de la vallée (Pierre Punex, 1060 m). L'eau devait donc nécessairement s'écouler par des entonnoirs; le lac, s'il existait, était beaucoup plus bas que les lacs actuels, mais on peut aussi admettre avec FOREL (27) que le fond de la vallée était occupé seulement par une rivière qui se perdait dans quelque gouffre après avoir serpenté sur le thalweg. Si nous admettons cette hypothèse, il resterait à déterminer l'emplacement de ce grand exutoire. Rien ne permet de le faire avec certitude. FOREL pensait qu'il devait être situé à l'endroit le plus profond du lac actuel, c'est-à-dire à la hauteur du Lieu, à peu près. Mais on peut se demander aussi s'il ne se trouvait pas déjà dans le bassin du lac Brenet, qui possède tous les entonnoirs importants actuels. Il est permis d'imaginer que la position de ces derniers a été déterminée par la présence de canalisations souterraines utilisées avant le colmatage glaciaire, et que par conséquent, leur emplacement ne doit pas différer beaucoup de celui de l'ancienne perte de la rivière. On sait aussi que le même bassin du lac Brenet coïncide avec une très ancienne dépression topographique, en partie comblée par des chevauchements ultérieurs (p. 114 et suivantes).

Cela semblerait indiquer que cette région a été depuis fort longtemps le lieu d'écoulement souterrain de la vallée de Joux.

VII. Résumé.

- a) La vallée de Joux est un bassin fermé composé.
- b) Le réseau hydrographique superficiel du bassin principal comprend les lacs de Joux et Brenet, l'Orbe et leurs affluents, le Biblanc, le Brassus, la Lyonne. Les bassins secondaires ne possèdent que quelques ruisselets, des tourbières, et l'un d'eux, le lac Ter.
- c) L'eau disparaît tout entière en profondeur, soit immédiatement par les fissures des lapiez, soit avec un certain retard par les entonnoirs. Actuellement, une partie de l'eau des lacs est évacuée par une conduite artificielle.
- d) Les seuls terrains aquifères intéressants sont l'Hauterivien inférieur, les argiles du Gault et le glaciaire. La majeure partie de l'eau aboutit aux sources vaclusiennes du Brassus, de la Lyonne, à la résurgence de l'Orbe et aux sources du pied du Jura.
- e) Les expériences de PICCARD et de FOREL ont démontré que la source de l'Orbe est alimentée en partie par les entonnoirs et les autres pertes des lacs.
- f) Dans l'ensemble, le régime hydrographique de la vallée de Joux correspond à un karst entravé dans son évolution.
- g) Selon toute vraisemblance, la période qui a précédé l'occupation glaciaire, était caractérisée par un régime karstique plus accentué qu'aujourd'hui. Les lacs n'existaient pas et la rivière disparaissait dans un gouffre.

Chapitre 11.

Morphologie.

La morphologie du Jura a fait l'objet de nombreux travaux. Pour ne citer que les principaux auteurs, DE MARTONNE (99) a mis en lumière les particularités du karst jurassien; CVIJIC (97) y a fait aussi de fréquentes allusions; CHABOT (101) et MARTIN (85) ont décrit minutieusement les phénomènes karstiques et leur rapport avec la morphologie, le premier dans les plateaux du Jura français et le Revermont, le second dans le Jura méridional. Plusieurs auteurs suisses, ROLLIER (77), MUHL-THALER (106) dans la région des Verrières ont fait également des études précises de ce sujet. Enfin, MACHAČEK a écrit une magistrale étude sur la morphologie du Jura (45).

En présence de ces ouvrages et de ceux qui se rapportent à la spéléologie ou qui n'intéressent pas directement ce travail, nous avons hésité à traiter, après tant d'autres, le problème de la morphologie. Si nous nous sommes décidé à le faire, c'est que la vallée de Joux présente à cet égard quelques particularités qu'il nous a paru utile de préciser, en évitant toute description superflue, mais au risque de répéter ce qui a déjà été dit ailleurs.

I. Généralités.

D'une façon générale, le relief de la vallée de Joux et de ses abords est une reproduction émoussée, mais exacte, de la surface structurale. A quelques centaines de mètres près, les lignes de faite ou le fond des vallons coïncident avec l'axe des anticlinaux ou des synclinaux. Deux plis seulement, l'anticlinal de la Dent de Vaulion et celui des Cernies, ont été entaillés par de profondes vallées d'érosion, que l'on pourrait du reste qualifier d'accidentelles, puisque leur origine s'explique par l'existence de dislocations importantes, et par la proximité du vallon de Vallorbe qui joue vis-à-vis d'elles le rôle de niveau de base.

Dans les massifs du Risoux et du Mont Tendre, à part les boutonnières argoviennes de la Tépaz et du Sapelet Dessous, la carapace des calcaires du Jurassique supérieur n'a jamais été défoncée complètement; c'est la raison pour laquelle ces deux chaînes ont l'aspect de croupes arrondies dont la forme est en liaison étroite avec celle des plis qui les constituent. C'est aussi pour cela qu'il ne s'y

trouve ni escarpements importants, ni sommets véritables, mais seulement des lapiez et des points culminants.

La position des cols qui donnent accès dans la vallée de Joux, est également en relation directe avec la tectonique (v. chap. 7, 8 et 9). Ainsi, le col du Marchairuz (2 km au S de la carte) correspond à un abaissement axial de l'anticlinal du Mont Tendre. Ceux du Mollendruz et de Pétra Félix sont déterminés par la grande dislocation de la Dent de Vaulion; le second met en relation les vallées de Joux et de Vaulion à l'endroit où elles se rapprochent accidentellement.

Le col de Pierre Punex, à l'extrémité du lac Brenet, est le prolongement écrasé du synclinal du Solliat. Quant à la chaîne du Risoux, elle n'est franchie que par deux routes partant des Charbonnières et de Vallorbe et se rejoignant à la frontière. Toutes deux profitent de la disparition de l'anticlinal de la Tépaz au Pré Gentet et contournent celui des Cernies et du Mont d'Or.

Prise dans son ensemble, la vallée de Joux est un grand bassin fermé, le plus vaste du Jura suisse, avec une superficie de 170,42 km², non comprise sa partie française (d'après JAQUOT-GUILLARMOD, 122; v. aussi 94, p. 572). A tous points de vue, ce caractère fermé est le trait le plus original de ce pays. Il résulte en premier lieu de la dislocation de la Dent de Vaulion qui a obstrué le synclinal de Joux, mais aussi de l'établissement d'un écoulement souterrain qui n'a pas rendu possible la suppression par érosion superficielle, du seuil de Pierre Punex, entre la vallée de Joux et Vallorbe.

Dans le détail, la morphologie dépend directement de la nature du sous-sol. Partout où affleure le calcaire, sévit l'érosion karstique et les lapiez sont la règle. Le cas se présente à la surface des grands anticlinaux de Malm qui occupent la majeure partie du territoire.

Les amas de moraine, bien que partiellement perméables, subissent jusqu'à un certain point, le ruissellement superficiel qui leur donne ce relief émoussé et adouci, si différent de celui des calcaires. Quant aux niveaux marneux du Crétacé et aux argiles glaciaires ou alluviales, ils sont à l'origine des prés humides, des marais et des tourbières si répandus au fond des synclinaux.

Au surplus, la nature du terrain est généralement trahie par l'aspect de la végétation; la forêt s'est maintenue sur les calcaires, les rocailles et les éboulis impropres à la culture, tandis que les sols morainiques ou alluviaux ont été presque partout défrichés et aménagés en prés ou en pâturages.

Dans l'ensemble, les effets de l'ablation sont minimes comparés à ceux des phénomènes de dissolution, d'où la prédominance du caractère karstique, tant dans la morphologie de détail, que dans la topographie régionale.

II. Phénomènes karstiques.

a) Lapiez. Les lapiez ou «laisines» occupent presque toute la surface des calcaires jurassiques, mais la plupart sont dissimulés par la terre végétale. De véritables lapiez n'existent que sur de faibles étendues où le déboisement les a découverts et remis en activité.

Pourtant les lapiez subhumiques ne doivent pas être complètement séniles, la couche de terre, généralement très mince, ne pouvant retenir toute l'eau de pluie, ni surtout celle qui provient de la fusion de la neige. L'excédent, après s'être enrichi en acide carbonique en traversant l'humus, entre donc en contact avec le calcaire sous-jacent, séjourne ou s'écoule lentement à sa surface et finit par disparaître dans ses fissures. On ne voit pas ce qui pourrait s'opposer à son activité corrosive. Le résultat de celle-ci est bien visible du reste, lorsque la roche est mise à nu accidentellement par le déracinement d'un arbre, par exemple; la surface rocheuse forme alors un lapiez de relief mou, avec un réseau de sillons arrondis et de dépressions alvéolaires aboutissant à des crevasses verticales (DE MARTONNE, 99, p. 671).

Lorsque entre les bancs calcaires sont intercalés des couches marneuses, comme c'est le cas dans le Kimeridgien moyen, la morphologie prend un caractère hybride, c'est-à-dire que les têtes de bancs calcaires forment autant de petites crêtes lapiézées, qui alternent avec les dépressions parallèles correspondant aux niveaux marneux.

Par endroits, on peut constater que le lapiez tend à être enseveli sous les blocs que ses propres crevasses ont taillés, puis déchaussés, et il semble bien que ce soit dans ce sens qu'évoluent la plu-

part des lapiez. A la limite, ils formeraient donc des accumulations de cailloux de différentes tailles, une sorte d'éboulis immobile. Nous en avons signalé un bel exemple sur le versant nord-ouest du Crêt de Mondisé, 2 km au S du Mont Tendre (p. 69).

b) Dolines. Les lapiez résultent d'une activité karstique superficielle et peu intense. Dès que les conditions permettent une décalcification plus considérable en surface ou un enfouissement plus rapide de l'eau, le relief se modifie et aux lapiez s'ajoutent des formes nouvelles, caractéristiques d'une érosion plus évoluée, dolines, baumes, etc.

Le long de la charnière de l'anticlinal du Mont Tendre, où la position très inclinée des bancs favorise l'écoulement en profondeur, les dolines sont répandues. On en trouve beaucoup à la limite des terrains marneux du Séquanien et des bancs calcaires du Kimeridgien, mais les plus belles forment ce que l'on appelle les creux à neige, dépressions circulaires ou elliptiques, où d'énormes quantités de neige accumulées pendant l'hiver persistent normalement jusqu'au mois d'août (fig. 32). Dans ces conditions, la décalcification est extrêmement active; parfois l'approfondissement des cuvettes est lui-même assez rapide pour provoquer le tassement du gazon ou l'éboulement des murs de pierres sèches.

A part les dolines du Mont Tendre et celles qui se sont formées ailleurs dans des conditions analogues, il en existe encore un grand nombre dans les anticlinaux jurassiques. Quelques-unes sont en relation avec des cassures, mais la plupart sont réparties de telle façon qu'au premier abord, on ne voit pas très bien ce qui peut avoir déterminé leur formation. En examinant attentivement leur répartition, on se rend compte que, d'une façon générale, elles se trouvent dans les vallées sèches et au fond des bassins fermés, autrement dit dans les régions où l'eau s'accumulerait si l'écoulement se faisait en surface. Actuellement, les dolines de ce genre ne paraissent plus être en activité et leur origine n'est pas claire, mais cette question sera reprise ultérieurement.

SE ←

→ NW



Fig. 32. Doline ou «creux à neige» près du sommet du Mont Tendre.

Photographie prise au mois de juillet.

Photo Aubert.

c) Gouffres et cavernes. Les gouffres, les baumes¹⁾ comme on les appelle à la vallée de Joux, sont très répandues, mais n'atteignent jamais les dimensions des jamas de Dalmatie ou des avens des Causses. La plupart sont des crevasses de lapiez ou des dolines qui ont évolué dans le sens vertical; en revanche, quelques-unes ne se raccordent pas à la morphologie actuelle et paraissent être des vestiges d'une érosion karstique ancienne. Le modèle du genre est la baume du Mont Tendre (550 m SW du sommet). Explorée en 1911 par M. RENAUD, de Gimel, elle présente une cheminée verticale de 60 m, à laquelle fait suite un couloir oblique impraticable.

La baume de Risel, dite baume des Ours (500 m E de la carte), visitée par des explorateurs de Montricher, contenait des ossements d'ours (*Ursus arctos*) dont la description a été faite par ELIE GAGNEBIN (62).

Avec les gouffres, il faut signaler les glacières; on appelle ainsi des excavations verticales et spacieuses, partiellement remplies de glace persistante. Il en existe une dans le Risoux occidental (1 km E du Chalet Capt); celles qui se trouvent en dehors des limites de la carte sont beaucoup

¹⁾ Dans ce sens, le terme de baume n'est pas conforme à la terminologie spéléologique. Selon DESOR (69), a baume est une sorte de caverne à large ouverture et peu profonde.

plus vastes: glaciers du Pré de St-Livres (250 m S de la carte, Bois de St-Livres) et de St-Georges (4,5 km S de l'angle sud-ouest de la carte). Cette dernière a été décrite autrefois par THURY (9).

Les seules cavernes dignes de ce nom sont les deux grottes aux Fées qui dominent la source de l'Orbe, près de Vallorbe. Ce sont des galeries horizontales, sèches et en partie comblées par les éboulis. En cas de grandes pluies, l'une d'elles laisse échapper des filets d'eau.

d) Bassins fermés. D'après la carte des bassins fermés du Jura suisse de JACOT-GUILLARMOD (122), la vallée de Joux, bassin fermé elle-même, contient 44 cuvettes sans écoulement superficiel, dont la plus importante est celle du lac de Joux qui mesure pour son propre compte 33,94 km². Les plus étendues peuvent être considérées comme des poljés.

Le plus grand nombre de ces bassins fermés secondaires, sont simplement des compartiments de synclinaux relevés à leurs deux bouts, ou approfondis localement par érosion karstique. La vallée de Joux elle-même, la combe des Amburnex, celle des Chaumilles appartiennent à cette catégorie. Les autres se rapprochent des sotchis des Causses; ce sont des dépressions exclusivement karstiques, peu profondes, qui ont entaillé le dos des larges voûtes anticlinales ou la surface des régions tabulaires; le fond est occupé par des lapiez et des dolines.

e) Vallées sèches. L'une des particularités du paysage karstique est la vallée sèche; elle ne manque pas à la vallée de Joux. Pour s'en convaincre, il faut se placer sur une éminence et considérer sous un éclairage favorable le versant opposé; en dépit de la couverture forestière, on distingue alors sans peine, à la surface du Risoux et contre le flanc du Mont Tendre, des vallonnements transversaux dont l'origine fluviale ne fait aucun doute.

De près, cela paraît beaucoup moins net. Défoncées par les lapiez et les dolines, interrompues par des petits bassins fermés, ces dépressions, qui de loin semblaient si continues, sont en réalité très peu marquées dans la topographie. Beaucoup se perdent dans des lapiez ou des cuvettes avant d'atteindre la vallée principale. En définitive, l'activité fluviale dont elles sont le résultat, paraît être très ancienne, sans avoir jamais été très intense; sans doute fut-elle interrompue très tôt par des possibilités d'infiltration souterraine qui établirent peu à peu le régime karstique actuel.

Il serait superflu d'énumérer toutes ces vallées sèches qui sont du reste parfaitement visibles sur la carte topographique. Nous nous contenterons donc de citer les plus caractéristiques. Sur le versant du Mont Tendre, ce sont les vallons supérieurs de la Lyonne et du Brassus; dans le Risoux occidental, la dépression de la Glacière et celle de la Réserve qui se rejoignent et se prolongent jusqu'à la vallée principale par deux petits défilés; plus à l'W, les vallons de la Racine, du Charbon et du Chalet Déroché qui aboutissent tous trois à la petite cluse de la Givrine. A l'autre extrémité de la chaîne, il existe deux vallées dont le drainage souterrain est relativement récent, ainsi qu'en témoignent leurs sources et leurs petits marais; ce sont les vallons du Crêt Cantin et de la Gouille à l'Ours (Cernies), à l'W et au SW de la source de l'Orbe. Celui des Epoisats, au pied de la Dent de Vaulion est en voie de dessèchement.

III. Influence des glaciers.

Il est naturel que l'on songe à établir une relation entre les formes karstiques et l'occupation du pays par les anciens glaciers. On se souvient que les glaciers jurassiens étaient des nappes de glace qui se rejoignaient et s'accumulaient dans des bas-fonds. De ce fait, ainsi que de l'absence de matériaux morainiques lévigés, nous avons conclu que la plus grande partie de l'eau de fusion s'échappait par voie souterraine. Sous les glaciers, c'est-à-dire dans les bassins fermés et dans les vallées actuellement sèches, le travail de décalcification était donc extrêmement intense, au détriment, cela va sans dire, des régions élevées dont la neige alimentait les glaciers, au lieu de fondre sur place. Cela nous amène à conclure qu'il s'est produit, durant l'épisode glaciaire, une concentration de l'activité dissolvante dans les bas-fonds.

C'est sans doute cette érosion sous-glaciaire qui est à l'origine des nombreuses dolines disséminées dans les vallées sèches et les bassins fermés. Quant à ces derniers, la présence des glaciers a contribué,

sinon à les former dès leur début, tout au moins à les approfondir et à les élargir. Le petit bassin du Bucley (2,5 km NNE du Mont Tendre) en est un exemple frappant; son seuil et l'un de ses versants sont occupés par des amas de glaciaire, témoins des anciennes moraines latérale et frontale d'une petite nappe de glace qui paraît y avoir séjourné longtemps.

La cuvette de la vallée de Joux est sans doute dans le même cas que les autres bassins fermés et doit une partie de sa profondeur à l'action corrosive de l'eau de fonte de son propre glacier.

Mais l'influence des glaciers ne s'est pas bornée à cela. En aveuglant des fissures et en protégeant de grandes étendues de calcaire, par le colmatage du fond des synclinaux et l'encrassement des conduits souterrains, les moraines ont ralenti l'enfouissement de l'eau et entravé dans une certaine mesure l'évolution du régime karstique. C'est sans doute à ces causes que les lacs de Joux et Brenet et les petits bassins marécageux du vallon du Solliat doivent leur existence.

Il va sans dire que cet effet modérateur n'est que temporaire; au fur et à mesure que les matériaux morainiques sont entraînés par ruissellement, la corrosion reprend le dessus et l'érosion karstique tend à suivre à nouveau son cycle normal.

IV. Autres influences.

L'érosion karstique est favorisée par les fortes chutes d'eau et de neige qui caractérisent le climat jurassien. En revanche, elle est contrecarrée par le fait que le calcaire n'est jamais pur, mais qu'il contient toujours, en quantité variable, de l'argile et des oxydes de fer qui ralentissent la décalcification et obstruent les fissures. Au surplus, les bancs de calcaire sont fréquemment interrompus par des niveaux marneux semiperméables qui enrayent l'approfondissement du karst par leur résistance à l'infiltration et à la dissolution.

Pour cette raison, le phénomène karstique reste superficiel; il se montre incapable de s'enfoncer rapidement et de disloquer les voûtes anticlinales, à moins que des failles ou d'autres circonstances particulières ne lui en donnent localement la possibilité, comme c'est le cas dans la région de la Dent de Vaulion.

V. L'avenir du karst jurassien.

A propos de l'influence des matériaux morainiques, nous avons laissé entendre qu'avec leur disparition, l'érosion karstique tend à regagner peu à peu le terrain, qu'elle a perdu dans certaines régions à la suite de l'occupation par les glaciers. Cela est confirmé par l'évolution hydrologique des petits bassins du vallon du Solliat. Celui de Derrière la Côte (1000 m W du Sentier) est très démonstratif. Autrefois, ses eaux de drainage s'écoulaient jusque dans la vallée principale par une petite gorge qu'elles avaient creusée à travers la Côte. Aujourd'hui, la gorge est complètement à sec et l'eau disparaît dans un entonnoir. Dans d'autres bassins, le même régime est en voie de réalisation, l'écoulement y étant mixte, partie souterrain, partie superficiel.

Dans le vallon du Solliat, des circonstances spéciales permettent de constater que les phénomènes karstiques s'accroissent. Il en est probablement de même ailleurs.

VI. Résumé.

- a) La vallée de Joux est le plus grand bassin fermé du Jura suisse.
- b) La morphologie karstique y prédomine sous la forme de lapiez, de dolines, de gouffres, de bassins fermés de vallées sèches.
- c) L'érosion karstique a été troublée par les glaciers quaternaires. D'une part, les glaciers ont favorisé son activité dans les vallées et les bassins qu'ils occupaient; d'autre part, ils l'ont entravée par leurs dépôts morainiques.

d) A cause de l'impureté des calcaires et de la présence de niveaux marneux, le karst jurassien est resté superficiel; jusqu'ici, il a été incapable, sauf circonstances spéciales, de défoncer les anticlinaux ¹⁾).

e) L'érosion karstique semble évoluer vers une intensification de son activité.

Chapitre 12.

Essai d'Orogénie et de Morphogénie.

Il va sans dire que nous n'avons pas la prétention d'établir, sur la base des documents recueillis dans une région aussi restreinte, une nouvelle théorie orogénique et morphogénique valable pour le Jura dans son ensemble. Mais il nous a paru intéressant de rassembler, en matière de conclusion, un certain nombre d'observations dispersées dans les chapitres précédents et susceptibles de jeter quelque lumière sur la genèse de la chaîne du Jura.

Mais ce serait sortir des limites de cette étude monographique, que de vouloir tenir compte de tout ce qui a été publié sur ce sujet, se rapportant aux autres régions jurassiennes. C'est pourquoi les considérations qui suivent — et nous insistons sur ce point — n'ont qu'une valeur locale, en attendant que nous puissions les confronter avec toutes les observations qui ont été faites dans d'autres parties du Jura.

1° On ignore à quel moment le Jura a été abandonné par la mer crétacée. A en juger par nos seules observations, cet événement se serait produit sitôt après le dépôt des calcaires cénomaniens, tandis que la récente découverte du Maestrichtien près de Bienne, par RENZ (113), laisse supposer que l'occupation marine a duré jusqu'à la fin des temps mésozoïques.

Durant l'Eocène, le pays était émergé; il connut sans doute à cette époque, un régime sub-désertique qui a laissé des vestiges sous la forme de sables éoliens. C'est à la même époque que se déposèrent des bolus et des sables sidérolithiques, beaucoup plus répandus au pied du Jura vaudois que dans la chaîne proprement dite.

L'Oligocène inférieur est caractérisé par des formations lacustres sannoisiennes dont on a découvert des lambeaux dans la vallée de Joux, près du lac Ter, ainsi qu'à Orbe (71) et dans d'autres régions jurassiennes.

Les autres terrains tertiaires de la vallée de Joux — gompholites, marnes et grès — appartiennent à l'Helvétien supérieur et peut-être en partie au Stampien (v. p. 49). De leur position discordante sur le Jurassique et le Crétacé plissés, on peut déduire que le plissement était partiellement accompli au moment de leur sédimentation et que les principaux plis possédaient déjà leur individualité et leurs traits principaux.

C'est ce que montre la gompholithe de la Bourgeoise (Le Lieu), qui se trouve en discordance, de part et d'autre d'une faille importante, sur le Portlandien de l'anticlinal de la Côte et le Valanginien du synclinal du Solliat (v. p. 48). Dans le tunnel des Episats, on voit également des terrains tertiaires (Miocène?) s'appuyer en discordance au sommet arrasé du même anticlinal de la Côte (fig. 23).

Ces observations démontrent que le plissement du Jura, que l'on s'accorde à situer à la fin du Miocène et au début du Pliocène, a été précédé d'une phase orogénique plus ancienne. Si l'on adopte l'interprétation A de la page 49, qui fait de la gompholithe un conglomérat stampien, cette première phase se placerait dans l'Oligocène; elle serait donc synchronique du plissement alpin. Au contraire, si l'interprétation B l'emporte, qui attribue tous les terrains gompholithiques à l'Helvétien supérieur, elle pourrait être reportée au Miocène.

¹⁾ Bien entendu, il ne s'agit ici que du territoire de la vallée de Joux. Dans d'autres régions jurassiennes, les circonstances ont permis à l'érosion de pénétrer beaucoup plus profondément.

Les gompholithes, grès et marnes tertiaires jurassiens, correspondent évidemment à une période d'activité détritique, succédant à la formation de ces premiers plis et représentant le résidu de leur ablation partielle.

Il se produisit ensuite une nouvelle poussée orogénique correspondant à une seconde phase de plissement. La position du Tertiaire dans le tunnel des Epoisats indique que ce deuxième plissement est posthelvétien, sans que l'on puisse préciser davantage; mais on peut croire qu'il correspond à la phase orogénique jurassienne que les auteurs considèrent généralement comme la plus importante et qu'ils situent à la fin du Miocène, au Pontien et au Pliocène.

Dans la vallée de Joux, l'influence de ce second plissement est visible dans le redressement des bancs de gompholithe et dans la présence du Crétacé charrié du lac Brenet chevauchant les marnes miocènes du tunnel. Elle correspond donc à la seconde poussée, définie dans le chapitre 9, dont sont résultés les chevauchements de la Dent de Vaulion et du lac Brenet. Ailleurs, on distingue difficilement ses effets de ceux du premier plissement. Il semble pourtant qu'on puisse lui attribuer les décrochements du Mont Tendre et les boursouflures des plateaux-anticlinaux de Malm, comme celui du Bucley.

Nous savons que ces conclusions ne s'accordent pas avec les idées généralement admises sur l'orogénie jurassienne. Nous reconnaissons également qu'elles auraient beaucoup plus de poids si les terrains tertiaires de la vallée de Joux avaient pu être datés avec certitude. Mais en dépit de cette lacune et au risque d'être critiqué sévèrement, il nous a paru plus intéressant et surtout plus utile au développement de la géologie jurassienne, de formuler les hypothèses auxquelles nous a conduit cette étude, plutôt que de nous efforcer d'accorder nos résultats avec les théories admises.

2° Quand on considère d'une part les chaînes du Jura dans leur ensemble et d'autre part le détail de leur surface, on est frappé par un contraste morphologique très net. Les chaînes telles que le Risoux ou le Mont Tendre, ont un aspect général tout à fait sénile, un profil mou et adouci, qui rappelle celui d'une pénéplaine. Mais quand on se donne la peine de les parcourir attentivement, on n'y découvre aucune trace de maturité, aucun indice de l'achèvement d'un cycle d'érosion normal ou karstique. Bien au contraire, leur surface est caractérisée par une morphologie karstique essentiellement juvénile qui a été décrite dans le chapitre 11.

Deux théories ont été formulées pour expliquer cette singularité. Celle de BRÜCKNER (82) suppose une première phase orogénique, suivie d'une période d'activité érosive au cours de laquelle les plis auraient été démantelés; en suite de quoi une nouvelle poussée, soulevant à nouveau la zone interne de la chaîne, aurait rajeuni sa vieille surface pénéplainée. Ainsi se justifie la superposition des formes anciennes et modernes.

L'hypothèse de MACHACEK (45) ne diffère de celle de BRÜCKNER qu'en ce sens qu'elle remplace la double orogénie par un mouvement assez lent, pour que les plis aient pu être arrasés dans le temps même où ils se soulevaient.

A première vue, les résultats de ce travail paraissent conformes à la première théorie, puisqu'ils démontrent l'existence de deux mouvements orogéniques, séparés par une période érosive, bien que BRÜCKNER, à l'égal de MACHACEK, ait fixé le début du plissement au Miocène supérieur. Si l'on voulait concilier son point de vue avec le nôtre, il suffirait de reporter le premier plissement à l'Oligocène (Interpr. A) ou au Miocène inférieur (Interpr. B).

Pourtant cette explication ne donne pas satisfaction pour des raisons déjà dites. En effet, si elle correspondait à la réalité, on devrait trouver à la surface des chaînes les vestiges d'un ancien relief évolué, de type normal ou calcaire — larges vallées sèches, grands bassins fermés, cavernes ou gouffres — que l'usure plus récente ne serait pas arrivée à effacer complètement. Or, il a été exposé au contraire, que la surface topographique est calquée, dans ses grandes lignes, sur la surface structurale et qu'elle est caractérisée par une morphologie d'aspect très jeune.

C'est pourquoi nous devons reconnaître que les lois d'érosion du modelé normal, pas plus que celles du modelé karstique, ne s'appliquent parfaitement à ce pays. Il nous reste donc à chercher par des observations précises, quel est le mode d'érosion particulier qui convient à ses caractères propres.

Les chapitres 10 et 11 nous ont appris que l'action du ruissellement est dans l'ensemble à peu près négligeable à la surface des chaînes, la totalité de l'eau disparaissant par voie souterraine. Nous avons également remarqué que le relief karstique, incapable d'évoluer normalement en profondeur, a conservé ses caractères juvéniles, et que l'activité dissolvante n'a pas réussi à défoncer la carapace des calcaires du Jurassique supérieur, sauf dans les régions où des accidents tectoniques ou la proximité du niveau de base lui ont permis de découvrir l'Argovien ou le Dogger dans des cirques d'érosion et des vallées anticlinales. Cela correspond à la constatation que nous avons faite suivant laquelle l'érosion karstique atteint son maximum d'intensité le long des charnières anticlinales, tout en restant superficielle.

En dépit de leur jeune morphologie, les chaînes jurassiennes ont subi l'influence de la décalcification depuis un temps très long; nous en avons donné la preuve (p. 126). Du reste, comment pourrait-il en être autrement puisqu'elles sont faites presque exclusivement de roches calcaires. Mais l'action érosive a dû se heurter en tous temps aux mêmes obstacles qu'aujourd'hui et l'on peut se demander si cette érosion karstique incomplète et proprement jurassienne n'est pas la cause essentielle du relief du Jura.

Essayons de nous représenter quels seraient, à la longue, les effets d'un travail érosif semblable à celui qui se produit actuellement sur la chaîne du Jura, et dans les mêmes conditions. Son action se ferait sentir sur toute la surface au détriment des couches supérieures, mais pas d'une façon uniforme. Son intensité dépendrait directement des facilités d'écoulement; par conséquent, elle atteindrait son efficacité maximum dans les zones faîtières et le long des charnières, tandis qu'elle serait réduite à son minimum dans les dépressions synclinales. La surface topographique qui en serait le résultat, ressemblerait singulièrement à celle de la vallée de Joux et de ses abords. Ce serait la reproduction atténuée de la surface structurale.

On serait donc tenté d'attribuer à la seule érosion karstique la morphologie actuelle.

Ces considérations nous amènent à des conclusions un peu différentes des théories de BRÜCKNER ou de MACHAČEK.

En accord avec BRÜCKNER, nous sommes persuadé que le Jura a subi deux phases de plissement; nous prétendons même en avoir fourni la preuve en ce qui concerne la vallée de Joux. En revanche, nos recherches ne nous ont pas fourni les motifs d'admettre que le premier de ces mouvements ait été suivi d'une pénéplaination de la chaîne.

Nous pensons plutôt que dès le début de leur existence, les plis jurassiens furent soumis à l'érosion karstique qui fut le principal agent de leur morphogénie.

Pourtant les effets du ruissellement ne sont pas entièrement négligeables; la nature des sédiments tertiaires, l'existence d'un réseau de vallées sèches en sont la preuve. Mais nous pensons que ces actions n'ont été que des épisodes, coïncidant avec des conditions spéciales, telles que la rencontre de couches marneuses, ou des circonstances climatiques particulières¹⁾. Le ruissellement superficiel a dû se produire également dans la période qui a suivi le plissement, avant que ne fût organisé l'écoulement en profondeur. L'occupation du pays par les glaciers a jeté elle aussi, le trouble dans le cycle d'érosion.

Il n'en reste pas moins que la morphogénie jurassienne dans la région de la vallée de Joux semble résulter principalement l'action prolongée de phénomènes karstiques, maintenus dans leur forme juvénile par les obstacles qui s'opposaient à leur évolution normale.

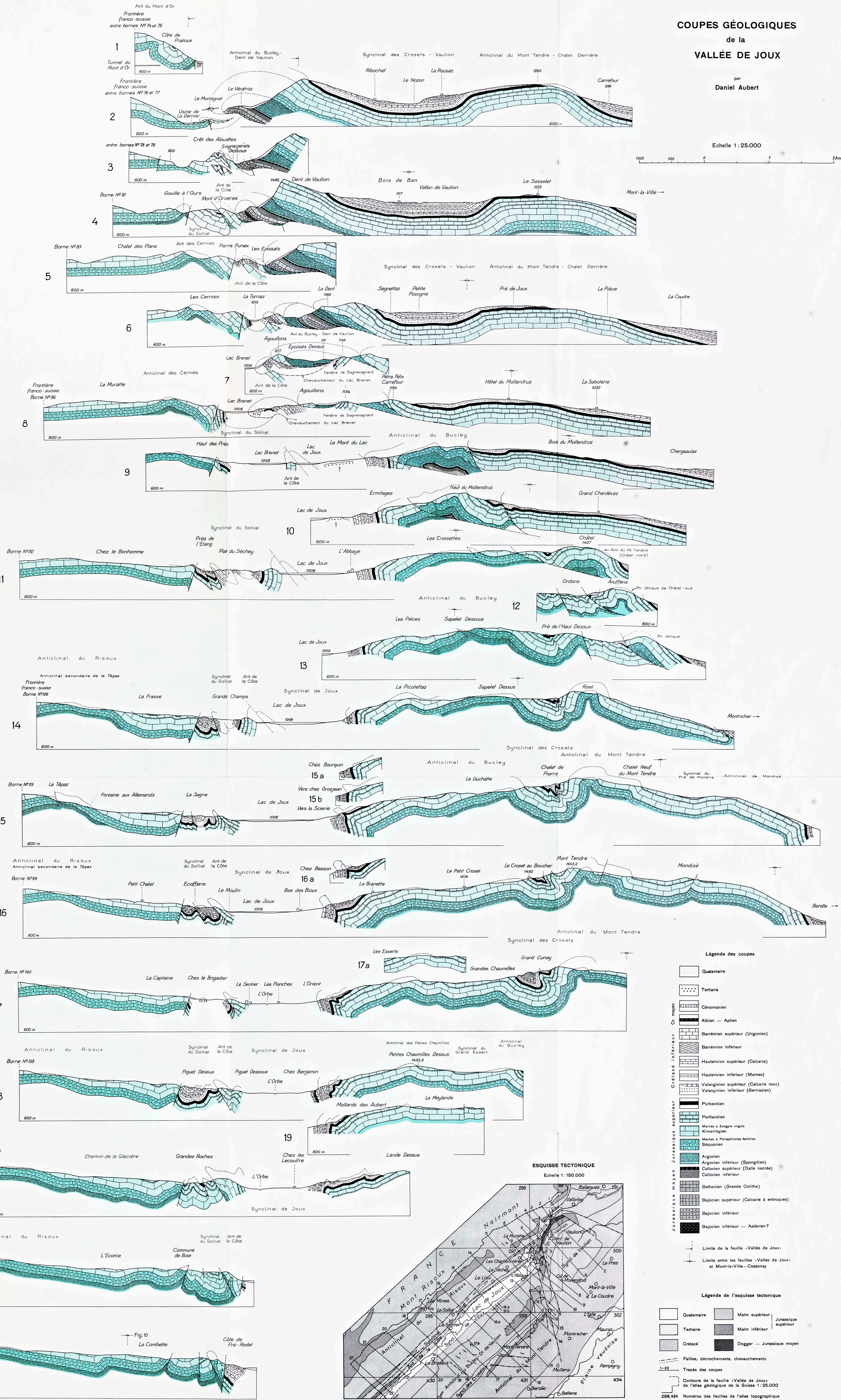
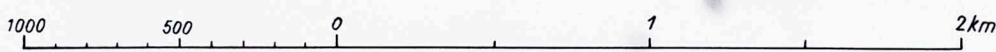
Le Solliat (vallée de Joux), laboratoire de Géologie de Lausanne, mai 1939.

¹⁾ Un fait de ce genre s'est produit en 1932, dont on trouve le récit par A. PILlichODY (P...y) dans la «Feuille d'Avis de la Vallée», du 19 mai 1932. Cette année-là, le sol gela fortement et les eaux superficielles ne pouvant plus s'écouler par les fissures, ruisselèrent en surface. Un réseau fluvial temporaire s'établit dans des dépressions habituellement sèches, formant de petits lacs dans les cuvettes karstiques.

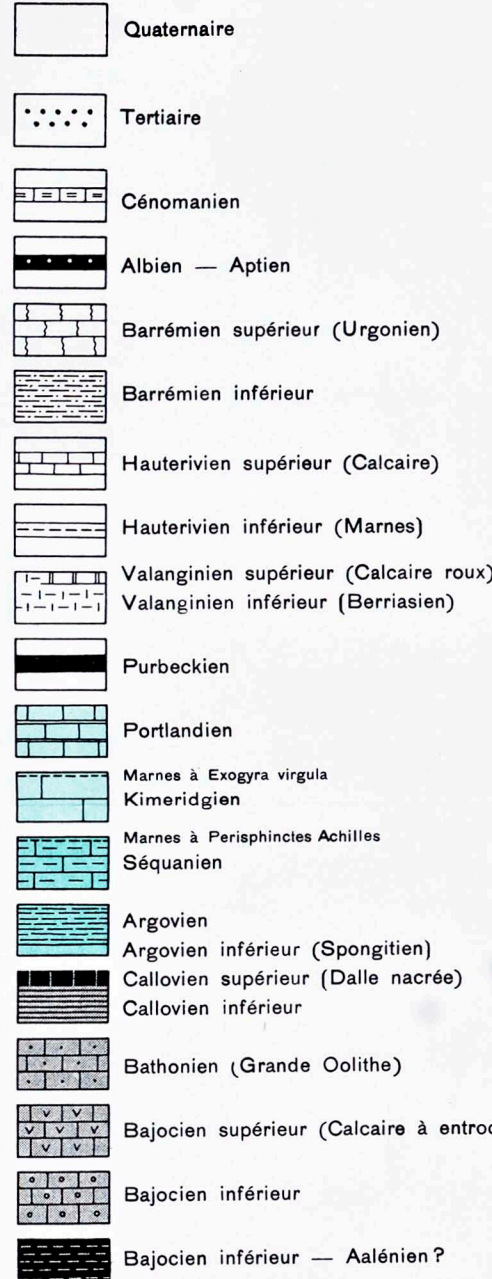
COUPES GÉOLOGIQUES
de la
VALLÉE DE JOUX

par
Daniel Aubert

Echelle 1 : 25.000



Légende des coupes



Légende de l'esquisse tectonique

