



HAL
open science

Les dislocations des Bauges (Savoie)- Alpes françaises

Maurice Lugeon

► **To cite this version:**

| Maurice Lugeon. Les dislocations des Bauges (Savoie)- Alpes françaises. 1900. insu-00923266

HAL Id: insu-00923266

<https://insu.hal.science/insu-00923266>

Submitted on 2 Jan 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS

BULLETIN DES SERVICES

DE LA

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

ET DES

TOPOGRAPHIES SOUTERRAINES

N° 77. — Tome XI, 1899-1900.

LES DISLOCATIONS DES BAUGES (SAVOIE)

PAR

Maurice LUGEON

Professeur de Géographie physique et de Géologie pratique
à l'Université de Lausanne.

Avec 33 figures dans le texte et 6 planches.

PARIS

LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE, CH. BÉRANGER, ÉDITEUR

Successeur de BAUDRY & C^e

15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15

MÊME MAISON A LIÈGE, 21, RUE DE LA RÉCENCE

1900

Tous droits réservés.

LES DISLOCATIONS DES BAUGES (SAVOIE)

PAR

MAURICE LUGEON

Professeur de Géographie physique et de Géologie pratique
à l'Université de Lausanne.

INTRODUCTION

Les premiers contreforts des Alpes françaises, si bien désignés par Lory sous le nom de zone subalpine, tant leurs caractères les distinguent des grandes Alpes, se laissent subdiviser en tronçons bien délimités les uns des autres.

Les Bauges, presque en entier situées sur la feuille d'Albertville au 1:80000 (169 bis), forment une de ces masses montagneuses isolées, de trois côtés du moins, par des vallées relativement profondes : celle du lac d'Annecy, vallée-morte de Faverges, qui arrête ses chaînons en face de la superbe masse de la Tournette ; celle du Grésivaudan, qui coupe obliquement les plis, et ne laisse subsister de l'autre côté que le revêtement jurassique et triasique sous lequel sort et s'élève la région cristalline de Belledonne ; celle de la Cluse de Chambéry, au-delà de laquelle s'étend la Chartreuse. A l'Ouest, les Bauges sont flanquées par des pentes mollassiques qui s'élèvent lentement vers la chaîne ; elles paraissent moins majestueuses, elles rappellent alors beaucoup le Jura.

D'un accès facile, non loin des centres et des grandes voies de communication, cette région ne pouvait pas être délaissée par les premiers géologues. Aussi, ces Bauges, que j'ai parcourues durant les étés 1895 et 1896, ne s'offraient point à moi comme le serait un massif vierge d'investigations scientifiques. Cependant, le nombre des géologues qui se sont occupés de la région est restreint. Les hautes chaînes voisines attiraient davantage les chercheurs que les modestes montagnes de Bauges. De Saussure n'y pénètre point ; seuls les rochers de Montmélian, avec leur escarpement simulant une figure humaine, célèbre dans la

Le Bulletin de la Carte Géologique de la France paraît par fascicules contenant chacun un mémoire complet, dont la réunion forme chaque année un beau volume grand in-8° accompagné d'un grand nombre de planches, avec de nombreuses figures intercalées dans le texte.

Prix de l'abonnement ou de l'année parue. 20 fr.

Les tomes I à X (Bulletins nos 1 à 69 sont complets). Le tome XI commence avec le bulletin n° 70.

Il a été tiré à part un certain nombre d'exemplaires de chacun des bulletins destinés à être vendus séparément aux prix suivants :

- N° 1. Étude sur le massif cristallin du Mont-Pilat, sur la bordure orientale du Plateau Central, entre Vienne et Saint-Vallier, et sur la prolongation des plis synclinaux houillers de Saint-Etienne et Vienne, par TERMIER, avec 28 figures et 2 planches. 3 fr. 75
- N° 2. Note sur les terrains d'alluvions des environs de Lyon, par DELAFOND, avec 1 planche. 1 fr. 25
- N° 3. Note sur l'existence des phénomènes de recouvrement dans les Pyrénées de l'Aude, par L. CAREZ, avec 1 planche. 1 fr. 25
- N° 4. Note sur les roches primitives de la feuille de Brive, par L. DE LAUNAY, avec 6 figures. 0 fr. 75
- N° 5. Notes stratigraphiques sur le bassin tertiaire de Marseille, par CH. DEPÉRET, professeur à la Faculté des sciences de Lyon, avec 6 figures. 1 fr. 50
- N° 6. Note sur la géologie des environs d'Annecy, La Roche, Bonneville, et de la région comprise entre Le Buet et Sallanches (Haute-Savoie), par GUSTAVE MAILLARD, avec 9 planches. 5 fr. 25
- N° 7. Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez-Hom (Finistère), par CHARLES BARROIS, avec 23 figures et 1 planche. 4 fr. »
- N° 8. Relations entre les sables de l'Eocène inférieur dans le Nord de la France et dans le bassin de Paris, par J. GOSSELET, avec 7 figures. 0 fr. 75
- N° 9. Étude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc, par MICHEL LÉVY, avec 4 planches en photogravure, 1 planche de coupe et des figures. 2 fr. 50
- N° 10. Note sur la stratigraphie du Plateau Central entre Tulle et Saint-Céré, par MOUNER, avec 1 planche de coupes et 1 carte géologique. 2 fr. 75
- N° 11. I. Contribution à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège (feuille de Foix). — II. Sur les enclaves acides des ro-
- ches volcaniques de l'Auvergne, par A. LACROIX, avec 12 figures. 3 fr. »
- N° 12. I. Nouvelle subdivision dans les terrains bressans. — II. Bassin de Blanzay et du Creusot, par DELAFOND, avec 16 figures et 1 carte. 4 fr. 50
- N° 13. Les éruptions du Velay. I. Roches éruptives de Meygal. — II. Argiles métamorphosées par le phonolithe, à Saint-Pierre-Eynac, par P. TERMIER, avec 11 figures. 1 fr. 50
- N° 14. Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le bassin de Paris, par GUSTAVE F. DOLLFUS, avec 16 figures et 1 carte. 4 fr. 75
- N° 15. Note sur la formation géologique du Forez et du Roannais; par LE VERRIER, avec 41 figures et 4 planches. 4 fr. 75
- N° 16. I. Note sur les sables de la vallée d'Apt, par KILIAN et F. LEENHARDT. — II. Note sur la découverte de l'horizon du Montaguët à *Bulimus Hopei* dans le bassin d'Ap, par DEPÉRET et LEENHARDT. — III. Note sur le Pliocène et sur la position stratigraphique des couches à Congéries de Théziers (Gard), par DEPÉRET, avec 10 figures et 1 planche. 4 fr. 75
- N° 17. Note sur la structure des Corbières, par EMM. DE MARGERIE, avec 3 figures et 1 planche. 2 fr. 50
- N° 18. I. Note sur la continuation de la chaîne de Sainte-Baume, II, III, IV et V. Notes sur quelques points de la feuille de Castellane, par PH. ZÜRCHER, avec 22 figures et 4 planches. 3 fr. 25
- N° 19. Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Sud-Ouest de la France, par VASSEUR, avec 10 figures. 0 fr. 75
- N° 20. Étude sur la constitution géologique du Massif de la Vanoise, par TERMIER, avec 58 figures, une carte géologique et 9 planches. 10 fr. »
- N° 21. Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises, par EMILE HAUG, avec figures, une carte géologique et 3 planches. 10 fr. »

LES DISLOCATIONS DES BAUGES (SAVOIE)

PAR

MAURICE LUGEON

Professeur de Géographie physique et de Géologie pratique
à l'Université de Lausanne.

INTRODUCTION

Les premiers contreforts des Alpes françaises, si bien désignés par Lory sous le nom de zone subalpine, tant leurs caractères les distinguent des grandes Alpes, se laissent subdiviser en tronçons bien délimités les uns des autres.

Les Bauges, presque en entier situées sur la feuille d'Albertville au 1:80000 (169 bis), forment une de ces masses montagneuses isolées, de trois côtés du moins, par des vallées relativement profondes : celle du lac d'Annecy, vallée-morte de Faverges, qui arrête ses chaînons en face de la superbe masse de la Tournette; celle du Grésivaudan, qui coupe obliquement les plis, et ne laisse subsister de l'autre côté que le revêtement jurassique et triasique sous lequel sort et s'élève la région cristalline de Belledonne; celle de la Cluse de Chambéry, au-delà de laquelle s'étend la Chartreuse. A l'Ouest, les Bauges sont flanquées par des pentes mollassiques qui s'élèvent lentement vers la chaîne; elles paraissent moins majestueuses, elles rappellent alors beaucoup le Jura.

D'un accès facile, non loin des centres et des grandes voies de communication, cette région ne pouvait pas être délaissée par les premiers géologues. Aussi, ces Bauges, que j'ai parcourues durant les étés 1895 et 1896, ne s'offraient point à moi comme le serait un massif vierge d'investigations scientifiques. Cependant, le nombre des géologues qui se sont occupés de la région est restreint. Les hautes chaînes voisines attireraient davantage les chercheurs que les modestes montagnes de Bauges. De Saussure n'y pénètre point; seuls les rochers de Montmélian, avec leur escarpement simulant une figure humaine, célèbre dans la

contrée, l'arrêtent un instant. De Mortillet (4) donne quelques intéressantes remarques sur la valeur minière de cette contrée. Son travail n'a plus que la portée d'une source de documents bibliographiques. Pillet, MM. Collingwood et Hollande sont les hommes qui plus particulièrement ont parcouru et décrit le champ de notre travail. Le premier, (7) qui connaissait si bien la région, n'a malheureusement pas livré à l'impression le fruit de ses recherches; le second est connu par un très remarquable volume (13). La description des Bauges y occupe tout un chapitre. Bien avant ses contemporains, ce disciple de Ruskin avait compris l'importance des lignes directrices et les flexions transversales des plis. L'auteur accompagne sa description élégante de remarquables dessins. C'est cependant M. Hollande qui, le plus, s'est occupé de cette belle partie des Alpes françaises. Ses « Etudes sur les dislocations des montagnes calcaires de la Savoie » sont celles qui ont précédé les miennes. Ce sont des recherches détaillées, tant aux points de vue stratigraphique que tectonique. J'aurai à y revenir dans le courant de ce texte, sans oublier les notes qui ont succédé à ces études (23, 26, 27).

Ces travaux, dont on trouvera ci-après une liste bibliographique, ont servi de source à un aperçu synthétique, tel celui écrit par mon collègue et ami M. Haug (22). En raison de ces faits, lorsque notre éminent directeur, M. Michel-Lévy, me confia la tâche de rectifier quelques contours dus à M. Hollande, je pensais n'avoir que quelques journées de travail; je m'aperçus bien vite que tout était à refaire, et alors, en raison du peu de temps disponible qu'il me restait, une seule préoccupation me dominait, celle qui était l'objet de ma mission, c'est-à-dire le dessin de la carte géologique. Mais un travail de ce genre, quelque connue que soit la région dans laquelle il s'exerce, apporte toujours quelques faits nouveaux qui complètent l'ensemble des vues admises. C'est ainsi que dans quelques notes préliminaires j'ai déjà, soit avec M. Douxami (25), soit seul (26, 31) indiqué un certain nombre de mes résultats.

Le titre de ce travail montre qu'il ne s'agit que d'une étude presque exclusivement tectonique. La stratigraphie de toute la région et de celles qui l'avoisinent, où les mêmes terrains affleurent, est assez connue pour que nous n'y revenions pas en détail, d'autant plus que le temps que j'ai pu mettre à ce travail ne m'a pas permis de m'arrêter à l'étude approfondie des niveaux, car les fossiles sont rares.

J'apporte donc ici des résultats qui n'auront que le mérite de faire connaître un peu plus à fond une petite partie des Alpes, et qui rectifieront quelques conclusions trop hâtives de plusieurs de mes devanciers. Quelques déductions qui terminent mon livre pourront cependant être utilisées ailleurs.

Je remercie vivement M. Michel Lévy de m'avoir confié cette tâche.

Dans l'étude des synclinaux tertiaires, mon collègue et ami, M. Douxami, m'a été d'un grand secours, je le remercie particulièrement ici; nous nous souviendrons longtemps de nos explorations communes dans ces belles montagnes.

Je remercie aussi M. Révil, collaborateur à Chambéry, et M. Vivien, chimiste

des douanes à Lyon, qui plusieurs fois n'ont pas voulu me laisser explorer ces montagnes en solitaire, m'ont particulièrement aidé et rendu mon travail plus facile par leur connaissance approfondie des environs de Chambéry.

Institut de géographie physique et de géologie de l'Université de Lausanne,
le 30 décembre 1899.

MAURICE LUGEON.

OUVRAGES RELATIFS A LA RÉGION ÉTUDIÉE

1. — 1779. — **De Saussure.** — Voyage dans les Alpes.
2. — 1835. — **G. de Mortillet.** — Tableau des terrains de la Savoie (*Bull. Soc. florimontane d'Annecy*, t. I, p. 124, 125).
3. — 1855. — **G. de Mortillet.** — Prodrome d'une géologie de la Savoie (*Mémoire de l'Institut genevois*, t. III).
4. — 1858. — **G. de Mortillet.** — Géologie et minéralogie de la Savoie (*Annales de la Chambre royale d'agriculture et de commerce de Chambéry*).
5. — 1832. — **Hericart de Thury.** — Notices sur les cavernes calcaires de Cusy dans les Bauges, en Savoie, et sur les sables aurifères du Chéran (*Bull. Soc. géol. de Fr.* Vol. III, p. 229-234).
6. — 1862. — **L. Pillet.** — Grotte à ossements à Talloires (*Mém. Acad. de Savoie*, 2^e série, t. V).
7. — 1864. — **L. Pillet.** — Description géologique des Bauges et des environs de Chambéry (*Mém. Acad. de Savoie*, 2^e série, t. VIII, p. LXXIV).
8. — 1866. — **A. Favre.** — Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc 3 vol. et Atlas (Paris, Victor Masson et fils 1867).
9. — 1867. — **Lory, Pillet, Valet.** — Carte géologique du département de la Savoie.
10. — 1869. — **Lory.** — Note sur la carte géologique de la Savoie, en collaboration avec MM. Lory et Valet (*Mém. Acad. de Savoie*, t. X, p. LIX).
11. — 1876. — **L. Pillet.** — Orographie et géologie de la chaîne du Nivollet (Savoie) (*Ann. Club. alp. français*, 1876, t. III, 519, p. 159).
12. — 1883. — **L. Pillet.** — Etude sur les terrains quaternaires de l'arrondissement de Chambéry (*Mémoires Académie de Savoie*, t. IX, p. 285).
13. — 1884. — **W. G. Collingwood.** The Limestone Alps of Savoy, with an introduction by John Ruskin (George Allen Sunnyside Orpington, Kent).

14. — 1885. — **L. Pillet.** — Mollasse marine des Bauges (*Revue Savoisienne* 26^e année, p. 88).
15. — 1889. — **D. Chr. Hollande.** — Etude sur les dislocations des montagnes calcaires de la Savoie (*Bull. Soc. d'hist. nat. de la Savoie*, t. I, p. 209; t. II, p. 11, 71, 129, 229; t. III, p. 105).
16. — 1889. — **Maillard.** — Note sur la géologie des environs d'Annecy, (*Bull. Carte géol. France*, t. I, Bull. 6).
17. — 1891. — **C. Diener.** — Der Gebirgsbau der Westalpen (Wien. G. Tempsky).
18. — 1891. — **Maillard.** — Notes sur diverses régions de la feuille d'Annecy (*Bull. Carte géol. Fr.*, t. III, p. 199).
19. — 1892. — **J. Révil.** — Histoire de la géologie des Alpes de Savoie, (1779-1891) *Mém. Acad. de Savoie*, IV^e Série, t. IV).
20. — 1893. — **J. Révil.** — Note sur le jurassique supérieur et le crétacé inférieur des environs de Chambéry (*Bull. Soc. d'hist. nat. de Savoie*, 1843).
21. — 1895. — **D. Chr. Hollande.** — Etude des terrains tertiaires oligocènes de la vallée des Déserts, etc. (*Bull. Carte géol. France*, t. VI, p. 239).
22. — 1895. — **E. Haug.** — Etude sur la tectonique des Alpes calcaires de Savoie (*Bull. Carte géol. de France*, t. VII, n^o 47).
23. — 1895. — **D. Chr. Hollande.** — Feuilles de Chambéry et d'Albertville, (*C. R. Bull. Carte géol. de France*, t. VII, p. 121-124).
24. — 1896. — **D. Chr. Hollande.** — Feuille d'Albertville (*id.* VII, p. 165-171).
25. — 1896. — **H. Douxami et M. Lugeon.** — Le Nummulitique des Bauges (*id.* t. VIII, p. 154-159).
26. — 1896. — **M. Lugeon.** — Les Bauges, (*id.* p. 181-183).
27. — 1896. — **D. Chr. Hollande.** — Généralités sur la géologie du département de la Savoie (*Extrait d'un rapport présenté au Conseil gén. de la Savoie*).
28. — 1896. — **H. Douxami.** — Etudes sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale, (Paris, Masson et C^{ie}).
29. — 1896. — **E. Haug.** — Observations sur la division des Alpes occidentales en zones (*Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^e série, t. XXIV, p. 34).
30. — 1897. — **H. Douxami.** — Feuilles de Chambéry et Albertville (*C. R. Bull. Carte géol. de France*, t. IX, n^o 59, p. 115).
31. — 1897. — **M. Lugeon.** — Les Bauges (*id.* p. 145).
32. — 1897. — **M. Lugeon.** — L'histoire de la haute vallée de l'Isère (Leçon d'ouverture du cours de géogr. phys. professé à l'Univ. de Lausanne *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* Vol. XXXIII, n^o 124).

33. — 1897. — **M. Lugeon.** — La loi de formation des vallées transversales des Alpes occidentales (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 5 avril 1897).
34. — 1897. — **J. Vivien.** — Note sur le Mont Saint-Michel et la colline de Curienne (*Bull. Soc. d'hist. nat. de Savoie*, 1897).
35. — 1897. — **J. Révil et J. Vivien.** — Sur la tectonique de la chaîne Nivolet-Revard (*C. R. Acad. Sc. Paris*, 13 mai 1897, (*Bull. Soc. géol. de Fr.* 3^e Série, t. XXVI, p. 315).
36. — 1898. — **H. Douxami.** — Feuilles de Chambéry et Albertville (*C. R. des collaborateurs Bull. Carte géol. de Fr.*, t. X, n^o 63, p. 121-123).
37. — 1898. — **MM. Lugeon, Haug, Paquier, Ritter, Offret, Kilian, Marcel Bertrand.** — Carte géologique de France au 1 : 80000, Feuille Albertville (Paris, Baudry et C^{ie} Éditeurs).
38. — 1898. — **M. Lugeon.** — Stratorelief des Bauges (*Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* Vol. XXXIV, p. XXXVIII).
39. — 1898. — **Douxami et Révil.** — Note sur les terrains tertiaires du plateau des Déserts, près Chambéry (Savoie), (*Bull. Carte géol. de France*, t. X, p. 309).

GÉNÉRALITÉS

OROGRAPHIE ET HYDROGRAPHIE

Les Alpes de Savoie, si peu larges entre le massif cristallin des Aiguilles-Rouges et l'énorme masse de recouvrement du Chablais sous lequel elles s'enfoncent, s'épanouissent à partir de la vallée de l'Arve, pli après pli, en formant le faisceau du Genevois, coupé par la dépression du lac d'Annecy et le seuil de Faverges. Au-delà, vers le Sud, s'étendent les Bauges. La dépression transversale due en partie aux agents de l'érosion, en partie à des phénomènes d'ordre tectonique, sépare nettement cette région plissée de celle qui la précède vers le Nord.

Au Sud, les Bauges s'arrêtent à la dépression de Chambéry-Montmélian, d'ordre semblable à celle de Faverges.

Nettement ainsi délimitées, formant une unité géographique remarquable, elles ne sont cependant qu'un tronçon de la région subalpine, et, au point de vue tectonique, le détail de ses plis ne se distingue guère de celui du Genevois si bien connu par les travaux de Maillard. Ce n'est point anticiper sur la matière des chapitres ultérieurs si je dis maintenant qu'aucun décrochement n'existe sur la ligne du lac d'Annecy-seuil de Faverges. Les plis des Bauges sont ceux du Genevois prolongés vers le Sud. Dès leur naissance, en Suisse, ces plis se continuent sans interruption et vont former une partie de ceux de la Char treuse. Mais une série de plissements, généralement à grande courbure, coupent transversalement les plis. Chacun de ces plis synclinaux de deuxième ordre a joué le rôle de collecteur des eaux, et les cours d'eaux qui s'y sont établis, aussi vieux que les chaînes elles-mêmes, bénéficiant de leur moindre altitude, sont devenus les plus importants du pays. Ce sont deux de ces dépressions qui jalonnent au Nord et au Sud la région que nous étudions ; c'est l'une d'elle qui coupe la région et a déterminé l'emplacement et la direction du Chéran, le principal draineur des Bauges.

Ainsi, si au point de vue purement géographique les Bauges forment une unité remarquable, au point de vue tectonique elles ne constituent que deux des ondulations d'axe du système général des plis de la bordure des Alpes. Mais ces ondulations des plis d'une part, et la valeur des phénomènes d'érosion qui s'y sont fait sentir d'autre part, ne sont point toujours de la même intensité. Quatre de ces dépressions sont telles qu'elles traversent les chaînes de part en part : la vallée de l'Arve, la vallée du lac d'Annecy-seuil de Faverges, la cluse

de Chambéry et la cluse de Grenoble, subdivisant la zone subalpine en quatre grandes régions. Les Bauges sont l'une d'elles, et comme telles, les plis qui les constituent, coupés obliquement à l'Est par le Grésivaudan, forment bien un ensemble, une sorte d'unité du grand faisceau subalpin de la Savoie.

Les eaux. — De ce système simple de vallées plus ou moins exactement transversales, en résulte un autre, non moins élémentaire. Sur ces drains principaux se greffent une série de vallées longitudinales synclinales ou anticlinales. De ce fait l'hydrographie des Bauges est d'une simplicité remarquable. Un cours axial, le Chéran, vers lequel s'écoulent les eaux de vallons plus ou moins rectilignes, naissant à des cols, de l'autre côté desquels partent en direction rigoureusement inverse, les cours qui alimentent vers le Sud, la cluse de Chambéry et vers le Nord celle de Faverges. Sans doute cette formule n'est que très générale ; le réseau, dans le détail, est plus compliqué ; de petites vallées transversales compliquent le système, mais on peut dire néanmoins que cette distribution prédomine, elle est celle occasionnée par l'orographie.

Coupant la région, le Chéran naît dans un vaste cirque irrégulier formé par les arêtes relativement élevées du Pécloz (2.160 m.), du mont Arménaz (2.163 m.) et de la pointe des Arces (2.144 m.). De bonne heure, deux torrents lui arrivent en tributaires, l'un d'eux, le Nant du Four, plus important que lui, coule au fond d'un profond vallon, le seul qui soit franchement oblique à la direction des plis ; puis deux nouveaux tributaires, anticlinaux, descendent rapidement sur la rive droite, du col de Chérel, plus mollement sur la rive gauche dans une vallée large, qui naît au col du Frêne ; plus loin deux autres cours d'eau encore anticlinaux, d'inégale puissance, celui de Doucy, qui vient du col des Ecuries, et son vis-à-vis plus faible, sur la rive gauche, descendant du col de Fully. Plus en aval encore deux torrents aboutissent sur la rive gauche et un sur la droite ; ils sont synclinaux, le torrent de Leschaux et ceux d'Aillon et de Saint-François. Le Chéran ainsi nourri traverse le défilé de Banges et sort des Bauges.

Vers la dépression de Faverges courent les Nants de Tamié, de Settenex et le ruisseau de la Grande-Combe ; le Bournotte et le Lindon descendent vers le lac d'Annecy.

Sur Chambéry, un seul torrent important descend vers la plaine, la Leisse réunissant les eaux de plusieurs ruisseaux peu importants, mais qui coulent tous dans de profonds sillons.

PREMIÈRE PARTIE

Stratigraphie

Je n'ai pu m'occuper particulièrement de l'étude stratigraphique des montagnes des Bauges à cause du peu de temps dont je disposais, et je désirais laisser ces recherches patientes et longues aux géologues à la région, dont le renom, du reste, en cette matière, m'obligeait à leur en laisser le soin, sachant qu'ils en tireraient pour la connaissance de nos Alpes, de meilleurs documents que je n'étais à même de le faire.

Cependant pour les lecteurs de cet ouvrage et afin de n'être point obligé d'y revenir dans les parties suivantes de ce présent travail, je crois utile de donner un aperçu rapide de la succession des terrains. Les pages suivantes n'ont donc guère qu'un intérêt local.

CHAPITRE PREMIER

TERRAINS JURASSIQUES

Lias supérieur — Le Lias supérieur apparaît dans la bordure orientale des Bauges. Il est formé par des bancs calcaires minces et des schistes. C'est le type du faciès dauphinois de M. Haug. On n'y rencontre aucun fossile.

Dogger. — J'ai considéré comme Jurassique moyen une bande de calcaires et schistes noirs sur le versant Est du massif, se différenciant très peu du Lias. Les contours entre ces deux terrains sont donc sujets à révision, de même que la limite supérieure du Dogger.

Callovien. — Ce terrain est représenté par des schistes marneux bruns plus ou moins foncés, dans lesquels on rencontre presque toujours *Posidonomya alpina*. Il est connu depuis longtemps, et M. Hollande l'a déjà signalé (15. p. 58), dans tous les points où nous l'avons trouvé fossilifère.

Ces couches à Posidonomyes passent à des couches moins marneuses, noires, contenant de nombreux rognons de pyrite de fer et de fréquentes ammonites, qui sont la plupart du temps indéterminables, mais où *Phylloceras tortisulcatum*, d'Orb. est fréquent.

Oxfordien. — Les schistes calloviens alternent petit à petit avec des bancs calcaires foncés argileux et l'on passe ainsi insensiblement à l'Oxfordien à *Perisphinctes plicatilis*, *Cardioceras cordatum* et *Phylloceras tortisulcatum*.

Rauracien et Séquanien. — Les marno-calcaires oxfordiens se transforment dans leur partie supérieure par la disparition partielle des marnes qui deviennent plus schisteuses et moins épaisses et par la transformation des calcaires qui sont alors plus grenus. On entre ainsi dans le Rauracien qui, intimement lié avec le Séquanien par le rôle qu'il joue dans l'orographie, n'a pas été séparé de ce dernier étage. Celui-ci se distingue par la moins grande abondance encore des intercalations marneuses. Ces distinctions pétographiques sont en accord avec les subdivisions stratigraphiques. Le Rauracien correspond aux calcaires à ciment de Vif où M. Paquier a trouvé *Harpoceras subclausum* à la base.

A partir de cet étage, ceux qui succèdent, et que j'ai été à même d'étudier, présentent les mêmes variations que ceux signalés dans les intéressants travaux de M. Hollande et particulièrement dans ceux de M. Paquier¹ et Révil (20).

Le Séquanien, un peu moins pauvre en fossiles que le Rauracien, contient parfois de très belles faunes, comme celle de la Croix-Rouge près Chambéry.

Kiméridgien. — Le Kiméridgien est formé par des calcaires massifs gris formant toujours un abrupt au-dessus de la série des bancs séquaniens. Ce sont les calcaires à *Phylloceras Loryi*, bien connus dans les environs de Chambéry, et qui sont particulièrement fossilifères aussi dans la base de la Tournette près de la Chapelle de la Madeleine. Ici la couche à *Phylloceras Loryi* est à la base de l'escarpement.

Titonique. — Cet étage débute par des calcaires gris bréchiformes à *Perisphinctes contiguus* qu'il n'est pas toujours facile de distinguer du Kiméridgien. Ces bancs supportent une brèche bien connue, recouverte par des bancs d'un calcaire blanc lité, sublithographique au-dessus desquels apparaissent des bancs marneux noirs, bleutés à *Hoplites privasensis*. C'est le niveau supérieur du Titonique immédiatement recouvert par les couches du Berriasien avec lesquelles il est très facile de le confondre.

(1) Paquier. — Contribution à la géologie des environs de Grenoble (*Bull. de la Soc. de statistique du département de l'Isère* Tome I, 1892).

CHAPITRE II

TERRAINS CRÉTACÉS

Berriasien. — Sur les calcaires titoniques apparaît une série de couches marno-calcaires qui jouent un rôle très grand dans l'étude des Bauges, à cause de la présence presque constante de quelques fossiles, surtout dans le Sud de la région où ils ne manquent pas, et à cause de leur aspect caractéristique. Ces marno-calcaires sont gris, jaunes ou bleuâtres. Ils jouent un rôle particulièrement fréquent dans la partie orientale de notre région, où on les rencontre toujours à la limite des séries crétacique et jurassique. On remarque parfois une répétition de bancs marno-calcaires avec des marnes ou schistes plus ou moins épais. Ainsi en particulier dans les plis qui dominent l'Isère, du côté de la Roche-Torse, on voit sur le Jurassique une première série marno-calcaire, puis des marnes, et enfin une nouvelle bande claire de marno-calcaire, n'ayant que quelques mètres de puissance.

Valanginien. — Cet étage se présente sous trois faciès différents dans les Bauges, chacun très caractéristique, mais dont l'un peut au fond être considéré comme terme de passage entre les deux types extrêmes.

1° Dans les plis du Semnoz et du Margeriaz le Valanginien est coralligène. Il forme alors de puissantes parois que l'on est porté, à distance, à confondre avec les calcaires urgoniens; M. Hollande (24 p. 167) cite *Valletia Tombecki* dans le Valanginien de la gorge du Chéran et donne une coupe complète de ce niveau.

A la base des calcaires coralligènes on trouve parfois un niveau argileux à brachyopodes, particulièrement bien développé sur la route qui du Pont de l'Abîme conduit à Allèves (Gorges du Chéran, Semnoz). Au pont, l'Urgonien forme un escarpement imposant scié en étroite gorge par la rivière. Ces calcaires supportent l'Hauterivien fossilifère, qui se charge petit à petit de bancs de plus en plus puissants qui finissent par occuper tout le niveau; on se trouve alors dans le Valanginien coralligène, où, dans le Semnoz, en particulier du côté de Gruffy, on rencontre beaucoup d'encrines. En continuant à cheminer, après avoir franchi quelques mètres d'éboulis, on arrive sur des bancs de calcaires et de marnes foncées. Dans ces dernières j'ai recueilli

Terebratula Tamarindus, d'Orb.

— *Germaini*, Pict.

Terebratulina, sp.

L'éboulis couvre malheureusement le reste de la coupe, et ce n'est que près d'Allèves que l'on voit affleurer des calcaires et marnes bleues où M. Hollande (24 p. 166) dit avoir rencontré *Hoplites Boissieri*. Par analogie avec les couches des chaînons voisins, j'ai considéré aussi ces derniers marno-calcaires comme appartenant au Berriasien. En tout cas, les marnes noires sont bien valanginiennes et sont à la base du niveau coralligène.

2° Dans quelques points des Bauges, le Valanginien se trouve sous forme de marnes à Ammonites pyriteuses assez abondantes ; le niveau repose immédiatement sur le Berriasien. L'abondance des gisements fossilifères n'est pas très grande.

Je citerai les points suivants :

A. — Route de Montmin (massif de la Tournette), avec :

Phylloceras semisulcatum, d'Orb, op.
Lytoceras Juilletti, d'Orb.
Haploceras Grasi, d'Orb.
Holcostephanus marginatus, Phill.
Aptychus Seranvini, Coq.

B. — Chalet de l'Eau froide (sur Giez) :

Phylloceras semisulcatum, d'Orb.
Haploceras Grasi, d'Orb.

Et dans des couches un peu plus supérieures :

Phylloceras Tethys, d'Orb.
Hoplites angulicostatus, d'Orb.

C. — Très Roche (près Ecole, vallée du Chéran) :

Phylloceras semisulcatum, d'Orb.
 — *Tethys*, d'Orb.
Haploceras Grasi, d'Orb.
Holcostephanus marginatus, Phill.
Hoplites Roubaudi, d'Orb.
Natica ?

Ces fossiles caractérisent bien la couche à *Ammonites Roubaudi*.

3° Le faciès valanginien le plus répandu dans les Bauges est un faciès marneux plus ou moins calcaire, de couleur plus ou moins sombre, tantôt brune, tantôt roussâtre, parfois gris foncé. A l'Ouest, ces couches passent à celles dont le faciès est coralligène. Le remplacement latéral le plus remarquable que nous ayons vu se trouve dans les flancs du Margeriaz.

Les fossiles sont très rares dans ce faciès du Valanginien, qui peut avoir des épaisseurs considérables. Les rares ammonéens que j'y ai trouvés ne sont pas déterminables.

Grâce à sa nature marneuse, ce Valanginien occasionne ordinairement des pentes douces et donne aux Bauges l'aspect si caractéristique de ses cols anticlinaux.

En résumé, le Valanginien se présente dans les Bauges avec les caractères du faciès jurassien dans l'Ouest, et du faciès alpin à l'Est et dans la Tournette, ce qu'avait déjà montré M. Hollande. Les marnes pyriteuses inconnues jusqu'ici dans les Bauges lient les affleurements des Aravis avec ceux des Alpes plus méridionales. Il y a bien continuité de dépôt de ce faciès le long de toutes les Alpes occidentales, de la Suisse aux Alpes maritimes. La partie interne des Bauges faisait ainsi partie du grand géosynclinal alpin dont le bord oriental nous est inconnu.

Hauterivien. — Les marnes valanginiennes passent insensiblement aux calcaires marneux et à l'Hauterivien. Il est difficile de déterminer la limite des deux terrains. Le niveau spécial intermédiaire que voit M. Hollande (15, p. 139) n'est pas constant. Dans le Semnoz, les calcaires valanginiens massifs sont, par contre, très faciles à délimiter des marno-calcaires qui les dominent. Le niveau spécial à Ammonites n'est pas placé à la base, mais dans la partie moyenne, c'est pourquoi j'ai compris tout le niveau marno-calcaire dans l'Hauterivien. Dans l'Est des Bauges, la séparation des deux étages est très difficile, aussi les contours seront susceptibles d'être heureusement modifiés lorsqu'une recherche détaillée, paléontologique, aura été faite.

Le niveau à gros céphalopodes est particulièrement fossilifère dans deux localités : au Semnoz, dans les maisons du hameau du Mont-sur-Allères ; dans la montagne de Banges, près des chalets de la Plattaz.

Les fossiles que nous y avons récoltés sont les suivants :

Hoplites Leopoldi ? d'Orb.
 — *radiatus*, d'Orb.

Au-dessus de cette couche à céphalopodes, et partout dans les derniers bancs au voisinage de l'Urgonien, on rencontre le niveau à *Toxaster complanatus*. Ce fossile est parfois remarquablement conservé ; il peut être en abondance considérable. On rencontre avec lui *Ostrea Couloni*, Deffr. et quelques autres espèces dont voici la liste :

Pleuromya cylindrica, P. et C., Cluse du Chéran.
 — *lata*, Ag., id.
 — *neocomiensis*, Ag., id.
Janira atava, d'Orb., Pont de Châtelard.
Waldheimia semistriata, Deffr., id.
Rhynchonella lata, d'Orb., id.
Terebratula salevensis, de Lor., sur Montremont (Tournette).

L'Hauterivien présente donc dans les Bauges un caractère jurassien. Des recherches seraient à faire dans le niveau à Ammonéens. Peut-être y retrouverait-

on des formes barrémiennes que l'on rencontre de plus en plus sous le niveau à *Toxaster complanatus*¹.

Urgonien. — Les marno-calcaires hauteriviens passent assez brusquement à une épaisse assise de calcaire compact gris ou blanc, l'Urgonien, que l'on peut aisément subdiviser en trois niveaux.

L'inférieur est formé par des calcaires surtout gris ou blanchâtres, à *Requienia ammonia*. Au-dessus viennent des bancs plus stratifiés formant une subdivision moins épaisse que celles qui la contiennent. C'est le *Rhodanien* à *Orbitolina lenticularis*, que l'on reconnaît toujours très facilement à distance à cause des bancs souvent marneux, parfois gréseux, siliceux (Arcalod, Tournette). Les fossiles sont toujours présents. Dans les parois, ces couches forment une petite « vire » gazonnée que l'on distingue aisément à distance. Enfin, le niveau supérieur est formé par des bancs de calcaire plus pur, souvent d'une blancheur d'albâtre; on y rencontre *Requienia Lonsdalei*.

J'ai en plusieurs points constaté que le calcaire urgonien devenait plus tendre, magnésien et d'un aspect plus terreux. Il contient alors des masses considérables de polypiers malheureusement très mal conservés. Il en est ainsi au Pécloz et dans les grandes pentes rocheuses qui de la Tournette descendent vers la vallée de Serraval.

Dans le massif de la Tournette (synclinal de Sur les Maisons et au-dessus de Lautaret, près Saint-Feréol), ainsi que sous la pointe d'Arcalod et à la Roulaz (dans le vallon de Saint-Ruph, près Faverges), les calcaires urgoniens sont recouverts par des calcaires rouges souvent très lités, contenant en abondance des foraminifères; sous l'Arpaïron, dans la Tournette, des bancs à silex séparent ces couches de l'Urgonien. On peut se demander si cet horizon développé, comme on le voit, dans la même région synclinale représente l'Aptien proprement dit (Gargasien). Je n'y ai point trouvé de fossiles, et rien autre que la position stratigraphique de ces couches appuie cette hypothèse, d'autant plus que l'Aptien supérieur qui existe dans le massif du Haut-Giffre et entre le Fier et le lac d'Annecy est constitué d'après Maillard par des schistes rouges ou verts ou encore par des schistes marno-calcaires, quelquefois même par des grès. De nouvelles recherches seraient donc nécessaires. Peut-être montrera-t-on simplement que ces couches appartiennent au Sénonien inférieur que j'ai vu, avec des teintes roses et avec un caractère pétrographique assez semblable, sur les flancs occidentaux du massif de la Tournette. J'ajouterai encore que ces calcaires rouges et le Gault m'ont paru s'exclure mutuellement, mais ce fait supposé demande aussi une vérification.

Gault. — Dans les Bauges, l'Albien est représentée par les classiques grès et sables verts dont l'épaisseur est fort variable mais jamais considérable. C'est sur le Colombier du Châtelard que ce niveau atteint sa plus grande puissance. Par-

¹ Sayn, Observation sur quelques gisements néocomiens (*Bull. soc. de statist. de l'Isère, Grenoble, 1894*).

fois, on trouve à la base un calcaire spathique gréseux à glauconie qui, à Très-Roche, près Ecole, présente de nombreuses *Rhynchonella Gibbsi* et quelques *Terebratula* à l'exclusion d'autres fossiles. Ce niveau inférieur représenterait donc l'Aptien, que je n'ai pu distinguer ailleurs.

Le Gault des Bauges est pauvre en organismes. On n'y rencontre pas ces multitudes de fossiles qui caractérisent ce terrain dans la chaîne des Aravis. Le point le plus fossilifère que j'aie constaté est à l'Est du hameau de Frenière, près de la Motte-en-Bauges, sur le chemin qui monte au Chabert.

J'ai récolté :

- Vertèbres
- Acanthoceras mamillare*, Schl.
- *Milleti*, Orb.
- Inoceramus concentricus*, Park.
- Terebratula Dutemplei*, Orb.

L'Albien est souvent absent. Il disparaît soit par étirement ou bien a été totalement enlevé dans la période d'exondation qui a suivi son dépôt.

Dans les environs de Faverges, le Gault se présente sous un aspect très particulier que nous avons étudié mon collègue M. Haug et moi. Nous le décrirons plus tard en détail, il suffit de dire qu'il est sous la forme d'un calcaire gréseux à miches, extrêmement puissant. Il forme sous cet état ces deux énormes affleurements que l'on voit sur les flancs de la Sambuy et du Mont de la Motte.

Sénonien. — Ce terrain a une épaisseur extrêmement variable. Il peut même totalement manquer, le Nummulitique reposant alors directement sur le Gault ou le plus souvent sur l'Urgonien. Parfois, il existe extrêmement développé, comme dans la vallée des Aillons, sur un seul flanc du synclinal, alors qu'il est totalement absent dans l'aile opposée.

Ce terrain a une constitution variable. Il est surtout caractérisé par des calcaires schisteux, marneux, d'un blanc argentin. Sous cette forme, il occupe la plupart du temps tout l'affleurement; il en est ainsi dans la Montagne du Charbon et dans la vallée des Aillons. Ailleurs, comme aux environs du Châtelard, il ravine le Gault, et est formé à la base par une brèche difficile à délimiter de son substratum, au dépens duquel elle a été formée. Cette roche est, en effet, formée par des fragments irréguliers de calcaire à foraminifères franchement sénonien, enveloppés dans une pâte calcaire-gréseuse, verte. Au Colombier du Châtelard, j'ai constaté de bas en haut les couches suivantes :

- Gault.
- Sénonien poudingiforme, glauconieux.
- Calcaires à silex.
- Calcaires glauconieux à *Inoceramus*.
- Calcaires marno-schisteux très puissants.

Les fossiles sont rares; on y trouve cependant facilement des débris d'Ino-

ceramus, quelques Ananchites, etc. M. Hollande (15, p. 148) a donné une liste des fossiles sénoniens récoltés dans les Bauges.

Sur ce Sénonien blanc apparaissent des couches noires, fétides, dont nous avons déterminé nettement la position, M. Douxami et moi, dans les Bauges, comme nous l'avions fait dans les environs de Faverges avec M. Haug.

Voici, légèrement modifié, ce que nous en avons dit antérieurement (25, p. 155). Le calcaire noir fétide apparaît dans les synclinaux de Bellevaux et d'Arclosan (Tournette). Il se présente sous la forme de lames compactes à grains excessivement fins et dont l'épaisseur varie de 5 à 50 centimètres, séparées par des lits minces de marnes extrêmement feuilletées. Les fossiles y sont excessivement rares; on y voit seulement, en grande abondance, ou en tous cas jamais absentes, des formes allongées calcaires noires, sortes de cylindres aplatis, présentant un sillon longitudinal qui les divise en deux parties en forme de bourrelet et qui paraissent être les traces d'un tube de ver. On y trouve, en outre, des lamellibranches indéterminables (*Pecten*, *Ostrea*), mais différents des formes nummulitiques.

Dans le synclinal de Bellevaux, ce calcaire noir fétide apparaît pincé dans le Sénonien franc; il est affecté de plissements secondaires indépendants de ceux du Sénonien et paraissant se rapporter davantage à ceux des couches nummulitiques. Il est recouvert immédiatement par une brèche calcaire où se trouvent un grand nombre de petites nummulites (*N. striata*), comme on peut facilement le constater au-dessus des maisons de Bellevaux-derrière.

A Arclosan, ce calcaire apparaît dans les mêmes conditions, mais il est alors recouvert directement par les couches saumâtres à lignites de l'ancienne mine de Montmin.

Dans ces deux localités, les couches du calcaire fétide apparaissent donc lorsque les couches à *Nummulites aturica* sont absentes. On peut tout d'abord penser qu'il s'agit d'un remplacement latéral. Un certain nombre de faits montrent cependant que cette interprétation est inadmissible.

Dans tous les synclinaux des Bauges, la formation nummulitique débute par un conglomérat grossier ou une véritable brèche où l'on trouve toujours des Nummulites ou autres fossiles caractéristiques. Cette brèche manque complètement à la base des calcaires noirs fétides. De plus, dans le synclinal d'Arclosan, on passe insensiblement des couches sénoniennes de calcaire blanc à Inocérames aux couches de plus en plus foncées de ce calcaire fétide sans aucune discordance de stratification; il y a continuité parfaite dans le dépôt.

Dans les environs de Faverges, ces couches jouent aussi avec la série crétacique. Il n'est donc pas douteux qu'elles représentent la partie tout à fait supérieure du Crétacique.

En Suisse, ces calcaires fétides sont bien connus. Ce sont les couches de Wang d'Escher¹, qui ont été décrites par plusieurs auteurs (Kaufmann, Mœsch, Que-

¹ A. Escher, Geologische Beschreibung der Sentis-Gruppe (*Mat. carte géol. suisse*, III, p. 12).

reau, Burckhardt, etc.), mais où, malheureusement aussi, les fossiles sont extrêmement rares; on les considère aussi comme appartenant à la partie supérieure du Crétacique; peut-être ne forment-elles qu'une subdivision du Sénonien, et ne peuvent appartenir au Danien connu dans les Alpes, où il a été découvert par Ch. Lory près de Villard, et décrit dernièrement par M. Paquier¹. C'est une couche peu puissante formée de calcaires jaunes riches en débris de fossiles, n'ayant aucune analogie d'épaisseur et de faciès avec le calcaire noir fétide des Bauges.

¹ *Bull. Soc. de statistique de l'Isère*, 1892.

TERRAINS TERTIAIRES

Les terrains tertiaires des Bauges, en particulier le Nummulitique, ont fait l'objet de nombreux travaux dans ces dernières années (15, p. 149; 21, 23, 28, 29).

M. Hollande a le premier donné un aperçu un peu général de ces terrains (15, p. 149). Cette première étude a été suivie par une nouvelle note plus détaillée, se terminant par une série de considérations fort intéressantes sur les mouvements nummulitiques (21). Peu après, nous avons donné, M. Douxami et moi, à la suite de nos travaux en commun, une note embrassant tous ces terrains des Bauges (23). M. Hollande, surpris par la diversité des coupes que montre le Tertiaire de la région, avait multiplié les niveaux de ces terrains, qu'il réduisit dans sa deuxième note. Nous avons montré avec M. Douxami, que les couches inférieures à grandes Nummulites exceptées, ces divers niveaux, que l'on peut multiplier à l'envie dans les coupes de détail, sont, en réalité, des faciès latéraux qui prennent tantôt une importance plus grande ou plus faible suivant la coupe étudiée.

M. Douxami a publié dans sa thèse de doctorat (28) une étude très détaillée et très remarquable du Tertiaire des Bauges, confirmant nos vues communes et améliorant ainsi les travaux déjà très détaillés de ses prédécesseurs. Plus tard, dans une note avec M. Révil, ces deux géologues ont donné une étude extrêmement fouillée de la fameuse vallée des Déserts, qui a tant fait couler d'encre. Sur ces entrefaits, M. Haug (22), avec son érudition habituelle, a traité magistralement du Nummulitique de la Savoie, en élargissant considérablement les vues et en déterminant exactement l'âge de ces diverses couches.

Il est donc inutile, devant cette littérature si considérable, à l'édification de laquelle j'ai moi-même participé, de faire ici une description nouvelle de ces couches; je me contenterai d'indiquer leur succession, c'est-à-dire de mentionner ce qu'il est nécessaire de connaître pour l'étude tectonique de la région, but de ce présent travail.

A. — A la base, dans les synclinaux d'Aillon, d'Entrevernes et du Charbon, existent les couches à *Nummulites aturica*, ou couches à grandes Nummulites. Ce sont des conglomérats puissants d'une vingtaine de mètres, formés par des cailloux de calcaire avec des silex sénoniens.

Ces couches reposent sur le Gault ou sur le Sénonien qu'elles ravinent.

L'âge de ce niveau à Grandes Nummulites (*N. perforata*, *N. aturica*, *N. Lucasana*) est contesté. En Suisse, M. Renevier, en particulier, les parallélise avec le Lutétien. En France, il y a unanimité pour considérer l'équivalence de ces couches avec le Bartonien. Ce n'est point à moi à me prononcer ici, n'ayant fait aucune étude spéciale de ce terrain. Je me suis rangé à l'avis de mes collègues français en donnant à ces couches dans la légende de la carte le monogramme e³.

B. — Sur les couches à Grandes Nummulites apparaît le niveau saumâtre à *Cerithium Diaboli*, extrêmement variable dans le détail, souvent totalement absent et alors remplacé par des calcaires marneux, schisteux, blancs. Du reste, tous les niveaux du Nummulitique supérieur sont susceptibles d'être remplacés latéralement par ces calcaires blancs que l'on a souvent appelés Flysch, mais qui se distinguent cependant avec une telle facilité de ce que, dans les régions classiques, on désigne sous ce dernier nom, que c'est abusif, à mon avis, d'employer ce terme ici.

C. — Lorsque la série est normale, ou plutôt lorsque les divers faciès se superposent dans la même coupe, on voit le niveau saumâtre couvert par un calcaire peu puissant à polypiers et *Natica vapincana*, auquel succèdent des calcaires plus ou moins gréseux avec *Nummulites striata*, *variolata*, etc. C'est le niveau à Petites Nummulites, surmonté par :

D. — Les couches de calcaire schisteux blancs à écailles de poissons (Meletta) qui, je le répète, peuvent remplacer latéralement les niveaux B et C.

E. — Ce niveau schisteux, très caractéristique, fait place peu à peu à des couches gréseuses, micacées que M. Hollande appelle « Fausse Molasse » et que MM. Révil et Douxami désignent sous le terme de « Grès des Déserts ». C'est le Tongrien dont la base à *Natica Crassatina* passe aussi latéralement aux couches à Petites Nummulites (Douxami et Révil) aux Déserts.

On voit donc qu'il y a une liaison intime entre les couches priaboniennes et tongriennes d'une part et le faciès schisteux, d'autre part.

F. — Enfin, sur les grès micacés du Désert, se superposent les marnes et grès bariolés de l'Aquitainien, confiné dans les synclinaux occidentaux. On remarque, à la partie supérieure surtout, des bancs très épais de Mollasse grise, qui sont peut-être déjà burdigaliens.

CHAPITRE IV

DÉPÔTS QUATERNAIRES

Les dépôts quaternaires des Bauges ne jouent pas un rôle plus important que celui que l'on est habitué à voir dans toutes nos régions alpines. Pillet, qui connaissait si bien cette région, nous a heureusement laissé un travail très documenté traitant de tous les terrains quaternaires des pays environnant Chambéry (72).

Les travaux postérieurs de M. Hollande (27) n'ont pas apporté beaucoup de faits nouveaux mais ont complété les recherches de son prédécesseur. Il ne me reste à signaler que quelques détails qui seulement pourront avoir leur importance dans une étude d'ensemble des anciens glaciers des Alpes françaises.

Nous pouvons distinguer dans les Bauges cinq sortes de dépôts quaternaires, qui sont : le Glaciaire local, le Glaciaire alpin et les terrains fluvio-glaciaires, les éboulis et l'alluvion moderne. Il n'y a pas de tourbières dans la région que j'ai parcourue et les marécages n'existent guère que sur les bords du lac d'Annecy.

Dépôts glaciaires. — Pillet a évalué l'altitude des grands glaciers alpins qui ont envahi les Bauges à 4.200 m., chiffre porté par M. Hollande à 4.275 m. par la découverte de reste de moraines sur la montagne de Banges.

La grande nappe de glace pénétrait par tous les cols bas qui regardent du côté de l'Isère, et a laissé, dans presque toutes les vallées, des dépôts morainiques qui se mélangent avec les matériaux apportés par les glaciers locaux, désignés par Pillet, à juste titre, sous le terme très expressif de *glaciers calcaires*. Cette invasion du grand glacier alpin de l'Isère a pu se répéter à plusieurs reprises, ses traces si nombreuses ne sont cependant pas assez nettes pour que l'on puisse définir ces diverses invasions. Les moraines sont peu marquées. Le Glaciaire ne forme le plus souvent qu'un revêtement morainique épousant la topographie préexistante, ou comblant uniformément les vallées. Chaque groupe montagneux a eu ses propres glaciers. Certaines moraines locales, comme celles du synclinal des Arbets, par exemple, sont extrêmement fraîches. Les dépôts cristallins forment une moraine frontale à Routennes (vallée d'Ecole), et sont rares en amont du Châtelard (12, Pillet, p. 328, 329).

Les dépôts morainiques de la vallée du Chéran passent insensiblement à un régime de terrasses très remarquables qui naissent à Attilly, près du Châtelard,

et que l'on peut suivre sans interruption jusqu'à l'entrée amont de la gorge de Banges, donnant au paysage des environs de Lescheraines un aspect très caractéristique.

Dans les gorges de Banges on rencontre encore une terrasse très marquée sur les deux bords du Chéran ; elle serait en liaison, d'après M. Hollande (24, p. 171) avec un grand éboulement descendu de la montagne du Semnoz. Cet énorme glissement des couches valanginiennes sur les berriasiennes, plongeant vers le thalweg, comprend les roches si curieuses des Tours-Saint-Jacques. Il est possible que la terrasse soit due à cet accident post-glaciaire, toutefois si l'on examine ce qui se passe en amont, en particulier sur la route d'Arith, où l'on voit un reste de moraine, il semble que le dépôt stratifié soit bien plutôt un dépôt fluvio-glaciaire, produit par le glacier des Bauges devenu indépendant, étant donné l'abondance des matériaux d'origine locale,

L'entrée avale, si pittoresque des gorges de Banges, célèbre dans la contrée par son pont suspendu, est due à un phénomène de surimposition glaciaire assez fréquent dans les vallées alpines. La moraine-barrage de Ray est encore très bien conservée. En aval du pont de l'Abîme, ce dépôt morainique recouvre des cailloutis extrêmement puissants, développés sur les deux rives du Chéran.

Les environs de la Thuile (Savoie) sont remarquables par des moraines très bien conservées. On y voit encore un lac morainique, et d'anciens petits lacs ont laissé leurs alluvions inclinées que l'on constate à la Glière et sous les Barriers.

Ces moraines s'étendent vers Puigros, recouvrant des dépôts glaciaires locaux, et vers Chêne et Marles (feuille de Chambéry), on les voit s'étaler sur une alluvion, très visible aux contours de la route de Chêne au Plat.

En établissant la légende de la carte, j'ai été amené à considérer ces hautes moraines de la Thuile comme représentant les dépôts latéraux du glacier de l'Isère, lors de sa deuxième extension. Cette classification permettait ainsi de distinguer cette bande morainique élevée de celle beaucoup plus basse qui occupe le fond de la vallée. Il est évident que cette classification n'est que provisoire. Il faut attendre une étude d'ensemble du glacier de l'Isère pour se prononcer avec certitude.

Les flancs de la vallée de l'Isère présentent quelques placages de terrain glaciaire particulièrement abondants entre Montaille et Plancherine où les pentes plus douces ont permis le maintien de ces dépôts. Je n'ai pas rencontré sur ces pentes de traces bien nettes de cailloutis stratifiés.

Entre Cléry et Clermont, avant de franchir le deuxième torrent qui sépare ces localités, on voit le gravier stratifié dans une petite gravière.

Au-dessus de Clermont, sur le sentier de Chamossaran, vers 850 m. d'altitude, on constate encore des graviers stratifiés, peu visibles, sur le bord nord d'un profond ravin. Ailleurs, le Glaciaire est plus ou moins lavé et pourrait être pris, sur un affleurement très restreint, pour un dépôt de terrasse.

Les bas des flancs de la vallée présentent aussi des dépôts glaciaires. On constate aux environs de Frontenex et de Montaille des dépôts morainiques de cette

zone de basse altitude. On les voit encore aux environs du Cruet, où ils recouvrent une basse terrasse qui se développe particulièrement dans les environs de Montmélian, et qui joue un rôle considérable sur le versant gauche de l'Isère, entre Sainte-Hélène et Chamousset, où ils ont été étudiés par MM. Paquier et Delebecque¹. L'âge de ces alluvions fluvio-glaciaires ne peut être déterminé avec exactitude, pour les mêmes raisons que celles indiquées plus haut.

Quant au « lac du Grésivaudan », dont M. Delebecque² s'est occupé dernièrement, ancien lac qui aurait eu sa limite amont dans les environs d'Albertville, aucun fait ne certifie son existence dans tout le territoire que j'ai parcouru. Cependant au Cruet, immédiatement derrière la station du chemin de fer, on voit les restes d'un delta torrentiel aux couches inclinées. Il y a certainement eu un lac en ce point, mais ces alluvions m'ont paru purement locales; elles sont dues à un de ces lacs latéraux de petite dimension comme il en a existé de nombreux dans toutes les régions qui ont été envahies par les glaciers.

L'attribution, faite aussi par M. Delebecque, de cette basse terrasse au *Deckenschotter* n'est de même pas admissible, puisque nous connaissons des alluvions d'altitude bien supérieure. M. Kilian³ a déjà, du reste, réfuté ce point de vue.

Dans la vallée morte de Faverges, le Glaciaire est pour ainsi dire absent; on ne le rencontre bien développé que dans les vallons latéraux, comme celui de Tamié et des Bornettes. Le Glaciaire de ce dernier vallon, d'origine locale dans les hauts, se charge de plus en plus de cailloux cristallins dans les bas, et passe à un superbe cône de déjection où le cours d'eau actuel s'enfoncé. Ce cône serait donc assez ancien.

J'ai dans une publication antérieure (32) montré que la vallée-morte de Faverges est l'ancien lit de l'Arly et du Doron. Les alluvions de ce dernier cours d'eau ne se retrouvent pas, mais celles de l'Arly sont encore visibles à Marlens, des deux côtés de la vallée, formant une terrasse très caractéristique.

Les alluvions fluviales que j'ai constatées près de Bredannaz, au bord du lac d'Annecy, où elles sont exploitées, ont peut-être la même origine. De nouvelles recherches à ce sujet sont nécessaires avant que l'on puisse se prononcer sans hésitation.

Cônes de déjection. Éboulis. — Au débouché de chaque vallon on observe des cônes de déjection. Les principaux se trouvent le long de la vallée de l'Isère; le plus important d'entre eux est celui de Saint-Pierre d'Albigny. Cet énorme cône n'est pas proportionné au faible cours d'eau qui y coule aujourd'hui. En outre, près de Pau, au bord de la voie ferrée, j'ai vu des traces d'argiles qui m'ont paru d'origine glaciaire. Ce sont les deux raisons pour lesquelles j'ai considéré ce cône considérable comme interglaciaire. Je crois plutôt main-

¹ A. Delebecque, *Alluvions anciennes de Chambéry et de la vallée de l'Isère*. Bull. n° 44.

² A. Delebecque, *Les lacs français*. p. 307.

³ Kilian, G.-R. sommaire, *Soc. géol. de Fr.* 17, XII, 1894.

tenant qu'il s'agit en réalité de deux choses indépendantes; la terrasse basse de l'Isère existerait sous le cône proprement dit se confondant avec la surface de la terrasse et serait en outre taillé dans cette dernière. Près de Chevillard, on voit en effet un talus de quelques mètres de hauteur courir sur le cône jusqu'à la route de Saint-Pierre à Pau. C'est probablement le bord de la terrasse fluvio-glaciaire en partie enseveli dans le cône de déjection postérieur à elle.

Les cônes près des Moulins sont aussi considérables. Leur pente est très forte, en rapport avec la déclivité très rapide des torrents qui les alimentent; ils présentent un caractère intermédiaire entre les grands cônes de Jusy, de Saint-Pierre et les cônes d'éboulis très importants de Fréterive, de Bourg, etc.

Les éboulis des pentes sont fréquents; ils ne présentent rien de bien particulier.

Sources. — Maillard (16, p. 36) a très bien défini quels sont les niveaux aquifères du Genevois. Les Bauges étant des montagnes semblables à celles décrites par ce regretté géologue, nous y trouvons les mêmes niveaux. Ce sont par ordre stratigraphique: 1° tout terrain marneux sous des éboulis, niveau pouvant donner des sources importantes, comme celles qui alimentent une partie d'Aillon-le-Vieux par exemple; 2° la boue glaciaire, ne donnant lieu qu'à de petites sources; 3° les marnes mollassiques avec des suintements quelquefois tufeux (Bellecombe); 4° le Gault, niveau très fixe à sources faibles mais fraîches, collectant même de l'eau sur des pentes urgoniennes (Bottière sur Aillon-le-Vieux), ou près des points culminants urgoniens (source du sommet de la Tournette), etc.; 5° les marno-calcaires hauteriviens et les marnes valanginiennes collectant les eaux qui s'infiltrèrent dans les régions désespérément sèches de l'Urgonien, et donnant lieu à une multitude de petites sources alimentant les nombreux alpages des Bauges; elles sont assez nombreuses par places pour donner lieu à de grands espaces fangeux (vallon des Bornettes, sous la dent des Portes, etc.); dans les plis où le Crétacique inférieur est à peu près vertical, les sources sont absentes, ainsi les montagnes d'Armenaz, de Chamousseran sont très sèches; les marno-calcaires berriasiens jouent un rôle semblable à ceux du Néocomien; 6° les marno-calcaires oxfordiens et les marnes calloviennes captent toutes les eaux du Jurassique inférieur, aussi sec que l'Urgonien, et forment des sources souvent importantes, comme celles des environs Saint-Pierre d'Albigny et de la région de Montailleur à Tamié (belle source près de Maijon).

A côté de ces sources, que l'on pourrait appeler normales, existent de belles sources vauclusiennes dont voici les principales:

Superbe source du Pissieux près Lescheraines, comparable aux grandes sources vauclusiennes; elle est alimentée par les calcaires urgoniens du Margeriaz et sourd dans le ruisseau des Aillons, en plein urgonien.

Source de Carlet près Ecole, sortant du Jurassique supérieur.

Sources de la chapelle de Sainte-Fontaine près Bellevaux, sortant du Sémonien; alimentées par les calcaires du Crétacique supérieur du synclinal des Arbets très sec.

Sources du vallon de Précherel (près Jarsy) ; l'une d'elle sur le versant gauche de la vallée est très importante, son bassin d'alimentation se trouve dans la région jurassique qui domine la source ; d'autres sources très belles, ayant la même origine, existent non loin de là dans un petit vallon qui descend d'Ar-calod.

Je signalerai encore la belle source des Chevilly près de la Thuile (Haute-Savoie), alimentée par les surfaces urgoniennes d'Entrevernes et sortant dans l'Hauterivien ; puis les sources de la chapelle des Fontaines près Montmin, apparaissant dans le Valanginien ; la grande source vaclusienne de Fontany sur le versant oriental du massif de la Tournette, alimentées par l'eau d'infiltration du synclinal d'Arcloran ; enfin la belle source de Faverges, dans le torrent de Tamié, sortant du Sénonien, etc.

Ce sont là les principales grandes sources des Bauges.

Les sources minérales sont peu fréquentes dans la région. Ce ne sont que quelques sources sulfureuses, émergeant dans le Berriasien ou le Valanginien. Les plus connues sont les suivantes :

Source de la Compôte, sur la rive droite du Chéran, entre Châtelard et la Compôte, à quelques mètres au-dessus du torrent ; source de Nicoday près de la Thuile (Savoie) ; source du Léchoir dans le creux des Lavanches, à la Roche Torse (Hollande 15, p. 31), et enfin la source du mont Charvay (Id. p. 33).

DEUXIÈME PARTIE

Tectonique

DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DÉTAILLÉE

Les plis des montagnes des Bauges sont sensiblement orientés du Nord au Sud et déjetés vers l'Ouest. C'est un fait bien connu, que Pillet montrait déjà si nettement dans sa carte et qu'un regard jeté sur nos levés géologiques fait nettement ressortir.

Dans les pages qui vont suivre, nous étudierons successivement chaque pli, ou groupe de plis, en marchant du Nord au Sud pour chaque pli et de l'Ouest à l'Est, soit de l'extérieur vers l'intérieur, pour l'ensemble. Je commencerai par une description du Semnoz et de la Montagne de Banges puis nous étudierons les plis crétaciques d'Entrevernes et du Colombier ; de là nous passerons au synclinal crétacé plus intérieur de la Montagne du Charbon, nous suivrons la continuation de cet accident dans la région jurassique, en marchant vers le Sud, jusqu'à la vallée de l'Isère. Puis remontant au Nord nous étudierons la masse imposante de la Tournette, en dehors des Bauges, mais comprise dans le champ de nos investigations, et nous poursuivrons vers le Sud les plis que nous y aurons déterminés, de la vallée de Faverges à celle de l'Isère.

La plupart des plis de la contrée ont été signalés par Pillet, Collingwood et M. Hollande. Ce dernier a déjà donné une description quelque peu détaillée, qui se complète par de nombreuses coupes (15). Les pages qui vont suivre sont loin cependant de répéter ce qu'a dit ce dernier auteur, qui, essayant pour une fois d'interpréter une cause générale, arrive à la conclusion que le refoulement est venu de l'Ouest contre les grandes Alpes, alors qu'il dessine des plis déjetés vers l'Ouest (15, p. 37, 44) ! Il est donc nécessaire de faire une description détaillée, complète, qui nous servira, avec la carte, de points d'appui sur lesquels nous puissions baser les conclusions de la troisième partie de ce présent travail.

LE SEMNOZ ET LE SYNCLINAL DE LESCHAUX

Coupes 10, 11, 12, 13 et 14.

Le pli le plus occidental de la région que nous avons étudiée forme la montagne du Semnoz, qui se prolonge au-delà du Chéran, vers le Sud, dans la montagne de Banges, le Revard et le Nivolet, et se continue dans la Chartreuse.

Maillard (16, p. 7) a étudié ce pli dans les environs d'Annecy, où il débute sous la forme d'un anticlinal simple, déjeté vers l'Ouest, accompagné d'un petit anticlinal satellite qui naît à Vornay.

Vers le Sud, ces deux plis se confondent, et lorsque l'anticlinal du Semnoz pénètre sur la feuille d'Albertville, il n'est plus formé que par un pli à large courbure, très régulier, se différenciant, par son envergure, des plis des Bauges proprement dites. Il est alors entièrement formé par l'Urgonien. Ce n'est que plus au Sud, vers la crête de la GrandeDannaz, que le pli se rompt et laisse apparaître de vastes étendues d'Hauterivien couvertes de paturages, et supportées par une paroi de Valanginien coralligène contenant de nombreux débris d'*Apiocrinus*.

Le pli, jusqu'ici très régulier, se déjette déjà et, sur la rive droite du Chéran, le flanc occidental devient vertical ou légèrement renversé.

La vallée du Chéran présente un imposant aspect dans la partie où elle traverse le Semnoz (coupe 10). Lorsque l'on suit la route de la rive gauche, on voit au-dessus d'Allèves s'élever une importante paroi. C'est le Valanginien coralligène dont M. Hollande a donné une bonne coupe (24 p. 167) ; plus haut, l'Hauterivien détermine les pentes herbeuses de Mont, dominées à leur tour par une deuxième paroi, celle des calcaires urgoniens. Ces terrains plongent de 20 à 30° au S-W, contre le torrent, et le Valanginien se trouve ainsi à une altitude plus basse sur la rive gauche.

Le versant gauche de la vallée est non moins intéressant à suivre. Du Pont de l'Abîme, lorsque l'on jette un regard vers l'amont, on voit à 500 mètres environ une barre rocheuse, c'est le Valanginien calcaire, qui, au Nord, va former le point 1039. Il en résulte que le pli est légèrement renversé. Au Sud, cette barre valanginienne se perd sous un très grand revêtement morainique ; le pli est toujours déjeté, le croquis ci-dessous, pris du Pont de l'Abîme, montre nettement la retombée du flanc occidental.

L'Urgonien forme une sorte de grand plateau ondulé, la montagne de Banges, et s'enfonce à l'Est, avec une allure douce, sous le revêtement mollassique et morainique, et c'est ainsi qu'on le voit affleurer dans le village d'Arith même. Au-dessus de cette localité, près de Montagny, on remarque une paroi urgonnaise. Elle est probablement due à une petite faille, semblable à celle qui coupe transversalement le revêtement urgonien du pli aux rochers de Prépoullain. En effet, en suivant un petit sentier qui de la route monte vers la montagne, on rencontre, au pied de ce dernier escarpement, un petit lambeau de Gault à l'altitude d'environ 950 à 1000 mètres. C'est un fragment de la couverture de Gault conservé grâce à la petite faille.

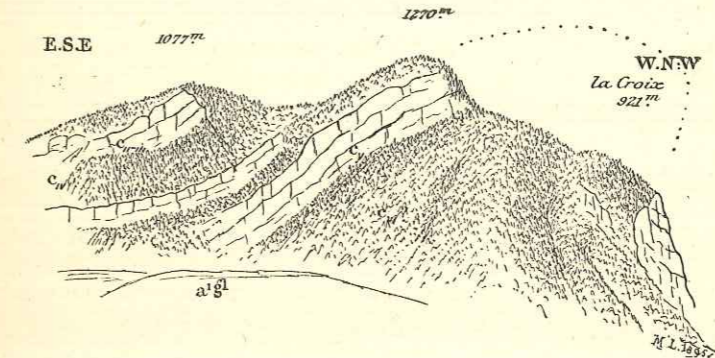


Fig. 1. — Retombée de l'anticlinal de la montagne de Banges. — Croquis pris du Pont de l'Abîme.

A partir de Favrans (feuille de Chambéry) l'anticlinal est rompu jusqu'au Titonique (coupe 12) ; la charnière jurassique est photographiable. D'après les recherches minutieuses de MM. Révil et Vivien¹, le pli se ferme de nouveau, jusqu'au Valanginien, sur le trajet du chemin de fer du Revard. En avant, entre Saint-Offenge et Trévignin, la Mollasse est fréquemment renversée.

A partir des hauteurs qui dominent Mentens, l'anticlinal se complique ; trois plis y prennent naissance et se développent de plus en plus vers Chambéry, tout en s'abaissant considérablement. En avant, sous le col du Pertuiset, ces plis reposent sur une faille coupant en sifflet la série normale, résultat du renversement sur le synclinal mollassique (coupe 13).

On voit, en résumé, un pli remplacé en profondeur par trois anticlinaux distincts.

Le synclinal de Leschaux ne présente rien de bien particulier dans la partie comprise entre le Lac d'Annecy et les Déserts. L'examen de la carte vaut plus qu'une description, d'autant plus que les levés de cette région synclinale sont dus à M. Douxami².

¹ Révil et Vivien. Note sur la tectonique de la chaîne Nivolet-Revard (*Bull. soc. géol. de Fr.* 3^e série, t. XXVI, p. 365, 1898).

² Voir aussi Hollande, (21, p. 9).

CHAPITRE II

LES PLIS DE DUINGT AU CHATELARD

Coupes 1, 2, 3, 4, 5 et 10

Entre Duingt, au bord du lac d'Annecy et le Chéran, s'étend un long synclinal, le synclinal d'Entrevernes, qui donne à la région un caractère particulier.

Deux arêtes urgoniennes, souvent très aiguës, se suivent parallèlement, formées par des couches tantôt verticales, tantôt inclinées : ce sont les deux flancs du synclinal. A l'Ouest, un pli anticlinal apparaît dans les forêts qui dominent St-Eustache et prend de plus en plus d'importance vers le Sud, c'est l'anticlinal de la Motte-en-Bauges, pli qui se développera considérablement au Sud du Chéran, pour aller former le Colombier du Châtelard.

Enfin, à l'Est, l'anticlinal qui fait suite au synclinal d'Entrevernes a un tout autre caractère que le précédent. Il est largement ouvert ; il n'apparaît pas sur les flancs de la montagne, mais donne lieu à deux vallées opposées l'une à l'autre par un col de tête, peu élevé, le col de Bornette.

Etudions tour à tour chacun de ces plis.

§ 1. — Anticlinal de la Motte

Entre le lac d'Annecy et les hauteurs au-dessus de la Chapelle, l'anticlinal que nous allons suivre ne se laisse guère révéler par la topographie. De place en place on voit apparaître des lambeaux d'Urgonien au haut de la grande pente glaciaire qui tapisse la montagne. Le flanc W. de l'anticlinal est étiré. Près de Demaison, les couches hauteriviennes touchent la Mollasse. C'est ce qu'expriment les coupes 1 et 2. Ce n'est qu'à partir des hauteurs de Villard-Derrière que l'anticlinal présente un flanc oriental bien net et continu.

A partir de la coupe 3 vers le Sud, l'anticlinal a presque un kilomètre de largeur entre les deux barres urgoniennes. Les couches sont presque verticales à l'Ouest et à l'Est (Roche Planche) des chalets du Sollier. Le centre est occupé par l'Hauterivien. On le voit en couches verticales sur la rive gauche du torrent de Mont-Derrière.

A partir de ce point, le pli très simple se complique en ce sens que l'axe descend

fortement vers le torrent de Bellecombe. En effet, si le pli ne subissait pas cette brusque inflexion, l'affleurement des calcaires et marnes de l'Hauterivien devrait s'élargir puisque le pli est entamé plus profondément par la vallée. Il est vrai que les faits que nous observons pourraient s'expliquer par un amincissement en profondeur du pli, mais cette explication est inadmissible, car on peut suivre les flancs de l'anticlinal jusque dans le ravin, où, près du Moulin Jacob, les deux Urgoniens sont très voisins l'un de l'autre ; c'est-à-dire que dans la partie la plus profonde que nous pouvons observer, le pli, dans la partie crétacée du moins, est presque entièrement fermé (coupe 4).

Dans cette descente, les deux barres urgoniennes s'amincissent beaucoup. L'Urgonien normal, c'est-à-dire celui de l'Est, s'écrase beaucoup près de Mont-Derrière, il forme une sorte de gros bloc isolé dont on retrouve la prolongation dans une petite barre rocheuse et gazonnée qui se dirige vers le Moulin Jacob.

Ainsi cet abaissement considérable d'axe détermine un écrasement de l'ensemble des roches peu malléables. C'est, dans un plan transversal au pli, un phénomène d'écrasement semblable à celui qui se passe si normalement dans les écrasements de flancs médians. On a l'impression d'un pli dont l'axe avait une altitude déterminée et qui de part et d'autre d'un plan transversal, s'est élevé en étirant les deux flancs sur l'emplacement resté fixe. Ce ne serait donc pas un affaissement transversal ; il semble bien que ce sont au contraire deux masses qui se sont élevées comme les ventres de deux vagues placées bout à bout.

De l'autre côté du torrent de Bellecombe, vers le Sud, le pli présente dans son flanc occidental une série d'écrasements, tandis que le flanc E. est complet, avec son Urgonien d'épaisseur normale. Dans les pentes qui dominent le ravin, en suivant la lisière d'une forêt de sapins, on trouve ce flanc occidental réduit, dans l'Urgonien, à l'état d'un gros rocher. Il est sans doute accompagné par le Sénonien, dont on voit de nombreux débris ; à quelques mètres en dessous, on constate la Mollasse grise en aval d'un point où la terre végétale très rouge dénonce la présence de la Mollasse rouge aquitanienne. Le flanc renversé est donc très réduit, c'est la continuation du phénomène de pli-faille qui caractérise le pli dans sa prolongation nord.

Si nous continuons à marcher vers le Sud, nous constatons que l'Urgonien a totalement disparu. On voit la Mollasse tongrienne dans le voisinage immédiat de l'Hauterivien. Les nombreux arbrisseaux empêchent de voir le contact, mais on ne peut avoir de doute sur l'écrasement total de l'Urgonien, car le moindre fragment s'accuse toujours par la brusquerie de mouvement qu'il occasionne dans le relief du sol (coupe 5).

Ce n'est que sur la rive droite du torrent de Noiray que j'ai retrouvé l'Urgonien, sous la forme d'un calcaire spathique à encrines. Il est là, dans un dévalloir à bois, plongeant de 75 degrés vers l'Est, et réduit à une dizaine de mètres. Au-dessus de lui apparaissent les calcaires argileux de l'Hauterivien, particulièrement froissés.

Sur la rive gauche du même torrent cet Urgonien est plus épais, bien que déjà considérablement réduit; il plonge de 55° vers l'Ouest.

En continuant à marcher vers le Sud, nous pouvons étudier une coupe intéressante le long d'un sentier qui de la Frenière monte du côté du Mont Chabert (coupe 10).

Nous constatons de haut en bas :

- 1° Calcaires blancs spathiques, Urgonien supérieur;
- 2° Calcaire jaune, en bancs de 5 à 15 cm. de puissance, alternant avec des couches marneuses; bryozoaires, débris d'échinides. 2 m.;
- 3° Sables fossilifères du Gault, contenant des débris de calcaire urgonien 0 m. 50;
- 4° Sables non fossilifères, Gault 15 m.;
- 5° Grès blancs avec rognon de calcaires, bancs siliceux avec silex à la partie supérieure, Gault 3 m.;
- 6° Calcaire compact avec silex à la partie supérieure, Sénonien . 15 m.;
- 7° Sables du Gault, sans fossile 3 m. 5;
- 8° Calcaire sénonien;
- 9° Glaciaire.

La couche n° 6 forme donc un petit synclinal. Ce petit accident a son importance. Nous verrons dans le chapitre suivant que le pli anticlinal de Margeriaz disparaît sur la rive droite du Chéran après avoir diminué petit à petit d'importance. A en juger par la carte et malgré les deux kilomètres de terrains d'Alluvion et Glaciaire qui voilent le sous-sol, il est des plus probable que le petit pli, dont nous venons de constater l'existence, est l'extrémité du pli du Margeriaz qui vient ainsi s'accoler au pli de la Motte et vraisemblablement disparaît totalement, à partir de ce point, dans la direction du Nord.

De la Frenière, la barre urgonienne orientale du pli que nous étudions se poursuit sans discontinuité jusqu'au Chéran où elle détermine un rétrécissement du lit de ce torrent.

Dans le prochain chapitre, nous pourrions suivre ce pli vers le Sud.

§ 2. — Le Synclinal d'Entrevernes.

J'ai étudié ce pli synclinal, comme tous ceux qui contiennent du Tertiaire, avec mon ami et collègue M. Douxami. Celui-ci, dans sa remarquable thèse présentée à la faculté des sciences de Lyon (28), a déjà donné une description détaillée des plis tertiaires des Bauges. Pour donner à cette présente note la valeur qu'elle doit avoir, c'est-à-dire celle d'une source de documents que l'on pourra lire avec intérêt sur le terrain, je me vois dans l'obligation de répéter un peu le travail que j'ai effectué avec mon compagnon de courses et que celui-ci a en grande partie publié. Cependant, comme nos deux travaux n'étaient pas faits directement dans le même but, ces lignes compléteront celles de mon collègue.

Lorsque de Duingt on monte en suivant la route d'Entrevernes, on remarque que le pli synclinal que nous étudions est entièrement formé par l'Urgonien très régulièrement plissé. Sur l'axe du pli il est horizontal. A la Maladière, sur la rive droite du torrent, on rencontre déjà un affleurement de Gault plongeant à l'Ouest. Un peu plus haut, vers le hameau des Maisons, on abandonne l'Urgonien, qui n'occupe plus le fond du synclinal jusqu'au Châtelard.

Sur la route, aux Maisons, on peut observer la série suivante, en se dirigeant du Nord vers le Sud :

- 1° Sables du Gault.
- 2° Grès siliceux du Gault.
- 3° Brèche de dislocation occasionnée par un petit accident local. Elle est formée d'un mélange de Gault et d'Urgonien. 3 m 50
- 4° Calcaires blancs, Urgonien supérieur. 3 m
- 5° Sables du Gault 6 m
- 6° Banc quartzeux, glauconieux, calcaire à la base avec de petites huitres. Nummulitique. 4 m
- 7° Grès micacé, grès en dalles à la base avec empreintes de bivalves. Niveau saumâtre du Nummulitique. 2 m
- 8° Quartzite à grains de glauconie.

En continuant à remonter la route, on trouve des grès glauconieux et des calcaires gris foncés qui affleurent jusqu'aux maisons d'Entrevernes; enfin, à la sortie d'Entrevernes, on rencontre des schistes calcaires gris à écailles de poissons. Ces quartzites, les grès glauconieux et les calcaires gris sont une forme particulière, très locale, du niveau à *Nummulites striata*. Dans le flanc Est, au-dessous d'Entrevernes, on voit sur le Gault des calcaires gris un peu bréchiformes, surmontés d'une couche analogue au n° 7, et correspondant au niveau saumâtre. Le tout est recouvert par des quartzites, simulant le Gault, et qui là prennent aussi nettement la position que devrait avoir le niveau à Petites Nummulites.

En suivant pas à pas cette couche n° 7 vers le Sud, on la voit devenir de plus en plus calcaire, fétide, s'appuyant toujours sur le Gault. On arrive ainsi à une ancienne exploitation de lignite située sur la rive droite du ruisseau qui descend vers la Thuile. Les couches, en chemin, se sont relevées de plus en plus (coupe 2), et au Nord du monticule coté 1173 m., elles plongent de 70 à 80 degrés à l'Est, au-dessus d'une ancienne exploitation de charbon. Elles sont donc renversées¹. Cet accident amène sur ce côté nord de la colline une réduction considérable des Schistes à écailles de poissons, qui n'ont plus alors que quelques mètres d'épaisseur, ce que l'on peut très bien constater quand, de cette ancienne mine, on se dirige par un petit sentier vers le grand coude de la route, où l'on peut voir la fausse-mollasse tongrienne.

Le flanc sud du monticule est particulièrement intéressant.

Le long du torrent qui descend vers Saury, on peut étudier une très belle coupe du Nummulitique saumâtre (28, p. 43). Ces couches s'écrasent totale-

¹ Observé déjà par M. Hollande (15, p. 34).

ment dans la partie supérieure du monticule à cause d'un étirement général dû au renversement de l'Urgonien. Il est intéressant de constater un lambeau de Sénonien et un autre du niveau à Grandes Nummulites conservés dans le monticule, alors que le long du torrent ces couches n'existent pas, à cause de la transgression du niveau saumâtre, qui repose directement sur le Gault.

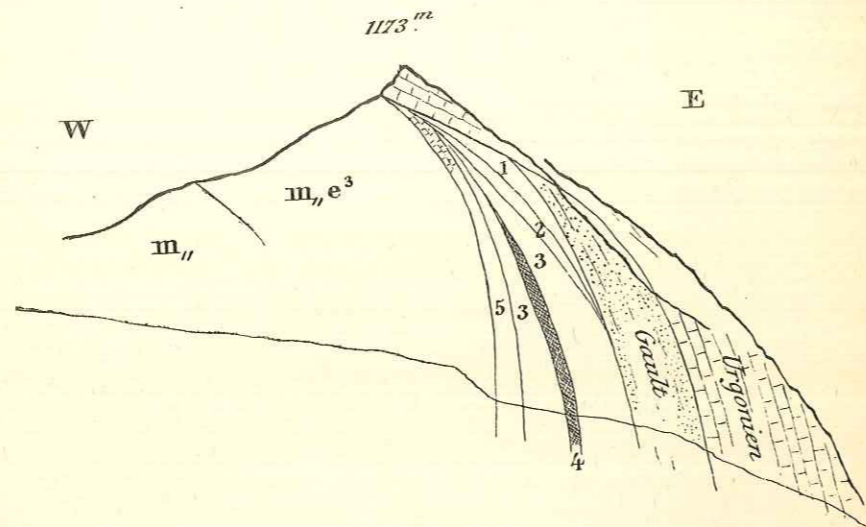


Fig. 2. — Coupe dans le flanc Sud du monticule. 1173 m.
1 Sénonien. — 2 Couches à Grosses Nummulites. — 3 Bancs de marnes saumâtres. — 4 Couche de lignite. — 5 Calcaire fétide. — m, e^3 Schistes à écailles de poissons. — m, II Grès tendres tongriens.

A partir de la mine d'Entrevernes vers le Sud, l'Urgonien est vertical et les nombreux éboulis qui sont au pied de la paroi ne laissent que de place en place voir des affleurements.

Le flanc occidental du synclinal est plus simple.

Au-dessus et au Nord d'Entrevernes, on voit affleurer les couches bréchiformes du Nummulitique à *N. aturica* remarquablement conservées. On peut suivre cet affleurement vers le Sud ; nous l'avons poursuivi, avec M. Douxami, jusqu'au delà du col du Golot. Il se perd plusieurs fois sous l'éboulis.

Au centre du synclinal, les couches de mollasse micacée se poursuivent sans interruption jusqu'au col du Golot où la série du Nummulitique est remarquablement complète (28, Fig. 7).

L'Urgonien du flanc occidental plonge régulièrement vers le synclinal en formant des pentes très escarpées. Le niveau à Orbitolines est partout très visible sur les flancs de ces escarpements rocheux.

A partir du col du Golot, le synclinal est occupé par le Glaciaire. Le pli s'élargit considérablement dans le torrent de Bellecombe ; le fait est dû à une

cause que nous connaissons déjà et qui est l'abaissement si rapide de l'axe de l'anticlinal de la Motte.

L'Urgonien s'est de plus en plus couché.

Au Sud, le synclinal se resserre, tout en restant occupé par le Glaciaire, et ce n'est qu'au col de Plané que l'on retrouve complète la série des terrains. Elle n'est bien visible que dans le flanc occidental où l'on peut étudier, sous le Sénonien étiré et froissé, la coupe représentée par la fig. 3.

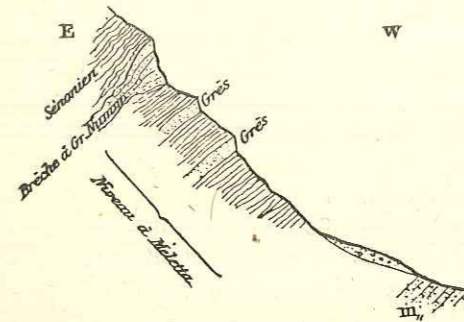


Fig. 3. — Coupe à l'Est des Granges du Plané.

Dans cette coupe, on voit manifestement que les Schistes calcaires à écailles peuvent remplacer latéralement les couches saumâtres et le niveau des Petites Nummulites.

A partir du Plané, le flanc oriental du synclinal se redresse ; il est vertical dans le Mont Julioz ; à Garin le pli est redevenu droit et cette allure subsiste jusqu'au Chéran.

A Garin, la série des couches contenues dans le synclinal sort du Glaciaire. On voit au centre les mollasses micacées tongriennes reposer sur les schistes calcaires gris, supportés par un calcaire tantôt gréseux avec nombreux fossiles, tantôt marneux avec traces d'algues, en particulier sous cette forme à la cascade du torrent, un peu en aval.

Ces couches sont à leur tour supportées par un banc marneux peu épais, correspondant au niveau saumâtre, reposant sur un conglomérat aux cailloux peu anguleux, à la base duquel on trouve en abondance *Nummulites aturica* et quelques *N. perforata*. Le tout est supporté par le Sénonien, poudingiforme à la base (ciment de sable glauconieux), le Gault sans fossiles et les trois niveaux de l'Urgonien. La couche à Orbitolines se voit au point où le chemin de Garin aboutit à la grande route de la vallée.

La bourgade de Châtelard est sur un mamelon urgonien dominant la vallée et à la base duquel on trouve l'Hauterivien fossilifère, en particulier près du pont sur le Chéran.

Nous suivrons plus tard ce synclinal dans le Colombier, mais je tiens à faire remarquer ici que son axe, comme tous les plis que nous étudions, s'abaisse considérablement au voisinage du Chéran.

§ 3. — L'anticlinal de Bornette.

Sur les bords du Lac d'Annecy, l'anticlinal du col de Bornette est entièrement voilé par les Alluvions et le Glaciaire. Celui-ci, avec de nombreux blocs des hautes Alpes, s'étend au pied de la montagne, tandis qu'une terrasse peu élevée au-dessus du lac occupe le partie comprise entre Bredannaz et le Port de Doussard¹.

Dans le bas du vallon de Bornette, on touche les marnes valanginiennes dans un talus de la route de la Thuile, et un peu plus haut, sur le chemin de la mine d'Entrevernes, on constate des calcaires néocomiens, roux, un peu oolithiques séparés par des couches marno-calcaires grises comme celles qui caractérisent habituellement l'Hauterivien.

Un énorme cône de déjection d'origine ancienne, probablement interglaciaire, est particulièrement remarquable sur la rive droite du vallon. Il m'a paru recouvert, près de Montgellaz, par de la moraine à cailloux cristallins. Ce Glaciaire mélangé d'éboulis remonte très haut dans la vallée. Lorsque l'on atteint les couches en place, on constate que le Valanginien occupe le fond de la dépression et se continue jusqu'au col, qu'il franchit, et se développe de plus en plus du côté de Doucy. Là, le Glaciaire envahit encore la vallée, et sous Doucy on voit apparaître de grands escarpements jurassiques que nous étudierons plus loin, dans le chapitre V.

¹ A la Porte, les maisons sont bâties sur le bord d'un plateau qu'on pourrait considérer comme une terrasse bien qu'elle soit un peu évidée en arrière, et le monticule arrondi qu'on voit entre les maisons et le lac serait le reste d'une terrasse plus basse dont je n'ai pu constater l'origine que près de Bredannaz, où l'on exploite des cailloutis. Ainsi le lac d'Annecy posséderait sur ses bords une terrasse peu élevée. Il serait utile cependant de faire de nouvelles recherches relatives à ces terrasses environnant le lac d'Annecy. Maillard en a vu trois (16, p. 5) que M. Delebecque n'a pu retrouver (*Lacs Français*, p. 360). Les pentes qui dominant la Porte sont formées par des rides parallèles au lac; on dirait des moraines latérales, la carte topographique n'en porte pas trace.

CHAPITRE III

LE PLI DU MARGERIAZ, LE SYNCLINAL DES AILLONS, LES PLIS DU COLOMBIER ET LEUR PROLONGATION VERS LE SUD.

Coupes 11, 12, 13, 14 et 15.

Les plis que nous allons étudier sont la prolongation vers le Sud de ceux que je viens de décrire.

Nous diviserons ce chapitre en 4 paragraphes :

1° Le synclinal des Déserts, qui est la prolongation de celui de Leschaux.

2° L'anticlinal couché du Margeriaz, que nous avons vu naître à la Frenière, et que nous poursuivons jusqu'à Châle, dans la dépression de Montmélian-Chambéry.

3° Le synclinal des Aillons, qui ne se prolonge pas vers le Nord, mais qui se reconnaît aisément vers le Sud jusqu'à Montmélian, dans les parois jurassiques qui regardent l'Isère.

4° Les plis du Colombier de Châtelard, formés par la réunion de l'anticlinal de la Motte et du synclinal d'Entrevernes, et qui viennent s'arrêter près d'Aillon-le-Jeune.

§ 1. — Le synclinal des Déserts.

Le synclinal de Leschaux, si largement ouvert, se rétrécit sur la rive gauche du Chéran, à cause de l'apparition de l'anticlinal du Margeriaz et grâce au fait que ce dernier pli se couche sur le synclinal.

Les contours des terrains sont dus ici entièrement à mon collègue, M. Douxami,

Le torrent de Saint-François-de-Sales s'étend dans ce synclinal en s'écoulant presque toujours sur les couches inclinées régulièrement vers l'Est. La vallée est donc monoclinale. Elle est presque entièrement envahie par le Glaciaire et les affleurements ne sont visibles que dans le lit du torrent ou sous les escarpements de l'arête du Margeriaz. Le centre du pli est occupé par la Mollasse aquitanienne, reposant sur le Tongrien formé par les grès micacés et les Schistes à écailles de poissons.

En dehors de la feuille d'Albertville, ce pli s'élargit rapidement au Sud du col de Planpalais, s'étale tout en se subdivisant en plis secondaires, et forme le fameux plateau des Déserts, dont les terrains tertiaires ont donné lieu à de multiples controverses. Décrite par deux fois dans le *Bulletin*¹, dernièrement par MM. Révil et Douxami², cette région, bien que se rattachant à celle de la présente étude, ne peut faire l'objet d'une nouvelle description.

Dans les pentes inférieures à l'escarpement urgonien qui soutient les terrains tertiaires des Déserts, on trouve, en descendant sur Chambéry, toute la série des terrains jusqu'au Jurassique, série régulièrement plissée suivant l'allure d'un synclinal à grande courbure.

§ 2. — L'anticlinal du Margeriaz.

Ce pli anticlinal commence à jouer son rôle topographique dès la rive gauche du Chéran, où il se termine par un escarpement urgonien. Celui-ci s'élève rapidement pour former une grande surface inclinée. On voit que le pli subit un abaissement d'axe considérable vers la vallée et que de l'autre côté du Chéran il réapparaît très faible, sous la forme du petit anticlinal de Gault de la Frenière. La comparaison des coupes 10, 11, 12 et 13 montre nettement cette variation en altitude de l'axe du pli.

Toute la surface de la montagne est occupée par l'Urgonien; je n'ai pu trouver un affleurement d'un autre terrain. Quelques fissures sillonnent cette grande épaisseur de calcaires; quelques-unes contiennent des glaciers naturelles.

L'anticlinal du Margeriaz, comme l'ont indiqué déjà mes prédécesseurs (22, 28), est un pli-faille. Les pentes qui dominent le Noyer ne présentent pas d'affleurements urgoniens jusque près de Chavonnes, du moins d'après les levés géologiques de M. Douxami, qui a eu l'obligeance de faire seul la carte du synclinal des Déserts. Mais cet Urgonien renversé se lamine en profondeur, et, sous ce rapport, la coupe naturelle du flanc méridional du mont du Margeriaz est bien instructive.

Le dernier lambeau d'Urgonien se voit au-dessus des Mermets (feuille de Chambéry), à droite d'un éboulis considérable. C'est un lambeau écrasé du flanc médian, formé d'Urgonien supérieur présentant de superbes surfaces de faille, aussi bien sur les côtés qu'à la partie supérieure. Il est recouvert par l'Hauterivien, très froissé, puis par quelques mètres de couches plus ferrugineuses, peut-être valanginiennes, et enfin, plus haut, par des bancs qui pourraient être Berriasiens, dominés à leur tour par une paroi de Valanginien.

Plus en arrière, l'Urgonien n'existe plus, c'est même le Valanginien qui vient

¹ D. Ch. Hollande. Étude stratigraphique des terrains tertiaires oligocènes de la vallée des Déserts, près Chambéry (*Bull. Carte géol. de Fr.*, T. VI., Bull. 41, 1894-1895).

² Douxami et Révil. Note sur les terrains tertiaires du plateau des Déserts, près Chambéry (*Id.*, Bull. 65, 1898-1899).

recouvrir directement les Schistes gris à écailles de poissons du Nummulitique; le chemin qui mène de Sauget aux Chavonnes est sur ces dernières couches à la bifurcation d'avec celui qui conduit à la Fougère, tandis qu'à quelques mètres un peu plus haut, dans le lit d'un torrent, on constate la présence de Schistes marneux valanginiens.

Le flanc normal du synclinal du Désert apparaît sous Sauget. La charnière du pli n'est pas visible, car le Glaciaire et les éboulis occupent les pentes. On peut évaluer à environ 1 kilomètre le renversement du Margeriaz dans sa partie méridionale. (coupe 13.)

La figure 4 aidera à comprendre la carte.

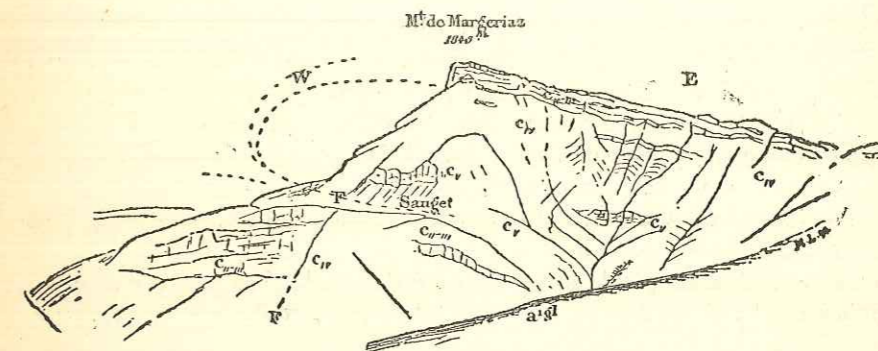


Fig. 4. — Le mont Margeriaz vu du chemin de Puigros.
c_v Valanginien. — c_{iv} Hauterivien. — c_{ii-iii} Urgonien. — a'gl Glaciaire.

Prolongation vers le Sud du pli du Margeriaz. — Le pli couché du Margeriaz se termine, en tant qu'il effecte les terrains crétacés, dans les pentes tournées vers l'Ouest et qui dominent Thormairoz et Thoiry; mais sous cette voûte, où affleurent les Néocomiens, on voit des plis jurassiques sortir du Glaciaire; j'ai poursuivi leurs affleurements jusqu'aux pentes qui dominent Chignin (feuille de Chambéry), et dont M. Vivien¹ a donné récemment une étude, où il conteste avec raison les descriptions de M. Hollande (15 fig. 22 et 23), étude que je suis à même de compléter.

On peut compter trois plis anticlinaux (coupes 14, 15 et 16); ainsi le pli unique, crétacique, du Margeriaz, paraît comprendre, dans les parties profondes, trois plis jurassiques.

Le pli le plus occidental (1) est celui de Curienne. On le voit sortir sous la forme d'une voûte dans le torrent de la Lesse, et monter du côté de Curienne, tout en se déversant à l'Est. C'est le seul pli des Bauges présentant ce déversement anormal. Ce pli formé de Titonique et de Kiméridgien, comme ont pu le démontrer MM. Révil et Vivien, et non de Séquanien, est couché sur le Berria-

¹ Vivien. Excursion au Mont-Saint-Michel (*Bull. soc. d'hist. nat. de Savoie*, 1895, p. 32). La « faille » du Margeriaz ne se prolonge nullement jusqu'au vallon de la Boisserette, comme le voudrait M. Hollande (15, p. 32). Le pli-faille n'existe pas dans les plis jurassiques.

sien. Il descend très rapidement dans la dépression de Chambéry, au Sud de Barby, mais subit une brusque inflexion : de E.-W., le pli fuit vers le Sud, ce qui l'amène dans les environs de Saint-Jeoire. Ce pli présente donc à la fois des inflexions rapides en plan comme en hauteur. A l'Est du synclinal berriaisien, nous voyons apparaître le deuxième anticlinal (coupe 13, II), formant la colline du Mont-Saint-Michel. Il est accompagné d'un petit pli accessoire qui naît sous Belvarde, en formant ainsi un petit synclinal qui présente une section très schématique au bas du vallon de la Boisserette (Vivien, pl. I). L'anticlinal du Mont-Saint-Michel est rompu jusqu'au Rauracien, dans le vallon de la Boisserette. Il subit aussi une inflexion vers le Sud, mais moins accusée que le pli précédent.

Enfin un troisième pli succède au précédent à l'Est. En effet, de la route du Vernet à la Thuile, on voit, non loin de ce premier hameau, un coin synclinal de Kiméridgien apparaître sur le versant droit du vallon. Ce coin (coupe 15) se continue vers le Sud en formant (coupe 16) un escarpement dans les pentes qui, de Montgellaz, s'élèvent vers le signal de ce nom. Là, les pentes supérieures séquanienues sont donc comprises entre 2 barres kiméridgiennes; elles forment ainsi un anticlinal (III) déversé normalement, qui s'infléchit aussi vers le Sud et même vers le S.-S.-E.

Ainsi l'anticlinal simple de Margeriaz est fort compliqué en profondeur. Il est remplacé par trois anticlinaux, comme le pli du Semnoz-Revard, au-dessus de Chambéry.

§ 3. — Le synclinal des Aillons et sa prolongation vers le Sud

J'ai étudié ce pli en compagnie de M. Douxami, lequel en a donné déjà une description (28, p. 49), que la suivante pourra compléter.

La vallée des Aillons est formée par un grand synclinal dans lequel viennent se fondre les plis de la montagne du Colombier. Un examen des coupes 11, 12, 13 et 14, montre bien la disparition de l'anticlinal de la Motte.

Etudions tout d'abord le tronçon du pli entre le Chéran et Aillon-le-Jeune,

Lorsque l'on suit la route de Lescheraines à Aillon-le-Jeune, on traverse l'Urgonien du mont de Margeriaz, puis on suit un dépôt morainique au pied duquel s'étend la terrasse de Villaret Rouge; on longe l'Urgonien, puis on arrive à un premier affleurement de sables siliceux blancs ou rouges, que contournent des couches de grès siliceux à *Pecten*. Dans le bas du torrent, en aval du Pissieux, ces mêmes grès reposent directement sur les calcaires urgoniens, et contiennent les petites Nummulites.

La route rentre dans l'Urgonien à peu près au-dessus d'une superbe source vaclusienne, dont le débit peut être formidable. A partir de ce point, la route ne quitte plus l'Urgonien jusqu'à Aillon-le-Jeune.

La route du flanc droit de la vallée n'est guère plus intéressante.

D'Attilly, où l'on quitte le terrain fluvio-glaciaire, on rencontre, avant la

Lavanche, la mollasse presque horizontale. Plus haut, dans les champs, affleurent les calcaires argileux blancs du Sénonien; quelques blocs de Gault montrent que celui-ci doit exister au pied d'une petite paroi d'Urgonien que l'on voit dans la forêt. Le synclinal est ici très couché (coupe 12).

Sur la route même, cette série de terrains disparaît sous l'éboulement; dans le paragraphe suivant nous décrirons sa réapparition sur Chainay-Dessous. L'Urgonien en place est cependant visible dans le torrent que l'on rencontre ensuite, mais il est accompagné par une masse glissée d'Hauterivien, que l'on aurait tendance à considérer comme un affleurement, car les couches, très froissées il est vrai, très disloquées, peuvent être suivies sur une trentaine de mètres, plongeant suivant la direction normale de la région, c'est-à-dire vers l'Est. Mais sur l'autre versant (gauche) du torrent, on trouve la mollasse bien en place; le lambeau d'Hauterivien ne peut donc être dû qu'à un éboulement considérable.

La route coupe encore la mollasse aquitanienne près d'Aillon-le-Vieux (coupe 12) et rentre dans le Glaciaire un peu plus loin, qu'elle n'abandonne plus jusqu'à Aillon-le-Jeune.

Le cours du torrent n'est guère plus intéressant à suivre. En aval des Martinets inférieurs, il côtoie l'Urgonien, supportant sur la rive droite les couches de grès micacés tongriens; aux Moulins du Blanchin, le cours entre momentanément dans l'Urgonien en formant une chute. Enfin, aux Martinets supérieurs, on voit, sur l'Urgonien, des couches de grès siliceux avec Petites Nummulites, supportant sur la rive droite un escarpement de Schistes à écailles de poissons couronné par les mollasses micacées tongriennes.

A partir d'Aillon-le-Jeune vers le Sud, le synclinal présente un intérêt plus grand par l'apparition des couches à Grandes Nummulites. Déjà au-dessus de Montpellaz on peut voir, sortant des champs, un petit escarpement de calcaire bréchiforme plongeant de 20° E., et que nous avons, M. Douxami et moi, assimilé aux dites couches, sans y avoir cependant trouvé de fossiles. Mais au-dessus des Fressettes, on peut suivre, le long du pied des pentes de la Buffa, ces mêmes couches, plus bréchiformes, il est vrai, contenant par places en abondance *Nummulites aturica*. Elles supportent un épais développement de Sénonien; le Gault est absent.

Sous les couches à Nummulites on trouve directement les Schistes à écailles reposant sur la mollasse micacée à Nucules qui, très développée, occupe le centre du pli; sur le versant ouest, on voit, sur la route, le flanc normal du pli avec les Schistes à écailles de poissons, des calcaires avec Petites Nummulites, le Sénonien et l'Urgonien. Le synclinal est peu couché sur l'axe. Les couches du noyau plongent de 70° à l'Est (coupe 14), tandis que les Schistes à écailles plongent de 30 à 40° et que le Crétacé est encore plus couché.

Le synclinal conserve nettement cette allure au-delà du col des Prés où, comme on peut en juger par la coupe 15, la série des couches est encore plus complète; le Gault y prend un beau développement; les couches à Grosses Nummulites y sont sous la forme d'une brèche à silex dans la Combe-Noire,

sous le sommet 1.608 m. Le synclinal se relève à partir de ce point, mais la série crétacique supérieur et nummulitique n'existe plus ; au-delà de la paroi urgonienne s'étend la dépression de la Thuile, occupée par le Berriasien et d'épais dépôts glaciaires.

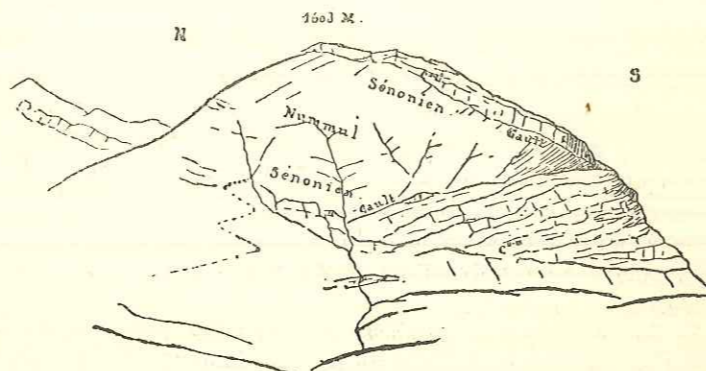


Fig. 5. — La Combe-Noire vue des environs de Puigros.
c_{II-III} Urgonien:

Cette dépression de la Thuile est limitée, à l'Ouest, au Sud et à l'Est, par des pentes qui se terminent brusquement par des parois dominant les vallées de Chambéry et de l'Isère. Cette topographie est le résultat de la disposition synclinale : les couches plongent en effet vers l'axe du pli. Ainsi, dans la colline

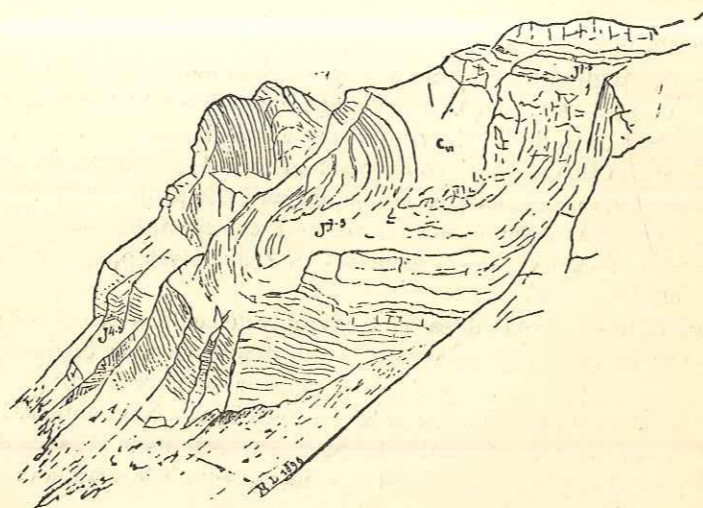


Fig. 6. — La Savoyarde vue des environs de Francin.
c_{VI} Berriasien ? — J⁷⁻³ Titonique et Kimmeridgien. — J⁷⁻⁵ Séquanien.

848 m., à l'Ouest de Puigros, on voit les calcaires titoniques (coupe 15), qui sont verticaux, s'incliner et plonger à l'Est ; vers les rochers du Guet ils plon-

gent au Nord, et dans le mamelon, 1.035 m., près de la Thuile, ils plongent à l'Ouest, pour être, il est vrai, presque verticaux à l'endroit où ils s'enfoncent sous le Berriasien. Celui-ci occupe, comme nous l'avons dit, tous les bas (coupe 16) avec le Glaciaire dont j'ai déjà donné la description (V. p. 21).

Cette structure, très simple en grand, se complique par quelques replis dans le détail. C'est ainsi que dans les rochers de Montgellaz, le Titonique vertical est remplacé vers le point 1435 par des couches qui plongent de 20° au N.-W. Il y a là une petite faille qui fait arriver le Berriasien jusque sur l'arête. De la plaine, cette petite faille semble plutôt une inflexion brusque des couches. D'autre part, les grands escarpements qui dominent la voie ferrée laissent voir des replis déjà figurés par de Saussure. On peut voir un petit synclinal contenant probablement du Berriasien ; le flanc normal représente un rocher célèbre dans la région, la Tête de la Savoyarde, formée par le Kiméridgien et recouverte par son chapeau de Titonique. La figure 6 représente ce plissement. En outre, sous le rocher du Guet, le Séquanien présente des plissements peu importants.

Les rochers du Guet appartiennent à un anticlinal qui présente une certaine importance. En observant la pente, sous le sommet, on voit un témoin de calcaire Kiméridgien nous indiquant une retombée assez rapide d'un flanc anticlinal. Ce témoin, qui est lui-même un coin synclinal, donne l'explication du Rocher de Montmélian, qui est un reste du flanc oriental de l'anticlinal (coupe 16). Ce rocher est en effet formé de couches séquaniennes, que l'on exploite en carrières, recouvertes par du Kiméridgien.

Ce pli anticlinal se ferme au-dessus du Cruet. On peut en effet suivre la descente du Titonique jusqu'à la Chapelle, après l'avoir vu, aux Beaux, se perdre sous le Berriasien du col de Marocaz.

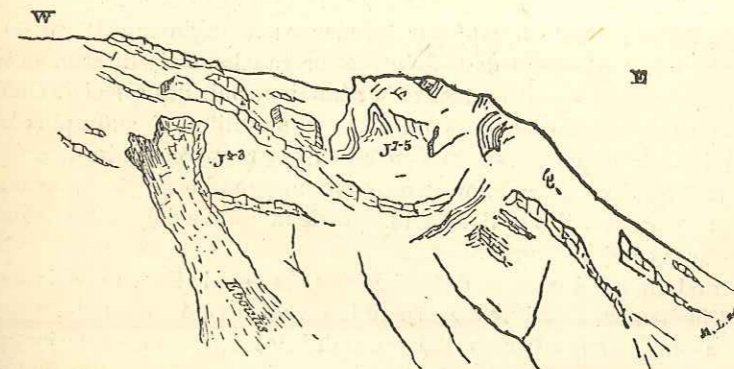


Fig. 7. — Descente du Jurassique supérieur au-dessus d'Arbin; flanc E. de l'anticlinal de Monmélian. — Croquis pris des environs de Montmélian.

Cet anticlinal érodé ainsi sur les flancs de la vallée de l'Isère, parallèlement à son axe, se prolonge vers le Nord. Invisible sous le col de Lindar, où les couches présentent une structure monoclinale, c'est lui qui pénètre élargi sous le

massif du Colombier, et dont la prolongation doit ainsi être recherchée dans l'anticlinal de la Motte. Il ne se continue donc point vers la Thuile (Haute-Savoie), comme M. Hollande l'a indiqué (23 p. 122).

§ 4. — Les plis du Colombier du Châtelard

La Dent de Rossane et le Colombier du Châtelard sont formés par la terminaison de l'anticlinal de la Motte et du synclinal du Châtelard, si individualisés sur la rive droite du Chéran et qui ici vont, en s'élevant rapidement, se confondre peu à peu. Ils ne forment alors plus des plis de la puissance de ceux que nous avons vus, mais, en fait, des replis du flanc d'un anticlinal plus considérable, celui de Montmélian et du col de Bornette, confondus par la disparition momentanée du synclinal intermédiaire que l'on retrouve au col de Marocaz. En considérant les coupes 11, 12, 13 et 14 on se rangera à cette manière de voir.

Étudions maintenant le détail de ces plissements.

L'anticlinal de la Motte plonge vers le Chéran et se relève sur l'autre rive; l'Urgonien du flanc occidental de ce pli réapparaît sous le Glaciaire à la jonction des routes de Montlardier et d'Aillon. De là, on peut le suivre jusqu'au torrent de Lavanche; il s'amincit de plus en plus. Ce torrent impraticable ne permet pas l'étude de la coupe; mais plus au Sud, au-dessus des Combes, on peut, dans deux torrents, relever deux coupes intéressantes qui nous montrent l'écrasement du pli, il y a pli-faille (coupe 11).

En effet, le thalweg du torrent de droite nous montre les calcaires marneux hauteriviens, très froissés, occupant le flanc droit; un espace sans affleurement, au-dessous, est sans doute occupé par les marnes valanginiennes dont on peut voir un beau développement dans le torrent de gauche. Mais directement sous cet espace sans affleurement on trouve le Sénonien, puis des calcaires compacts gris, qui représentent les couches à Petites Nummulites, et enfin plus bas les Schistes à écailles de poissons et la Mollasse (grès grossiers, tendres, rosés).

L'Urgonien est donc absent; on le retrouve un peu plus au Nord, sur un petit sentier. En cet endroit il n'a, il est vrai, que deux mètres d'épaisseur et est en continuité avec celui de Montlardier.

L'anticlinal pli-faillé se retrécit de plus en plus vers le Sud, mais on ne peut que très difficilement le suivre à cause de la rareté des affleurements.

Au-dessus de Chai nay-Dessus, j'ai rencontré des couches de calcaire spathique s'enfonçant à l'Est. C'est de l'Hauterivien supérieur ou peut-être de l'Urgonien inférieur. Cet affleurement est placé au Nord d'un très gros bloc bien visible d'Urgonien éboulé.

Sur les Granges-Neuves, on voit sortir du sol des calcaires blancs en couches verticales. Ils affleurent dans des buissons et sont difficiles à trouver; c'est l'Urgonien supérieur.

Enfin, dans une sorte de sillon qui naît au Sud d'Aillon-le-Vieux, et qui remonte la montagne en suivant la ligne de plus grande pente, j'ai trouvé des calcaires et schistes, plongeant de 30° E., qui m'ont rappelé l'Hauterivien.

Ainsi l'anticlinal s'efface dans les pentes qui dominent Aillon. Plus loin, on ne rencontre plus que le Sénonien.

Si nous retournons en arrière, c'est-à-dire vers le Nord, nous constatons au pied de la Dent de Rossane une grande pente boisée parsemée de pâturages où passe l'anticlinal de la Motte. Comparé à la bande que nous venons de suivre, il paraît très large. En effet, nous trouvons au centre un grand affleurement de marnes valanginiennes, que nous n'avons pas vu sur la rive droite du Chéran. En conséquence, l'axe du pli s'est brusquement relevé, et ce fait nous explique la raison de l'altitude relativement importante du massif du Colombier.

Cet élargissement du pli est très facile à comprendre; il est dû à un petit synclinal secondaire (signalé par M. Hollande, 21, p. 8) qui court sur les flancs de la Dent de Rossane et du Colombier. On le voit déjà naître sur la coupe 11 par une simple inflexion du flanc de l'Urgonien. Ce synclinal s'accroît vers le Sud, le Sénonien en occupe le centre, cesse et reprend pour aller se confondre avec le Sénonien qui s'étend plus loin, sur les flancs de la montagne. La terminaison si rapide de la masse urgonienne qui soutient, à l'Ouest, le Sénonien de ce petit synclinal est assez singulière, mais il ne faut pas oublier que nous rattrapons en ce point la ligne du pli-faille et en conséquence l'Urgonien coupé très obliquement peut disparaître avec grande rapidité. Dans la coupe 13, j'ai supposé en profondeur la continuation du petit synclinal. Cela coïnciderait très bien avec l'abaissement d'axe manifesté par l'Urgonien au passage de la Cluse d'Aillon-le-Jeune.

Le pli le plus important du Colombier est le synclinal qui en forme le haut et qui est immédiatement la continuation de celui du Châtelard-Entrevernes.

En effet, l'Urgonien du Châtelard peut se suivre sans discontinuité dans la forêt au pied nord de Rossane, où il forme une bande rocheuse composée d'Urgonien et de Rhodanien. On ne peut guère citer un exemple plus remarquable et plus facile à comprendre de la montée d'un axe de pli, car la traînée rocheuse coïncide avec l'axe urgonien lui-même. De l'altitude d'environ 800 m. l'axe s'élève rapidement à 1.800 mètres.

À la Dent de Rossane, le synclinal s'élargit. On voit le ruban urgonien se diviser en deux, former un vallon boisé, dans lequel prennent place le Gault et le Sénonien. Le premier de ces terrains est composé de sables extrêmement puissants, le deuxième présente à la base cette sorte de brèche dont le ciment a été fait aux dépens du premier¹. Ce synclinal de Crétacique moyen et supérieur,

¹ M. Douxami, (28, p. 25) a considéré des sables rouges que l'on trouve près du châtet du Lac comme appartenant à de l'éocène inférieure; pour moi, c'est du Gault sans aucun doute. Il en occupe la place et se lie avec les sables verts. J'ai pour moi l'avantage de l'argument stratigraphique. Je conteste du reste aussi l'âge de ces sables et que l'on connaît près d'Arith. Je crois bien plutôt qu'ils sont un débris de couches siliceuses à Petites Nummulites, (à moins que ce ne soit du Gault) dont on connaît des dépôts directs sur l'Urgonien dans le voisinage.

très régulier (coupe 12), s'arrête sous le col de la Cochette, et se continue dans l'Urgonien jusqu'au point 1839, où l'on peut voir les couches à Orbitolines se diriger par un petit vallon au Sud des chalets de Rossane, longer plus loin le sommet et être coupées en oblique par l'arête.

Sur les flancs de la montagne, aux chalets de la Bottière, on peut constater un petit lambeau de Gault qui explique la présence de ces habitations sur les flancs urgoniens, où l'on ne trouve ordinairement jamais d'eau (coupe 13).

Ce pli très faible disparaît très rapidement et, plus loin, l'Urgonien ne présente plus qu'un plongement uniforme vers les Aillons, devient vertical et à la Cluse des Martinets se renverse en plongeant de 70° à l'Est.

CHAPITRE IV

LE SYNCLINAL DE LA MONTAGNE DU CHARBON.

Coupes 3, 4, 5, 6 et 10.

La Montagne du Charbon est une des plus belles régions des Bauges. C'est le type d'une montagne synclinale ! Observée du lac d'Annecy, dont elle contribue pour beaucoup à la beauté, elle apparaît comme un rempart gris, argenté, d'Urgonien, dominant des bastions sombres de forêts couvrant les calcaires et les schistes du Néocomien. Vue de la vallée du Chéran (fig. 8) elle est non moins typique et l'on comprend que le Trélod soit un des sommets les plus courus des Bauges.

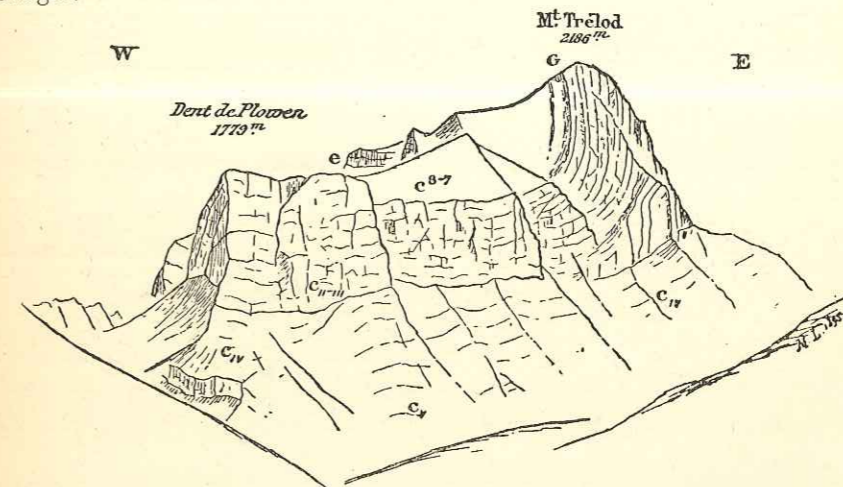


Fig. 8. — Le Trélod et la Dent de Ploven vus des environs d'Ecole.
 cv Valanginien. — civ Hauterivien. — ciii-iii Urgonien. — G Gault. — c⁸⁻⁷ Sénonien. — e Nummulitique.

J'ai en grande partie fait l'étude de ce synclinal élevé avec M. Douxami. Je renvoie à son ouvrage (28) pour la stratigraphie spéciale du Nummulitique.

La forme synclinale de la Montagne du Charbon est des plus manifeste quand on l'observe des environs d'Ecole (fig. 8). Au-dessus de pentes plus ou

moins escarpées formées par le Valanginien et l'Hauterivien, se dresse une haute muraille de calcaires urgoniens. A peu près horizontales dans la Dent de Ploven, on voit les couches se contourner et se dresser verticales dans le Mont Trélod. Le pli enveloppe des pentes douces formées par le Sénonien et on voit apparaître une paroi de Nummulitique formant le cœur du pli.

Pénétrons maintenant dans le synclinal. Un chemin rapide s'élève de Doucy et franchit la paroi urgonienne près du point 1.949, où les couches plongent d'environ 40° à l'Est (coupe 10).

Le Gault, très réduit, à l'état de grès sableux, forme une petite bande qui se dirige du côté de la Dent de Ploven. On traverse le Sénonien sous forme de calcaires marneux argentés, supportant les couches à Grandes Nummulites.

Ce dernier terrain paraît avoir joué dans le pli urgonien. En effet, lorsque l'on se transporte au Nord du chalet du Charbonnet et que l'on regarde vers le Sud, on a devant les yeux une coupe naturelle superbe (fig. 9) où les dislocations du Nummulitique sont plus intenses que celles de l'Urgonien telles que nous les avons vues d'École, par exemple. On dirait que lors du plissement un mouvement différentiel se soit fait sentir, que les couches de Nummulitique se soient empilées dans le synclinal urgonien. Ce phénomène est dû sans doute à des causes de plasticité et au fait que le Nummulitique moins surchargé a dû glisser sur les flancs du synclinal urgonien.

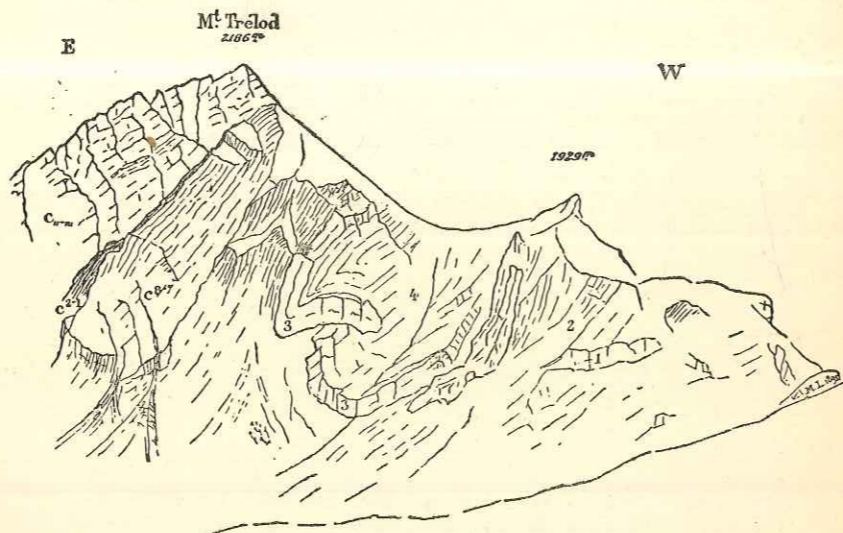


Fig. 9. — Le Trélod vu des environs du chalet du Charbonnet.
 III-III Urgonien. — c²⁻¹ Gault. — c³⁻⁷ Sénonien. — 1. Couches à grandes Nummulites. — 2. Schistes calcaires. — 3. Couches à Petites Nummulites. — 4. Schistes à écailles de poissons.

Sous le Trélod, aux couches très redressées d'Urgonien, on remarque une mince bande de Gault formant un couloir rapide sous le sommet, puis, après une

grande épaisseur de Sénonien, on voit les couches à Petites Nummulites subir des contournements donnant lieu à deux cassures très visibles.

Au centre du pli on voit des couches gréseuses micacées. Ainsi, le flanc Est du synclinal ne présente pas les couches à Grandes Nummulites et certains schistes calcaires qui s'interposent dans le flanc normal entre ces premières couches et celles à Petites Nummulites.

Ce plissement que l'on voit ainsi se produire dans le Nummulitique se continue vers le Nord tout en se modifiant légèrement. On peut cependant considérer deux plis côte à côte dont l'un, celui de l'Est, serait chevauché.

Si du col, représenté sur la fig. 9, on regarde vers le Nord, on voit nettement ces deux plis se propager avec moins de fractures (fig. 10). On voit les couches à Grandes Nummulites, avec leur poudingue caractéristique, former une sorte de pli peu accentué à côté d'un autre synclinal plus régulier, dont le flanc renversé va former la tête 1.902 m. Le Sénonien accuse nettement un anticlinal entre les deux plis.

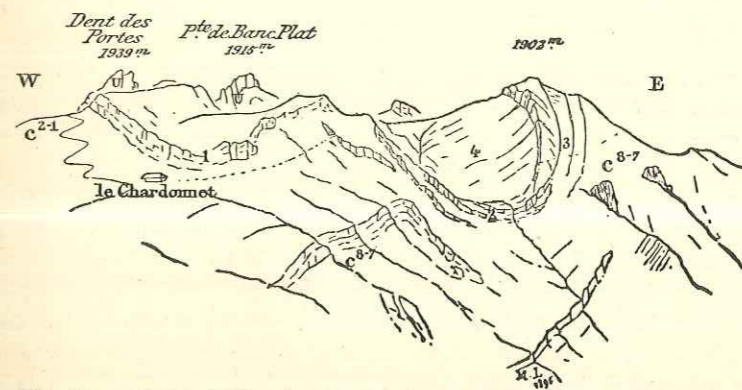


Fig. 10. — Chalet du Charbonnet et point 1.902 m. vu du pied du Trélod.
 Légende de la figure 9. — U Urgonien.

Le sentier, qui du chalet du Charbonnet mène au centre du synclinal, permet d'étudier en détail la série stratigraphique constituant ces deux plis. Au chalet, on est sur le Nummulitique à *N. aturica*, que l'on voit très froissé un peu au Nord, là où on atteint le niveau à Petites Nummulites. On arrive ainsi au cœur du synclinal formé par les schistes à Meletta, micacés dans leurs parties supérieures.

En suivant le sentier, on rentre bientôt dans le Nummulitique inférieur. Un deuxième vallon, celui du Planey, coupe les plis nummulitiques. Plus creusé que celui du Charbonnet, le thalweg est entièrement dans le Sénonien. Les deux coupes que l'on y peut étudier sont très intéressantes.

Au Nord, on accède dans ce ravin de la pointe 1.902 par un petit sentier passant à côté du point 1.640. Dans la forte descente que l'on est obligé de faire, on coupe une très grande épaisseur du Sénonien reposant directement

sur l'Urgonien. Le Gault a disparu, alors que, sous la Dent des Portes, il forme une grande bande qui s'élève en écharpe fortement inclinée, l'une vers la Dent des Portes, l'autre vers la Pointe de Banc Plat.

Lorsque du chalet de Planey on regarde le flanc droit de ce vallon encaissé, on voit nettement deux plis du Nummulitique. Ce sont les synclinaux qui s'annonçaient disloqués sous le Trélod et qui ici sont très différenciés et très nets (fig. 11).

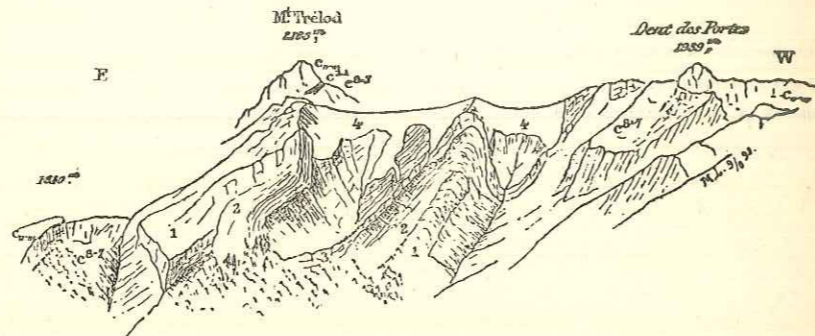


Fig. 11. — Plis de la Montagne du Charbon au Sud du chalet du Planey. c^{11-III} Urgonien. — c⁸⁻⁷ Sénonien. — 1. Couches à *N. Aturica*. — 2. Schistes gris calcaires à *Ostrea*. — 3. Couches à Petites Nummulites. — 4. Schistes calcaires à écailles de poissons.

A gauche et à droite, entre les deux barres urgoniennes de la Dent des Portes et du point 1.610, s'élèvent les couches tendres du Sénonien, puis une barre rocheuse pliée forme le Nummulitique divisé aussi ici en deux par un niveau plus tendre, qui apparaît très nettement dans la topographie du petit anticlinal intermédiaire. La barre rocheuse centrale qui s'élève fortement est constituée par la brèche de base à cailloux urgoniens et sénoniens; la partie tendre contient des *Ostrea*, puis la barre supérieure est formée par des calcaires gris représentant le niveau à Petites Nummulites. Au cœur de ces deux synclinaux si nets apparaissent les Schistes à écailles de poissons; plus tendres, ils forment alors deux petits vallons, suspendus pour ainsi dire.

Maintenant, si nous remontons sur les pâturages du Charbonnet, au-dessus de ces deux petits plis, et que nous regardions vers le Nord, du côté du Rosay, nous ne constatons plus que la présence d'un seul pli (fig. 12).

Le synclinal qui paraît plus simple à première vue lorsqu'on le regarde de loin est en réalité le plus compliqué. En effet, sous le chalet du Rosay, on voit un escarpement boisé, formé par les couches à Grandes Nummulites, que l'on ne retrouve que plus haut et participant alors à la construction du synclinal déjeté. Il y a là une petite faille. Les couches du Rosay sont nettement séparées par le niveau plus marneux à *Ostrea*, qui, on le remarque dans le croquis, forme une petite *vire* entre les deux parois qui se contournent en synclinal. Je ne crois donc pas, comme mon collègue Douxami, que la partie rocheuse du pli déjeté soit formée par le niveau à Petites Nummulites (23, p. 36, fig. 2).

En effet, lorsque du chalet on monte vers le petit col qui conduit aux chalets du Charbon, on traverse les couches à Petites Nummulites contenant, au col, des schistes gris à écailles de poissons. Ce Nummulitique forme un petit escarpement rocheux, que l'on voit apparaître sur le croquis. J'ai en particulier constaté, au-dessus du chalet du Charbon, qu'il était séparé, par une autre épaisseur de schistes gris, des couches, formant le sommet de Lanche-Close, qui seraient bien ainsi constituées par les calcaires du Nummulitique inférieur. Ce niveau de schistes gris intermédiaire correspond au niveau saumâtre. On voit donc nettement que les Schistes à écailles n'ont pas un niveau bien déterminé.

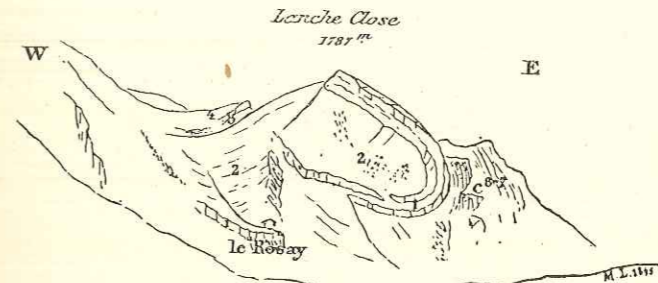


Fig. 12. — Le pli du Rosay vu des environs du Charbonnet. c⁸⁻⁷ Sénonien. — 1. Couches à Grandes Nummulites avec couches à *Ostrea*. — 2. Schistes gris à écailles de poissons représentant le niveau saumâtre. — 3. Couches à Petites Nummulites. — 4. Schistes gris à écailles de poissons.

Du reste, dans la pente qui domine le plateau sénonien des Combes, on trouve des fossiles saumâtres. Les couches qui les contiennent reposent directement sur le Sénonien vertical. La faille que nous avons vue au Rosay se traduit ici par une disparition du niveau à Grandes Nummulites. Si du point fossilifère on revient sur ses pas, vers le Sud, on voit s'intercaler à nouveau la série inférieure caractérisée par une couche à *Ostrea* très abondantes et *Pecten*. Puis on constate que ce sont les couches saumâtres qui disparaissent à leur tour, les calcaires à *N. striata* reposant directement sur les couches à Grandes Nummulites. Sur le chalet du Rosay, où nous sommes ainsi revenus, on voit se développer à nouveau les couches saumâtres formant donc ainsi le noyau du flanc synclinal représenté par la fig. 12¹.

Au-delà de Lanche-Close, un abrupt coupe brusquement le Nummulitique. Une plaine peu accidentée s'étend jusqu'à l'extrémité du synclinal. Je n'ai pu l'étudier, faute de temps, mais tout indique, lorsque l'on observe de haut, qu'elle n'est formée que par le Sénonien. Peut-être que de cette plaine, en regardant vers le Sud, on verrait se dessiner nettement l'accident que je viens de décrire dans les pentes rapides qui s'élèvent vers Lanche-Close?

Ces plissements du synclinal du Charbon ne se traduisent-ils pas dans l'Ur-

¹ Sur la carte il faudrait indiquer un trait de faille entre les couches à Grandes et Petites Nummulites dans la partie occidentale du pli.

gonien? Nous avons vu que pour les plis du Trélod cela ne paraissait pas être le cas. Il n'en est pas de même dans la partie nord du synclinal. En effet, en suivant le sentier qui descend du Rosay sur la vallée de Doussard, j'ai rencontré du Gault et de l'Urgonien en couches très redressées, plongeant à l'Est, sur lesquelles le torrent s'écoule en cascades. Un peu plus bas on croise dans la descente ces mêmes couches, mais plongeant tout aussi fortement en sens inverse. Ainsi un repli important existe aussi dans l'Urgonien. De loin, lorsque l'on regarde, des environs du lac d'Annecy, la Montagne du Charbon, on croit voir, dans la forêt, l'Urgonien former une paroi sous la paroi principale, limite des pâturages inférieurs. Cette paroi peu visible indiquerait, elle aussi, un petit pli anticlinal à côté du synclinal que j'ai relevé dans la descente. Ce dernier est lisible sur la carte par l'affleurement isolé d'Urgonien entouré de Gault. La coupe 4 indique ces deux anticlinaux qui accideraient ainsi l'Urgonien du Charbon et dont le plissement se traduirait plus énergiquement dans les couches supérieures que nous venons d'étudier dans la partie élevée de la montagne. Ces petits plis sont moins individualisés sous le Trélod, parce que l'Urgonien a lui-même une structure plus simple.

CHAPITRE V

LA RÉGION JURASSIQUE ENTRE LE CHÉRAN ET L'ISÈRE.

Coupes 10, 11, 12, 13, 14 et 15.

Un des caractères qui frappe le plus, lorsque l'on remonte le Chéran, est cet aspect si différent que présentent, dans les environs d'Ecole, les montagnes des deux flancs de la vallée. L'imposante masse de la Dent de Ploven, sur la rive droite, est remplacée par des montagnes plus basses, sur la rive gauche. C'est qu'ici l'érosion a atteint le Jurassique; le paysage prend alors un tout autre caractère; on ne retrouve plus les grandes pentes herbeuses néocomiennes que dans le flanc Est de la vallée d'Ecole et dans les montagnes qui longent le Colombier.

Au point de vue dislocation, les plis que j'ai décrits, dans les chapitres précédents, se retrouvent ici. L'anticlinal de Bornette se suit jusqu'à l'Isère; le synclinal du Charbon se révèle jusqu'aux environs du col du Frêne et un petit anticlinal provenant du col de Cherel, sous le Trélod, et que je décrirai plus loin, se laisse aussi poursuivre jusqu'à l'Isère.

Étudions maintenant la continuation jurassique du pli du col de Bornette.

Sur la rive droite du Chéran, on voit sortir, dominant la Compôte, une masse jurassique plongeant au N.-E., c'est le flanc normal de l'anticlinal (coupe 10, pli III); à la Compôte même, les couches sont verticales; il s'agit donc ici d'un pli déjeté, qui va conserver ce caractère jusqu'au Mont-Pela. A la Compôte, ces couches verticales sont séquanienues, ce sont des calcaires noirs qui caractérisent les couches comprises entre le Séquanien et le Rauracien. Il devient évident alors que la masse d'éboulis qui s'élève à l'Est du village, vers le monticule 1.168 m., repose sur l'Argovien. Il n'y a donc aucune trace de faille dans cette région, comme M. Hollande l'a indiqué (23, p. 122). La colline 1.168 se prolonge vers la chapelle de la Lésine. Elle présente à la base des couches séquanienues très puissantes, presque sans fossiles, sauf au pont d'Ecole. Ces couches sont recouvertes par le Kiméridgien et le Titonique, ce dernier très remarquable dans le flanc Est de la colline 1.168, où il est à l'état de calcaire blanc lithographique plus clair que le calcaire habituel. Il est fossilifère, mais les couches sont rarement visibles. On retrouve le Titonique plus développé à la Chapelle de la Lésine. Ici nous pouvons nous assurer que l'axe du pli plonge

vers la vallée. On remarque en effet que le Titonique, qui forme une petite colline à l'Est de la Chapelle, présente un plongement manifeste vers le thalweg, et, grâce à un petit synclinal accessoire, les couches du Jurassique supérieur forment même le fond du torrent (coupe 10).

Revenons maintenant vers l'Ouest et étudions la retombée occidentale du pli.

Une arête rocheuse part du bord du Chéran et sépare la vallée d'École d'un petit vallon qui conduit au col de la Fully. Suivons cette dernière dépression. Au bord du Chéran, la route coupe la série verticale du Titonique au Séquanien y compris (coupe 11). On monte sur une sorte de terrasse, ou cône de déjection aplani, laissant apparaître le Valanginien, qui forme une petite crête au-dessus de laquelle on voit un grand développement de Glaciaire remontant jusque près de l'arête dominant le vallon d'École.

L'arête est déterminée par le Titonique et le Kiméridgien. Le Jurassique supérieur se renverse petit à petit au fur et à mesure qu'on le poursuit vers le Sud, et vers le point 1392, sur Sainte-Reine, c'est le Séquanien qui forme l'arête, qu'il ne quitte pas jusqu'au delà du Mont-Pela (Coupe 12, 13 et 14).

La vallée de la Corrière, que l'on domine continuellement, est presque totalement occupée par le Glaciaire, ou par l'éboulis, dans les pentes supérieures, sous l'arête. Le Berriassien, particulièrement développé à la Fully, n'apparaît que de place en place. On constate qu'à la Fully les couches plongent à l'Ouest. Cela me paraît indiquer deux faits. Tout d'abord que la retombée verticale du pli, que l'on constate au bord du Chéran et à la Compôte, ne doit pas pénétrer profondément dans le sol; ceci est, du reste, en connexion avec l'inclinaison du Valanginien près de la source sulfureuse à l'Ouest de la Compôte (Coupe 10). Ensuite, que l'axe du pli doit s'incliner vers le Chéran, puisque à l'altitude de la Fully nous constatons la tendance à l'horizontale, qui ne peut se faire qu'à une certaine profondeur sous le Chéran. Ainsi, sur la rive gauche du Chéran, l'axe du pli est incliné vers la vallée. Sur la rive droite, les affleurements vis-à-vis ne nous permettent point d'établir le même fait, mais cependant nous avons vu, par le petit plissement de la Chapelle de la Lésine, qu'il en était de même, en sens inverse, dans un des replis du flanc normal.

Je montrerai plus tard que les plis jurassiques de Cherel, obéissent aussi à la même loi générale.

A partir du Mont Pela, le pli se couche de plus en plus. Le plongement presque constant vers l'Est du Titonique renversé en est une preuve. Par places ce Titonique revient à la verticale, parce que l'arête est taillée près de la charnière.

A l'endroit où la vallée de l'Isère entame le pli, les affleurements du Crétacique inférieur et du Jurassique supérieur subissent une inflexion vers le Sud.

A distance, le repos du Jurassique sur le Crétacique est très visible (fig. 13) et il nous est difficile de comprendre comment M. Hollande (15 p. 24) veut voir là un contact anormal.

Le col de la Marocaz est formé par les marnes valanginiennes de l'anticlinal de Montmélian-Colombier.

Entre ce dernier pli et celui du Charvay, les marnes froissées berriassiennes de

la base du Colombier se prolongent jusqu'à Cruet, où l'on peut voir la charnière jurassique de ce synclinal couché. On peut suivre en effet du château de Verdun jusque sous Cruet une petite bande jurassique très redressée soutenant du Berriassien très marneux. Ainsi, le pli couché que je représente sur la coupe 13 est pleinement justifié.

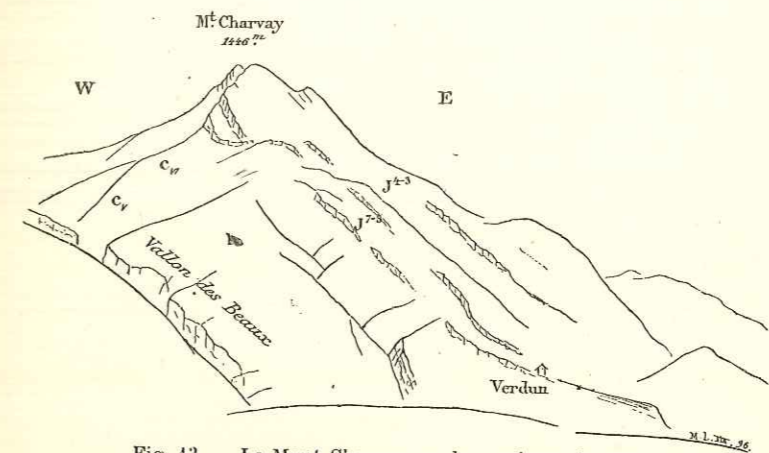


Fig. 13. — Le Mont Charvay vu des environs du Cruet.

Cv Valanginien. — Cv, Berriassien. — J²⁻³ Titonique et Kiméridgien. — J⁴⁻⁵ Séquanien.

Mais il y a plus.

On remarque en effet que j'ai indiqué dans la coupe 14, passant par le Mont Pela, un pli encore fortement couché.

Je m'appuie sur une constatation fort intéressante.

Si l'on examine la carte, on voit qu'un ravin assez profond descend du Mont Pela vers St-Jean-de-la-Porte. Naissant dans le Séquanien, le ruisseau coule ensuite dans l'Oxfordien et le Callovien¹ renversés. Il s'encaisse près du Villard, et j'ai constaté, dans la gorge, la présence du Séquanien renversé apparaissant sous l'Oxfordien (fig. 14).

Sur la rive droite du torrent les couches séquanienues forment un pli à grande courbure. Sur la rive opposée on voit plusieurs petits plissements. Un banc compact sur le sentier de la rive droite est même peut-être kiméridgien.

On voit donc ainsi que le pli du Charvay est encore fortement couché dans les pentes qui dominent Saint-Jean-de-la-Porte. La présence de l'Oxfordien, si abondant dans les flancs de la montagne, justifiait à lui seul, il est vrai, le renversement qui est maintenant parfaitement démontré.

Près des Garniers, à l'Est, j'ai constaté un calcaire noir d'un grain moins fin que l'Oxfordien habituel. Cette roche m'a rappelé le Rauracien; elle plonge

¹ Non pas du Berriassien (qui serait inexplicable) comme l'a indiqué à plusieurs reprises, M. Hollande (15, p. 113), ce qui amenait cet auteur à la conception d'une faille aussi imaginaire que celle qui longerait à l'Ouest le Charvay.

faiblement au Nord; l'absence de fossiles ne me permet pas de me prononcer avec sûreté; il serait important de faire quelques recherches dans ce but, parce que cela serait un fait qui ne pourrait s'expliquer que par un pli encore plus couché que celui que j'ai dessiné sur le profil 14, car la charnière titonique se trouverait alors, en coupe, sous le col du Frêne.

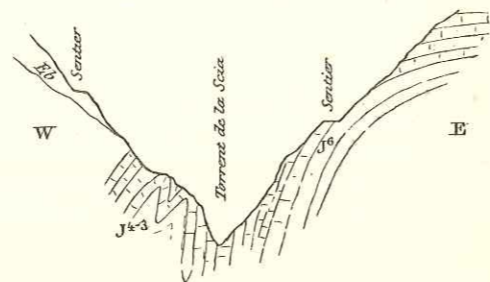


Fig. 14. — Apparition du Séquanien renversé dans le torrent du Villard.
J⁴⁻³ Séquanien. — J⁶ Kiméridgien. — Eb. Eboulis.

Le noyau de l'anticlinal est formé par le Callovien qui monte assez haut dans le vallon de la Sciaz, sur la rive gauche; l'Oxfordien forme sur la rive droite des couches ondulées plongeant d'environ 60° à l'Est.

Plus haut, la charnière du pli passe au Séquanien qui forme des affleurements très larges que l'on peut suivre jusqu'au Chéran. Dans la vallée d'Ecole, près du Creux du Mont, j'ai constaté la présence de couches verticales oxfordiennes. Il est donc possible que le Callovien existe sous les alluvions de la vallée.

Le flanc jurassique normal de l'anticlinal est en grande partie couvert par le Glaciaire dans le bas de la vallée. J'ai pu, toutefois, suivre avec assez de continuité une partie plus raide des pentes occupées par ce terrain d'où l'on voit sortir de place en place des têtes de roches de Titonique et de Kiméridgien. A partir de Grateloup, la bande disparaît, et on la voit sortir sous la forme d'un monticule à Sainte-Reine; puis à Routhennes, on constate le Titonique qui, avec le Kiméridgien, forme un grand placage à l'Ouest du col du Frêne.

Le synclinal de la Montagne du Charbon apparaît dans la vallée du Chéran, représenté uniquement par les marnes valanginiennes et le Berriasien (coupe 10). Les premières sont particulièrement fossilifères dans un petit ravin qui descend sur Carlet. Sur la rive gauche du Chéran, le synclinal est nettement couché; on voit, en effet, une petite bande anticlinale de Titonique plonger à l'Est et former le flanc renversé du synclinal.

Toutefois, celui-ci n'a pas une longue extension vers le Sud. Il se ferme vers le z du mont Vorzelettaz. Il y a là un petit replat fort probablement dû aux marnes valanginiennes ou berriasiennes, mais je n'ai pu constater aucun affleurement tant les éboulis sont abondants.

A l'Ouest de ce synclinal, celui de la vallée d'Ecole, des Routhennes, est plus important (coupes 13 et 14). Il faut le considérer comme étant aussi la continua-

tion vers le Sud du pli du Charbon. Ce synclinal est particulièrement net entre Routhennes et le col du Frêne. A l'Ouest, le Titonique repose, sous une faible pente, sur le Kiméridgien et le Séquanien; à l'Est les couches sont verticales. Cette allure se fait sentir dans la disposition de l'Oxfordien sur les flancs de la vallée de l'Isère; nous constatons, en effet, que les affleurements décrivent en plan un arc de cercle et vont former, à l'Est du col du Frêne, un anticlinal assez aigu compris entre les deux synclinaux que je viens de décrire. Il débute en face de Sainte-Reine par un affleurement séquanien que l'on peut suivre sans interruption jusqu'à une petite colline dominant la vallée de l'Isère. A l'Ouest, on voit un petit plateau sans affleurements qui correspond au point de convergence des deux flancs oxfordiens du pli, que l'on coupe sur la route du col à Saint-Pierre, et qui sont séparés par une bande très réduite de marnes calloviennes. Ce petit plateau est évidemment dû à l'Oxfordien.

J'ai constaté un troisième pli synclinal dans les flancs de la vallée d'Ecole. Il est moins important que les précédents mais il est tout aussi net. Lorsque l'on monte aux chalets de Vorzelettaz, on constate le Berriasien formant une longue bande très étroite passant à l'Ouest du petit sommet 1.433 m. (coupe 13). Celui-ci est formé par du Titonique plié irrégulièrement; on dirait qu'il est momentanément déversé à l'Est. Nous verrons plus loin que cela est dû à une faille de tassement qui longe tout le pied du grand synclinal crétacique des Arbets.

J'ai suivi, vers le Sud, le synclinal de Vorzelettaz par un sentier qui profite du petit plan gazonné très étroit déterminé par le Berriasien, entre deux bandes titoniques plongeant en V. Plus loin on rencontre le Kiméridgien qui apparaît nettement avec une disposition synclinale, et enfin on arrive au Séquanien dont les escarpements dominent la vallée.

Nous étudierons plus loin les environs de Saint-Pierre d'Albigny.

On est étonné, après avoir constaté cet étirement si puissant, de voir naître un pli très simple d'une régularité schématique : un anticlinal légèrement déjeté montrant un arc de Titonique et de Kiméridgien enveloppant une masse très épaisse de Séquanien à charnière aiguë (Fig. 15).

CHAPITRE VI

LES FLANCS OCCIDENTAUX DU MASSIF DE LA TOURNETTE

Coupes 1 et 2

Le massif de la Tournette ne fait pas partie des Bauges. Il est compris entre la vallée de Faverges, le lac d'Annecy et le Fier. J'ai levé les contours géologiques de toute la partie méridionale de cette superbe région ; mais déjà Maillard, poussant ses investigations sur la feuille d'Albertville, nous a donné (Bulletin 22) un très remarquable aperçu de la partie nord et centrale du massif, complétant ainsi le travail d'A. Favre (8 p. 186). Je n'ai donc ici qu'à faire la description de la partie comprise sur la feuille d'Albertville, tout en laissant de côté le flanc oriental de ces montagnes qui sera décrit plus tard en collaboration avec M. Haug.

Lorsque l'on examine l'importante masse de la Tournette d'un point quelconque de la rive gauche du lac d'Annecy, la constitution géologique de la montagne apparaît d'une grande simplicité dans ses lignes du modelé : un formidable soubassement jurassique, au-dessus duquel s'élèvent des pâturages, surmontés par la région urgonienne aux parois superposées, tel est l'aspect que présente cette gigantesque muraille.

Cette allure si simple se révèle encore dans les détails ; il est peu de montagnes qui montrent avec tant d'élégance des plissements aussi aisés à déchiffrer, à cause des formidables entailles qui découpent cet énorme bloc.

Étudions la base, et pour cela examinons les flancs de la vallée morte de Faverges.

En quittant cette dernière localité et en suivant la grand'route qui conduit à Doussard, on suit pas à pas la coupe 2.

Un premier contrefort s'élève au-dessus de Balmette. Il est formé par la série normale à partir du Nummulitique, présentant ici une petite faille oblique, superposé au Sénonien et à toute la série crétacique inférieure. Celle-ci est considérablement réduite dans le petit ravin qui des Balmettes s'élève vers le Solliet ; en effet, plus haut, dans les pentes de l'arête cotée 1529, l'Hauterivien a plusieurs centaines de mètres d'épaisseur : ici il n'en a plus guère qu'une cinquantaine. Cet écrasement si intense et si brusque est lié à une cause que nous établirons plus loin.

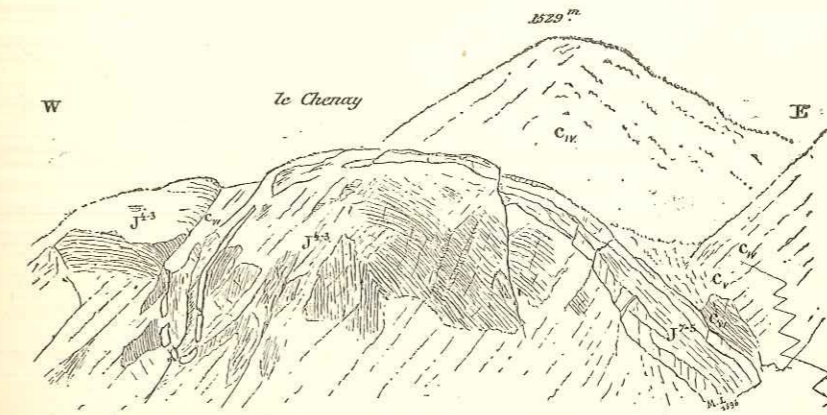


Fig. 15. — L'anticlinal et le synclinal du Chenay, croquis pris des environs d'Englannaz. — c_v Hauterivien. — c_v Valanginien. — c_w Berriasien. — J³⁻² Titonique et Kiméridgien. — J⁴⁻³ Séquanien.

Le Titonique est flanqué d'un manteau du Berriasien, que je n'ai pas retrouvé cependant sur le sommet de la voûte, mais qui à l'Ouest forme un petit synclinal dominant le hameau de Mercier.

Ce synclinal est suivi par un pli anticlinal moins typique que celui que je viens de décrire, parce qu'il est coupé obliquement. A l'Est, le long du petit synclinal de Mercier, le Titonique est écrasé dans la partie élevée du flanc de ce dernier pli ; on peut juger de cet étirement en examinant la figure 15.

Le deuxième pli jurassique, que je désignerai sous le nom d'anticlinal de Vésonne, se prolonge assez loin avant de disparaître dans le Crétacique. Le noyau séquanien est replié par places, cela correspond à la présence de petits plis que l'on peut constater sous Plan-Montmin.

Suivons, pour nous en faire une idée, la route de Vésonne à Plan-Montmin.

A la sortie de Vésonne, le Jurassique débute par des couches fort probablement rauraciennes. Ce sont des calcaires noirs en bancs variant de 20 à 50 centimètres d'épaisseur, plongeant à 20° à l'Est. Au haut du lacet de la route, ces calcaires alternent avec des couches marneuses, que l'on constate très plissotées plus haut. On traverse quelques mètres d'éboulis. En continuant à monter, on s'aperçoit que le plongement change ainsi que les couches. Ce sont maintenant des calcaires gris plongeant très fortement à l'Ouest. Le changement de plongement correspond à un petit pli synclinal qui existe dans les forêts au-dessous du Mont (Fig. 16 a), repli qui fait partie de l'anticlinal de Vésonne en même temps qu'il participe au pli synclinal plus important qui, par la vallée,

se continue jusqu'à Montmin. Entre ces deux plis, fort différents d'importance, l'anticlinal de Vésonne se rétrécit considérablement. On ne tarde pas en effet à rencontrer, sur la route, le Titonique, puis des calcaires lités dont les bancs deviennent de plus en plus épais ; c'est le Titonique supérieur aux couches à peu près verticales. Enfin on touche, vers le confluent des deux torrents qui descendent des hauteurs d'Arclosan, le Berriasien bien caractéristi-

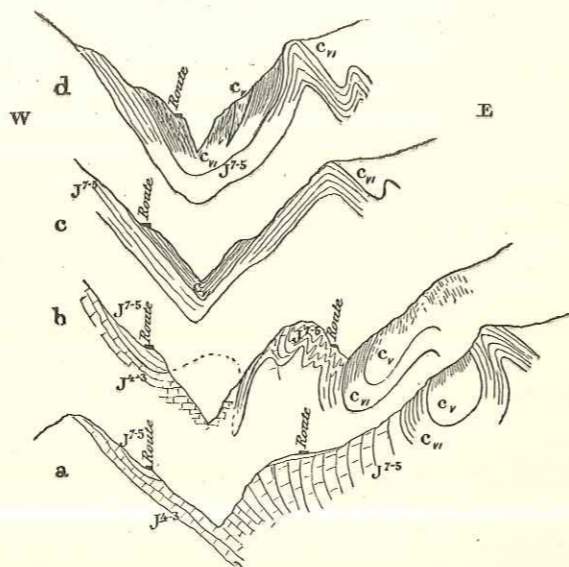


Fig. 16. — Plissements de la vallée de Montmin.

que. On peut même constater que le Jurassique se renverse momentanément sur le Crétacique ; ce mouvement correspond à une série de petits plis que l'on peut nettement observer sur la route (Fig. 16 b). La route longe le Titonique et plus haut, vers Plan-Montmin, on constate le Berriasien, qui, sous la Chapelle des Fontaines, ainsi nommée à cause d'une très belle source, enveloppe totalement le Titonique : la paroi cesse, les prés descendent jusqu'au torrent. L'anticlinal quelque peu foissé du Vésonne a donc pris fin, en tant que Jurassique ; il se poursuit au Nord, par Montmin, dans le Néocomien.

Revenons sur nos pas, et au lieu de suivre la rive gauche du torrent de Vésonne, suivons le flanc opposé de la vallée.

La route s'élève tout d'abord au pied d'une pente d'éboulis ; on laisse sur la gauche un petit vallon dont le fond est couvert de Glaciaire. Ce n'est que vers le contour supérieur de la route que l'on constate la présence de bancs de calcaires noirs alternant avec des parties schisteuses de même couleur. Ces couches appartiennent probablement au Rauracien. De là, on suit une alternance très puissante de bancs compacts plus ou moins épais, intercalés dans des masses schisteuses, et on atteint bientôt des calcaires plus gris kiméridgiens et les couches

titoniques, terminées à la partie supérieure par des bancs schisteux noirs. Sur l'autre versant on voit le Titonique s'écraser contre les calcaires séquanien. J'ai traduit cet accident sur la coupe b de la fig. 16, sans être toutefois certain qu'il en soit exactement ainsi, un temps très pluvieux m'ayant par trois fois accompagné durant mes recherches dans cette région.

Quoi qu'il en soit, plus en amont, la constitution du vallon est beaucoup plus simple : on entre dans un synclinal droit, (Fig. c, d). Le Berriasien froissé plongeant des deux côtés vers le torrent contient même un noyau de Valanginien marneux, noir, fossilifère, coupant obliquement la vallée¹. Plus haut, seul le versant droit est occupé par le Berriasien, le flanc opposé est envahi par le Glaciaire.

On poursuit ainsi le synclinal jusqu'au hameau de la Côte ; il se continue vers le Nord, mais le noyau est formé par des terrains plus jeunes : l'Hauterivien surmonté par l'Urgonien forme la Pointe de la Rochette taillée dans la charnière de ce dernier terrain. L'arête urgonienne se continue par la Roche de Roux, et dans la paroi qui domine le lac d'Annecy j'ai constaté une petite bande sénonienne.

En mettant en contact les feuilles d'Annecy et d'Albertville, on voit qu'il n'y a pas continuité entre les affleurements que j'ai dessinés et les contours relevés par Maillard. Il y a là une erreur de tracé due à ce dernier, erreur fort compréhensible, mais qui l'a amené à une hypothèse de décrochement qu'il me sera aisé de réfuter plus loin, avec les autres exemples d'accidents analogues qu'on a voulu voir dans les Alpes de Savoie.

Le vallon de Montmin, que nous venons de parcourir est séparé du lac d'Annecy par le petit chaînon de la Pointe Chenivier, qui va mourir près de Rovagny, et qui est constitué par deux anticlinaux superposés (coupe 2).

L'affleurement du Titonique de la rive droite du vallon de Montmin décrit en face de ce dernier village une inflexion brusque, et monte jusque près de la Pointe Chenivier. Ce fait est dû simplement à une tendance à la fermeture du pli grâce à un léger abaissement d'axe ou à une rentrée du pli. Mais sous la Pointe de la Rochette, j'ai suivi le Jurassique supérieur assez haut sur les flancs de la montagne : on dirait que le pli veut en sortir ; mais cet effort n'est que momentané, les couches subissent une forte descente suivies seulement par le Valanginien ; le flanc normal du pli rejoint près de Rovagny le flanc renversé ; l'anticlinal disparaît alors dans le Glaciaire, qui couvre les pentes peu inclinées de Rovagny, et qui est supporté par le Crétacique inférieur.

L'anticlinal déjeté que je viens de décrire s'appuie sur un synclinal de faible importance (coupe 1). Au Sud de Rovagny, il est particulièrement net et détermine un replat presque entièrement occupé par le Glaciaire, d'où l'on voit sortir le Berriasien et le Valanginien. Le pli est coupé obliquement ; les deux flancs du Titonique se rapprochent, se soudent au point où le replat se termine, puis

¹ Colorié par erreur en Glaciaire sur la carte. Il se pourrait que ce Valanginien soit du reste plus puissant que je ne l'ai indiqué.

disparaissent à leur tour dans les flancs boisés qui dominent les pentes de l'extrémité du lac d'Annecy. Un peu plus loin cependant, au-dessus de Verthier (coupe 2) et sous le point 763, le noyau synclinal kiméridgien est conservé (coupe 3). La figure 17 représente la charnière de ce pli synclinal au-dessus de Verthier.

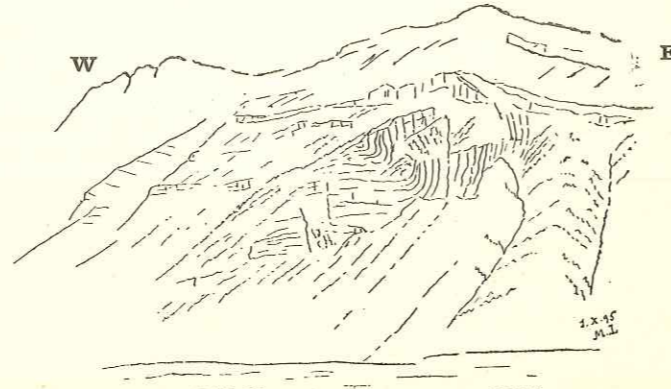


Fig. 17. — Pli synclinal du Tortonien et du Kiméridgien au-dessus de Verthier. Croquis pris du pied de la colline des Chevalines.

Le pied du massif de la Tournette est jalonné par un anticlinal dont la charnière est parfaitement visible près d'Angon. On voit le Séquanien, enveloppé par des couches très puissantes du sommet du Jurassique, décrire une courbe et disparaître dans le lac d'Annecy, ou, plus au Nord, dans les grands dépôts de Glaciaire et d'Eboulis entre Talloires et Bluffy (feuille d'Annecy).

Etudions maintenant les arêtes supérieures de la Tournette.

Un chemin, construit spécialement pour les touristes, permet de faire une étude rapide de la haute région.

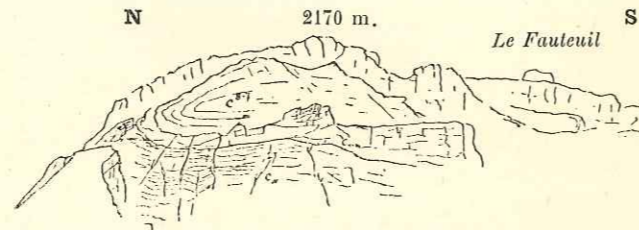


Fig. 18. — Les parois au nord de l'arête de la Tournette, le synclinal du Cassey. c^{s-7} Sénonien. — c_{n-m} Urgonien. — c_{iv} Hauterivien.

De Montmin, on monte par la vallée anticlinale néocomienne de Planay jusqu'à un col 1.426 m, au pied des formidables escarpements qui s'élèvent jusqu'au sommet. En se reculant vers le Rocher de Roux, on voit nettement quatre parois superposées d'Urgonien. Puisque, en bas, l'on se trouve dans un anticlinal, il est évident que cette répétition ne peut s'établir que si deux synclinaux existent

dans la montagne. En effet, si l'on examine les deux parois inférieures on les voit se rejoindre enveloppant une masse synclinale (Fig. 18). C'est le pli que Maillard désigne sous le nom de synclinal des Maisons ou du Cassey. Le pli est coupé brusquement au Nord par la profonde vallée de Montremont (feuille Annecy), comme le montre particulièrement bien le croquis de Maillard (18, Fig. 41).

On monte du col par un sentier taillé dans la première paroi urgonienne, et l'on arrive dans le synclinal formé dans son flanc normal par des couches urgonien-

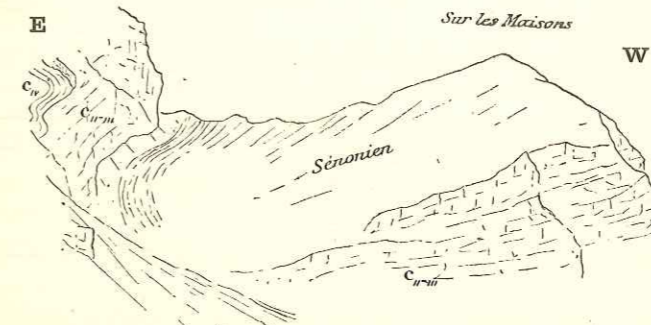


Fig. 19. — Le synclinal de Sur les Maisons. — C_{iv} Hauterivien. — C_{n-m} Urgonien.

nes à peu près horizontale, tandis que le flanc oriental est construit par des couches verticales. Le noyau du pli est uniquement sénonien, très aminci en affleurement, parce que le pli est taillé près de la charnière, mais on le voit s'ouvrir davantage lorsque l'on suit le sentier; le Sénonien forme alors le petit sommet de Sur les Maisons (Fig. 19). J'ai remarqué ici sur l'Urgonien des cal-

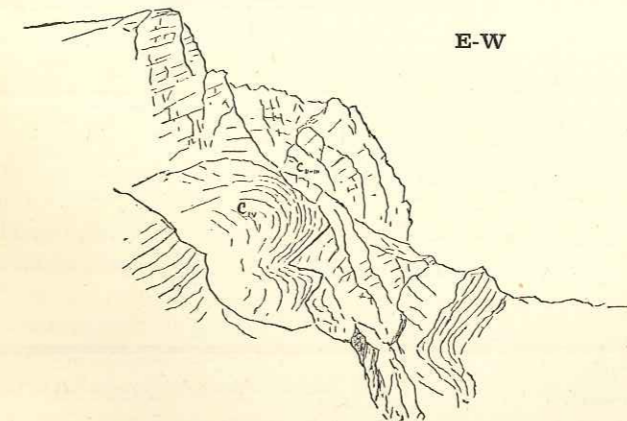


Fig. 20. — Charnière anticlinale du pli de l'Arpairo.

caires rouges à foraminifères qui occupent ainsi la place du Gault. Le mauvais éclairage ne m'a pas permis, dans mon unique ascension, de voir les replis indiqués par Maillard (18, Fig. 40) (coupe 1).

Le sentier qui jusqu'ici suivait le synclinal vers le Sud, tourne vers le Nord, traverse la deuxième barre urgonienne, et pénètre dans un petit anticlinal hauterivien. Si l'on jette un regard vers le Sud, du côté de Sur les Maisons, on peut voir nettement la charnière du pli (Fig. 20).

Le sentier monte en lacets sur ces pâturages néocomiens (Fig. 21). A gauche, l'Urgonien vertical va former une pointe aiguë, le Varo (2.140 m.). Il est aminci. A droite s'élève une imposante paroi aux couches à peu près hori-

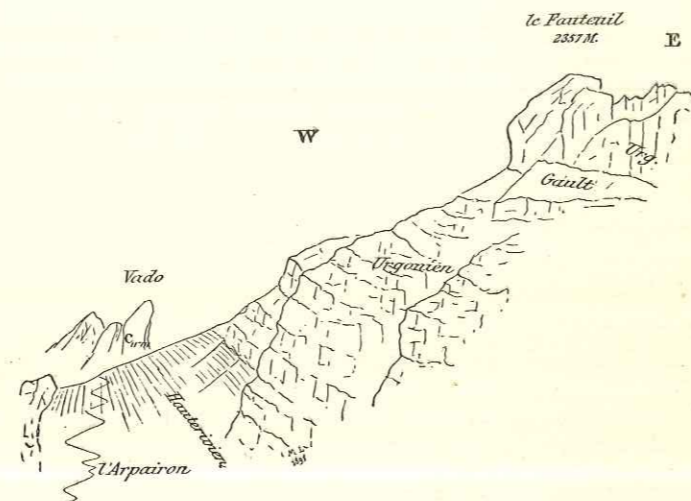


Fig. 21. — Le Fauteuil et l'Arpairoon vus du pied de la Pointe aux Frettes.

zontales. On la traverse maintenant avec facilité, et l'on arrive sur une partie inclinée, sous le sommet même de la Tournette. Cette « vire » est occupée par le Gault. Il est indiqué par erreur en Hauterivien sur la carte. C'est le second synclinal (Fig. 21), d'importance beaucoup moindre que celui de Sur les Maisons. J'ai pu trouver des fossiles caractéristiques du Gault (*Belemnites*, *Terebratula Dutemplei*, *Rhynchonella Gibbsi*) qui, ajoutés au *Phylloceras Velledæ*, que Maillard signale, ne permettent pas de douter de la présence de ce terrain, qualifié d'insolite par ce si regretté géologue. Il est en effet bien singulier de constater, si haut, un reste d'une roche gréseuse aussi tendre qu'est le Gault dans ces parages, et la faille très improbable que Maillard était forcé d'admettre existe en réalité. En effet, si ce témoin de Gault a pu subsister, c'est grâce au fait que l'Urgonien le recouvre par faille oblique. Le *Fauteuil*, cet énorme bloc urgonien qui constitue l'extrême sommet du massif, forme le flanc renversé et étiré du petit synclinal. Si l'on s'avance vers le Sud, près d'une petite source, on voit les couches urgoniennes reposer verticalement sur les sables verts (Fig. 22).

Ce système de petites failles obliques est du reste un des caractères de la haute masse de la Tournette. Je ne veux point décrire ici les beaux exemples d'accidents de ce genre que nous avons étudiés sur le flanc Est du massif, avec mon

ami M. Haug ; mais pour compléter la présente description, je ferai remarquer que si du sommet de la Tournette on regarde la Pointe aux Frettes (Fig. 23), on voit une boutonnière très étirée d'Hauterivien : c'est la terminaison des grandes

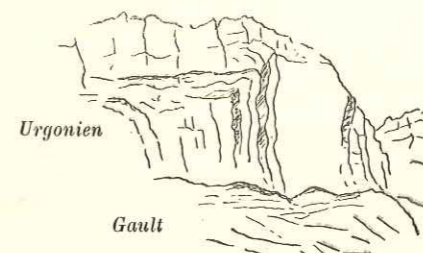


Fig. 22. — L'arête du Fauteuil, au sud du sommet, montrant les couches urgoniennes verticales reposant par faille sur le Gault.

failles obliques qui coupent les pentes urgoniennes du versant Est. La paroi que l'on remarque au milieu de la figure est celle qui va constituer le sommet de la Tournette ; ce n'est pas l'arête des Frettes qui se continue vers le Nord, celle-ci est arrêtée par la faille, ce que l'on peut facilement comprendre par l'examen de la carte.

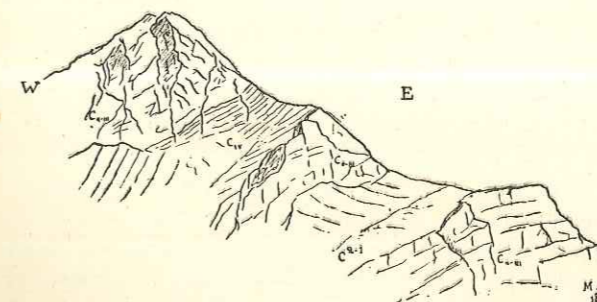


Fig. 23. — La Pointe aux Frettes, vue du sommet de la Tournette.
c²⁻¹ Gault. — c^{11-III} Urgonien. — c^{1V} Hauterivien.

On voit ainsi que le petit anticlinal hauterivien de l'Arpairoon n'est qu'un accident de détail des deux grands anticlinaux séparés par le synclinal de Sur les Maisons et qui forment les hauts de la Tournette.

En effet, vers le Sud, ce petit pli est encore visible sous la Pointe aux Frettes, puis il disparaît totalement (coupe 1).

Le synclinal de Sur les Maisons se continue au contraire vers le Sud avec une admirable netteté. On peut y pénétrer par le profond ravin qui descend vers Montmin. On voit l'Urgonien former un pli aigu entamé jusque près de la charnière (Fig. 24). Le flanc ouest est excessivement puissant, tandis que celui qui remonte vers la Pointe aux Frettes est très mince, il plonge d'environ 70 degrés à l'Ouest. Je n'ai pas su voir le Nummulitique que Maillard (18 p. 39)

signale ici dans le synclinal. En haut, sous la Pointe aux Frettes, on voit un coin urgonien ; il représente l'extrémité vers le Sud du pli de Gault de la Tournette.

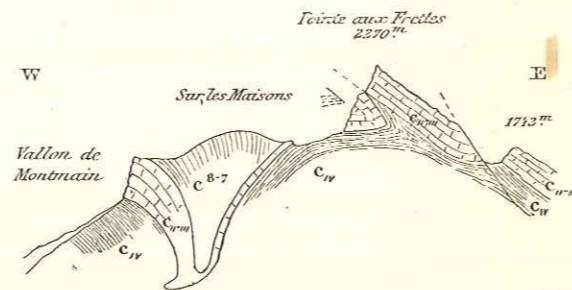


Fig. 24. — Coupe par le vallon de Lors et le sommet des Frettes.
c⁸⁻⁷ Sénonien. — c_{II-III} Urgonien. — c_{IV} Hauterivien.

Le flanc sud du vallon de Lors est occupé par une arête extrêmement abrupte de Sénonien, qui le sépare d'un deuxième vallon transversal descendant sur la Perrière. Au delà vers le Sud, le synclinal est occupé par le vallon des châteaux d'Arclosan.

Le synclinal d'Arclosan est rendu intéressant par la présence d'un très petit lambeau de Nummulitique. Quand on monte de Faverges, on rencontre l'Urgonien au Solliet, en deux places, en particulier avec Sénonien sur le sentier de Fontany à une altitude relativement basse. On voit donc combien l'axe du pli s'est abaissé vers la vallée, mouvement auquel s'ajoute une disparition du pli qui se réduit à un placage pendant vers l'Est. En continuant à monter, on traverse beaucoup plus haut l'Urgonien, avant d'entrer dans le vallon d'Arclosan. Une petite faille coupe le flanc Est du pli (coupe 2). Dans le synclinal, j'ai constaté de nombreux plissements du Sénonien inférieur ; l'un d'eux, à l'Ouest des châteaux, détermine un petit vallon secondaire où l'on trouve le Gault. Le centre du pli principal est occupé par les couches de calcaire noir fétide du Sénonien supérieur particulièrement typique. Ces bancs s'élèvent lentement et vont former deux mamelons entre lesquels se trouve le lambeau de Nummulitique que j'ai étudié avec M. Douxami (28 p. 40). C'est là, dans les couches inférieures, c'est-à-dire dans le niveau saumâtre reposant sur une couche de calcaires à *Cardium*, que jadis on a exploité, à cette altitude, un banc de lignite, caractérisé par une silicification remarquable. Le sol est jonché de fragments de troncs silicifiés. Le Nummulitique se termine par un escarpement de calcaire à Petites Nummulites (Voir la coupe détaillée donnée par M. Douxami).

Étudions maintenant les plis qui succèdent au massif de la Tournette, vers le Sud, au delà de la dépression du lac d'Annecy-Faverges.

LES PLIS ENTRE GIEZ ET LE CHÉLAN, ET LE SYNCLINAL DES ARBETS.

Coupe 3 à 14.

La région, qui fait l'objet de ce chapitre, se présente sous trois aspects bien différents. Très élargie dans la vallée de Faverges, où elle s'étend couverte d'une végétation abondante entre cette dernière localité et Doussard, elle se contracte assez brusquement vers le Sud entre les cols d'Orgeval et de Cherel, en même temps qu'elle s'élève en une arête puissante, rocheuse, couronnée par l'élévante Pointe d'Arcalod ; puis de nouveau elle s'élargit, elle forme alors un vaste synclinal, celui des Arbets, coupé brutalement par la profonde vallée de l'Isère. Partons de la vallée de Faverges.

§ 1. — Les plis jurassiques.

L'entaille profonde de la vallée entame les terrains jurassiques qui, en deux plis distincts, mais invisibles de loin, s'élèvent en pentes douces pour se perdre sous un épais manteau de terrain crétacique. Cette disposition si différente de celle qui existe en face dans les versants du massif de la Tournette est frappante. Dans les flancs montagneux qui nous occupent, les axes des plis descendent vers la vallée, les plis sont coupés en biseau et non plus en parois verticales.

Considérons à cet effet le pli le plus occidental que je désignerai sous le terme de pli I. Un éperon rocheux s'avance fortement dans la vallée. Il est constitué par un pli déjeté de Séquanien reposant à l'Ouest sur un escarpement de Kiméridgien. Les couches plongent nettement à l'Est, presque toujours régulières, sauf un petit accident local dans un calcaire gris foncé, en bancs puissants, que l'on observe à mi-chemin entre l'extrémité nord de l'éperon et Giez.

On peut poursuivre le Séquanien du bord de la plaine jusqu'au point coté 981. L'axe du pli s'est donc relevé d'environ 500 mètres (coupe 3) ; il paraît moins couché dans les hauts, mais cela vient du fait que l'anticlinal est en

réalité érodé plus près de la charnière et que l'on est alors dans l'impossibilité de juger l'importance du renversement.

A partir de ce point 984 d'impénétrables forêts couvrent la montagne; les affleurements sont très rares, quelques calcaires marneux que j'ai rencontrés, sans trop savoir le point où je me trouvais exactement, m'ont paru appartenir au Berriasien. Le formidable affleurement de ce terrain, que l'on voit sur la carte, s'explique par l'inclinaison des couches vers la vallée, l'angle étant à peu près égal à la pente de la montagne, et au fait que l'arête du point 1.250 m. épouse le pli, n'offrant ainsi partout où j'ai pu voir des traces de couches, que des calcaires rappelant le Berriasien.

L'inclinaison vers la vallée nous est clairement indiquée par le pli synclinal au pied duquel est placé Giez. Le pli est large, c'est-à-dire que le flanc normal s'étend sur une grande surface; il est ainsi indépendant, en tant qu'inclinaison des couches, de la direction des deux anticlinaux; on voit alors les couches titoniques, sous la forme d'un calcaire noir, en bancs peu épais, plonger nettement de 30 degrés environ vers la vallée.

Le deuxième anticlinal (pli II) rappelle tout à fait le premier; comme lui, il forme une colline qui s'avance dans la vallée. Les couches plongent régulièrement vers l'Est; la rupture du pli atteint le Séquanien. L'axe s'élève aussi et les affleurements jurassiques se perdent dans le Berriasien et sous des éboulis.

La coupe que je viens de décrire (coupe 3) appartient à la partie jurassique de la région que nous étudions maintenant. Poursuivons-là vers le Sud. Après avoir franchi les grandes forêts de Giez, on atteint une partie plus douce, où la végétation est heureusement moins touffue, ce qui permet de voir très nettement, aux chalets de l'Eau-Froide, la sortie de deux anticlinaux dont l'un, celui de l'Ouest, est certainement la continuation d'un des plis de la région inférieure, mais dont l'autre me paraît indépendant.

Je les désignerai cependant encore par I et II. Mais ici tout est considérablement écrasé; les plis qui occupaient une largeur de 4 kilomètres sont distants l'un de l'autre de quelques cents mètres (coupes 4 et 5). De couchés qu'ils étaient ils sont maintenant droits.

Le pli I occupe les pentes qui dominent le vallon des Combes; il est déjeté, mais son flanc Ouest est étiré; le Séquanien est en contact avec Berriasien. Le Titonique est conservé en deux places dans le plan d'étirement; il forme deux petites parois aux couches verticales, sous les pâturages de l'Eau-Froide. Un petit sentier coupe le pli et conduit des chalets vers le col de Cherel. On voit les couches supérieures du Jurassique former le sommet occidental du Banc de la Croix; le noyau anticlinal séquanien occupe les pentes abruptes; la charnière du pli est très visible (fig. 25). Près du col le pli séquanien se ferme, le flanc titonique forme une série de placages qui s'enfoncent très redressés dans le Berriasien de la vallée.

Revenons en arrière.

Le pli II apparaît dans la forêt sous la forme d'une paroi qui bientôt s'élève fortement et forme la Pointe de Vélan. Les couches sont très redressées, elles

plongent de 70 degrés vers l'Est; des deux côtés le Berriasien les accompagne. Cet anticlinal qui apparaît si droit devrait se coucher dans le voisinage de sa charnière, comme je l'ai représenté sur la coupe 5, car, près des chalets, un petit accident curieux serait sans cela difficilement explicable.

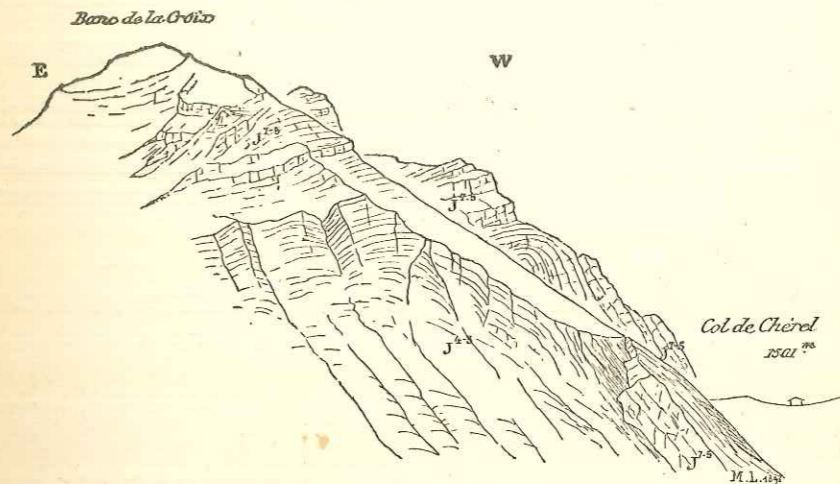


Fig. 25. — Pli occidental de l'Eau-Froide (Pli I). — Croquis pris du sentier de l'Eau-Froide au col de Cherel. — J¹⁻² Titonique et Kiméridgien. — J³⁻⁵ Séquanien.

Quand des chalets, construits sur le Berriasien, on suit le sentier qui mène au col de Cherel, on rencontre tout d'abord, avant de pénétrer dans un petit vallon, quelques couches fossilifères de Valanginien. Puis le sentier traverse une petite barre rocheuse dans laquelle il est taillé et qui s'élève jusqu'au point coté 1.666 m. Le petit escarpement est formé par des couches plongeant de 45 degrés à l'Est. J'ai relevé les bancs suivants :

	Mètres
Berriasien.	—
Calcaire spathoïde.	4
Alternance de bancs calcaires schisteux.	4
Calcaire noir	2
Calcaires et schistes calcaires foncés	0,40
Calcaire gris.	0,40
Calcaire gris argileux.	1
Calcaire gris compact.	3
Calcaire gris foncé.	3
Berriasien.	

Cette quinzaine de mètres d'épaisseur de couches ne peut représenter qu'un noyau jurassique, avec cette particularité qu'il est sans attache avec la bande

jurassique de la Pointe de Vélan. On dirait donc qu'une petite faille horizontale a séparé, de quelques mètres, la tête du pli de sa racine, tout en couchant la masse arrachée. C'est la raison pour laquelle j'ai incliné vers l'Ouest le pli du Vélan.

On voit donc que le serrage si intense des plis est accompagné d'accidents locaux.

Le petit vallon des chalets de l'Eau-Froide ne s'étend pas très loin vers le Sud. Il s'étrangle au point où se trouve le noyau jurassique détaché, s'élargit de nouveau et se termine par la réunion du Jurassique des deux plis, le synclinal berriasien prend fin momentanément : une paroi jurassique formant une arête du Banc de la Croix barre les pâturages (fig. 26).

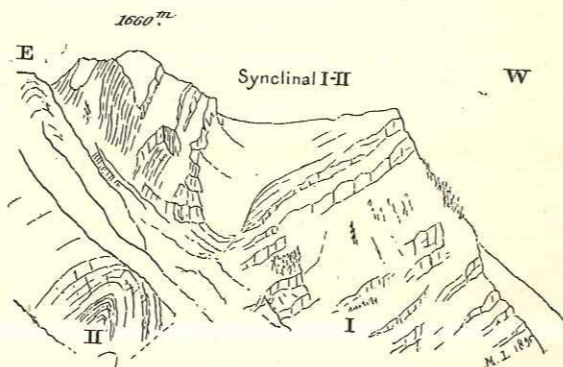


Fig. 26. — Terminaison du synclinal de l'Eau-Froide. — Croquis pris des derniers pâturages sous le point 1.660 m.

L'allure simple des deux anticlinaux que je viens de décrire se complique, au-delà du col de Cherel, par l'apparition de quelques autres petits plis.

Partons du col de Cherel.

Le col est à la limite du Valanginien et du Berriasien s'appuyant sur la voûte jurassique I. On s'élève lentement contre le pied de la haute paroi d'Arcalod jusqu'à un chalet non indiqué sur la carte, placé au Sud-Ouest de la lettre P de P^{te} d'Arcalod. Les pentes sont occupées par un synclinal de Berriasien contenant une bande de Valanginien. Ce nouveau pli est à l'Ouest de la voûte I. Celle-ci s'est considérablement écrasée, comme on peut le remarquer en comparant les coupes 6 et 7, mais par contre un nouvel anticlinal a pris naissance (pli 0). Vers le Sud, il jouera un rôle considérable, en devenant le plus important des plis.

J'ai constaté plus haut deux petites barres de Kiméridgien laissant apparaître une boutonnière de calcaires séquanien (coloriés par erreur en Berriasien sur la carte). C'est le pli II, plus ouvert qu'auparavant; il se rapproche de l'anticlinal I et écrase le synclinal I-II, qui n'est plus représenté que par la première bande rocheuse que l'on coupe en montant au col (profil 6). Si au lieu de continuer par le chemin que nous suivons maintenant, on ascensionne ces pentes

par un petit vallon situé au Nord de l'arête qui, du col de Cherel s'élève vers Arcalod, on franchit tout d'abord le pli I très normal. Puis le vallon s'élargit près d'un chalet et sous un petit sommet qui s'isole sur l'arête. Par un éclairage favorable on distingue nettement la charnière du pli II couché sur un petit synclinal (I-II) où affleure encore le Berriasien (fig. 27). Sur le flanc opposé du vallon la charnière est aussi visible. Plus haut, les éboulis voilent malheureusement un contact important par sa valeur théorique, mais nous pouvons cependant nous en faire une idée très suffisamment certaine. Voyons cet accident.

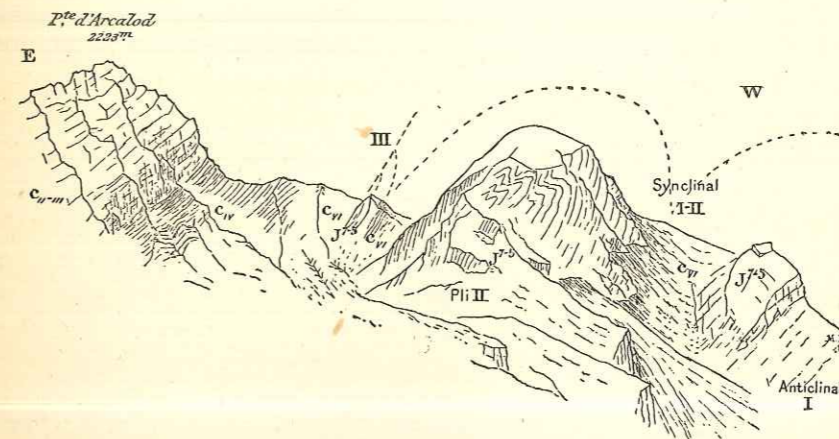


Fig. 27. — Les plis du Jurassique dans l'arête de la Pointe d'Arcalod au col de Cherel. — Flanc gauche d'un petit vallon qui forme le bassin supérieur du torrent de la Grande-Combe. — C_{n-III} Urgonien. — C_{IV} Hauterivien. — C_{VI} Berriasien. — J^{7-5} Malm supérieur.

Du petit vallon où nous sommes et qui constitue le bassin supérieur du torrent de la Grande-Combe, on peut rejoindre par un petit col de flanc les premières pentes que nous gravissions (col, sous III de la fig. 27).

Au-dessus de la barre kiméridgienne du pli II, on entre dans des pâturages coupés par une nouvelle bande de Malm. Entre les deux bandes s'étend un nouveau petit synclinal (II-III), où l'on constate le Berriasien sur le col du flanc que nous venons de franchir. Il est évident que la barre supérieure de Malm forme un nouvel anticlinal (III), mais ce pli ne peut se développer. L'affleurement est très mince et sous les pentes abruptes qui, grandiosément, s'élèvent jusqu'à la cime d'Arcalod, le Malm s'écrase (fig. 27), le Berriasien a lui-même disparu, le Valanginien est très réduit (coupe 6). Ce n'est point là un pli-faille, mais une vraie faille sur laquelle je reviendrai dans la troisième partie de cet ouvrage.

On voit donc, en résumé, que dans cet espace si réduit sous le Point d'Arcalod, quatre anticlinaux peuvent cependant prendre place.

Continuons à poursuivre ces plis vers le Sud.

Nous savons qu'un nouvel anticlinal (pli zéro) apparaît sous les chalets

1.393 m. au Sud du col de Cherel. Il est coupé par un vallon profond qui descend d'Arcalod. J'ai pénétré dans cette vallée, au voisinage de laquelle passe la coupe 7. La charnière du pli 0 est nettement visible sur la rive droite du torrent. On voit se contourner les calcaires blancs du Jurassique supérieur, sur lequel s'appuie, des deux côtés, le Berriasien. La brèche du Titonique est ici très caractéristique bien que très peu épaisse. Les anticlinaux II, III et IV sont resserrés à l'extrême, les couches sont presque verticales. Le Crétacique, peu visible, n'affleure que dans le synclinal 0-I.

Le pli 0 prend une importance de plus en plus grande; il est particulièrement large dans les pentes sous le point 1596 (coupe 8), puis il se réduit très rapidement. Il est déjà moins large dans la coupe 9 et enfin, le long du Chéran, il n'a plus qu'une importance très secondaire, et seul, n'étant plus alors qu'une simple barre, il va s'ajouter aux plis jurassiques de la vallée d'Ecole que j'ai décrits (chapitre V).

Au Sud du torrent d'Arcalod, dont il est fait mention plus haut, le pli synclinal I-II s'ouvre à nouveau, et l'on peut suivre une bande de Berriasien, traversant en écharpe l'arête d'Arcalod sous le point 1718, se confondant presque avec le synclinal 0-I. Le point 1718, sorte de petit sommet sur l'arête, est formé par les anticlinaux II-III confondus. La charnière anticlinale est très visible dans les flancs méridionaux du sommet (Fig. 31). L'accident par faille existe toujours; sur l'arête le Valanginien s'appuie directement sur le Malm.

Cet ensemble de plis est coupé en oblique par un accident important de la chaîne crétacique. En effet, sauf le pli 0, aucun des autres n'atteint le Chéran. Cherchons à connaître la cause de cette disparition soudaine et dans ce but étudions la chaîne crétacique.

§ 2. — Les plis crétaciques.

Entre Englannaz et Faverges, la région crétacique, qui va maintenant nous occuper, n'a que deux kilomètres de large. Elle forme ici le flanc occidental de la région synclinale qui, plus au Nord, contient les masses exotiques de Sulens. J'ai étudié, avec mon collègue et ami M. Haug, les environs de Faverges; comme nous devons publier en collaboration un mémoire détaillé sur cette importante région, je serai très bref sur ce qui environne immédiatement cette petite ville.

Longeons le pied de la montagne. Englannaz est situé au débouché d'un petit vallon rempli par le Glaciaire. D'un côté, on voit s'enfoncer les couches de Malm supérieur, de l'autre apparaissent les couches hauteriviennes plongeant à l'Est. L'espace que pourraient occuper le Berriasien et le Valanginien serait très réduit. Je crois même qu'ils sont absents pour une raison que je développerai plus loin. Immédiatement sur ces couches néocomiennes on voit apparaître une

épaisseur formidable d'une roche calcaréo-gréseuse qui, pendant longtemps, nous a intrigués, M. Haug et moi. Nous avons pu, avec sûreté, grâce à la présence de quelques fossiles, déterminer son âge, c'est du Gault, peut-être de l'Aptien. L'Urgonien est ici absent. Y a-t-il étirement ou les couches reposent-elles directement par phénomène de transgression sur l'Hauterivien, c'est ce que nous n'avons pu établir. On voit ensuite, au milieu de ces bancs, apparaître quelques couches de Sénonien, puis les calcaires gréseux s'étendent jusque près de Faverges, où ils laissent percer le Sénonien noir. Une coupe faite plus haut, à travers la montagne de la Motte, nous montrerait, sur les couches hauteriviennes fossilifères, un épais niveau d'Urgonien affecté d'une petite faille parallèle à l'arête, puis l'énorme étendue du grès calcare du Sollier (Coupe 3).

Toutes ces couches plongent vers le Nord-Est. Suivons maintenant la vallée de Saint-Ruph. Nous constatons près de Villaret un petit synclinal urgonien, en partie occupé par le Glaciaire que l'on suit sans discontinuité jusqu'au delà de Glaise.

Nous montrerons, dans le travail que nous préparons M. Haug et moi, quels sont les détails intéressants de la partie basse de la vallée de Settenez.

Après avoir passé les maisons de Glaise, on rencontre, sous la bifurcation des chemins de Saint-Ruph et de la Motte, un lambeau d'Urgonien. D'autre part, le terrain plonge vers la vallée dans les hauteurs qui dominent le chemin de la Motte. Il y a donc là un synclinal oblique à la direction générale des plis de la région.

Le fond de la vallée est plus loin occupé entièrement par le Glaciaire. Vers la Roulaz, des graviers stratifiés sont situés à une vingtaine de mètres au-dessus du torrent. C'est à la Roulaz que l'Hauterivien réapparaît sous des éboulis d'Urgonien et de calcaires rouges à foraminifères qui par places, nous le savons, semble remplacer le Gault. En montant dans les taillis, on constate un affleurement important de ces deux terrains. Ainsi la vallée est bien synclinale et même formée par un pli assez aigu comme on peut le juger par l'examen de la coupe 5. En effet, les hauts des escarpements de la rive droite sont occupés par une haute paroi urgonienne qui monte vers le Sud. On voit ainsi que le synclinal s'élève vers le cœur du massif en suivant la loi générale des plis des Bauges.

Plus loin, mais dans les flancs gauches cette fois, j'ai constaté encore un autre affleurement d'Urgonien. Le premier était un fragment du flanc ouest du synclinal, celui-ci est un reste du flanc oriental.

A partir de ce point le pli est mieux conservé.

Sur la droite une paroi formidable d'Urgonien remplace les pentes de taillis et de gazon hauteriviennes et forme la pointe d'Arcalod; la partie nord de l'escarpement est affectée de petits plis locaux (Fig. 28). Sur la gauche, l'Urgonien ne forme plus qu'une bande très amincie s'élevant comme un mur, forçant la vallée à se bifurquer en deux vallons, l'un synclinal, l'autre monoclinale taillé entièrement dans les calcaires hauteriviens et donnant lieu au col d'Orgeval (coupe 6).

L'arrêt si brusque de la haute paroi d'Arcalod est dû à ce que les pentes coupent obliquement le flanc occidental du pli, ainsi qu'au fait de l'inclinaison

si forte des couches qui n'ont pu se tenir, ainsi déchaussées par l'érosion, sur des pentes si raides. L'Urgonien du flanc renversé du synclinal est conservé, grâce à la descente très rapide de l'axe du pli.

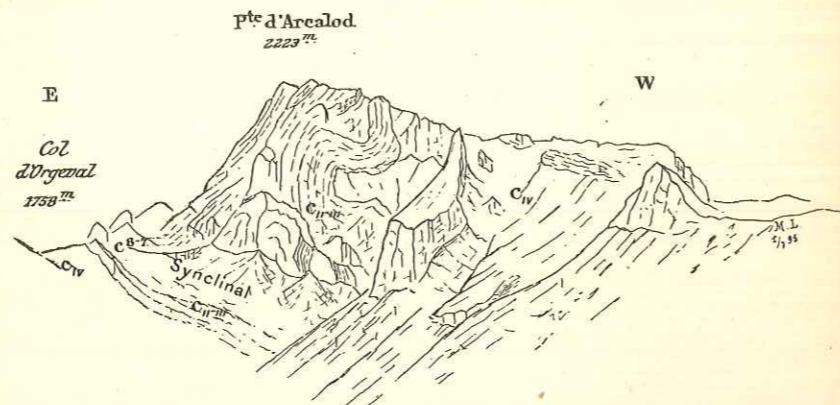


Fig. 28. — La pointe d'Arcalod et l'extrémité nord du synclinal de Bellevaux. Croquis pris des environs des chalets du Vélan.

c⁸⁻⁷ Sénonien. — c¹¹⁻¹³ Urgonien. — c¹⁴ Hauterivien.

Une masse considérable d'éboulis ne permet pas de constater la jonction des deux Urgoniens du pli synclinal, dont le noyau est occupé par le Sénonien séparé de l'Urgonien par les calcaires rouges à foraminifères.

La partie Est du haut de la vallée de Saint-Ruph forme un grand contraste avec la partie occidentale. Celle-ci est rude, escarpée dans Arcalod, cette première est plus douce car elle est formée par les roches plus tendres du noyau anticlinal. Du col d'Orgeval, on monte avec grande facilité sur la pointe de Chaurionde. Au col affleure l'Hauterivien, plus à l'Est, un deuxième petit col est formé par les masses valanginiennes et le Berriasien. Celui-ci forme une pente plus raide où affleurent des calcaires que j'ai considérés comme crétaciques, en l'absence de fossiles; peut-être y trouvera-t-on un jour les couches du Titonique. Enfin, l'arête devient plus douce, on est sur le Valanginien, puis elle s'élève rapidement et les dernières pentes du sommet de Chaurionde sont formées par les couches inférieures de l'Hauterivien (coupe 6).

Au sud du col d'Orgeval s'étendent de grandes pentes douces d'Hauterivien, puis dans la descente dans la vallée du Chéran, on constate un grand développement de terrain glaciaire au pied d'un cirque rocheux sur lequel je reviendrai. Plus bas, le sentier longe les pentes urgoniennes de la montagne de la Coche et pénètre avec la vallée dans le synclinal qui s'est fortement élargi.

Reprenons le pli synclinal près du col d'Orgeval et suivons-le vers le Sud.

Sous la pointe d'Arcalod le synclinal est très étroit, les couches sont fortement redressées (coupe 6). L'Urgonien dans le flanc renversé est particulièrement laminé.

Une première petite arête coupe transversalement le pli, puis un petit lac et

une nouvelle arête formant le sommet 1921 domine le cirque dont j'ai déjà dit quelques mots.

Le côté sud du cirque est formé par l'Urgonien renversé plongeant de 15 à 20° E et se relevant sous le sommet de la Coche. Le côté nord présente un petit accident fort intéressant. En effet, deux failles obliques parallèles coupent longitudinalement le pli, de telle sorte que toute la partie supérieure du flanc oriental du pli est descendue et forme les toits des failles (coupe 7).

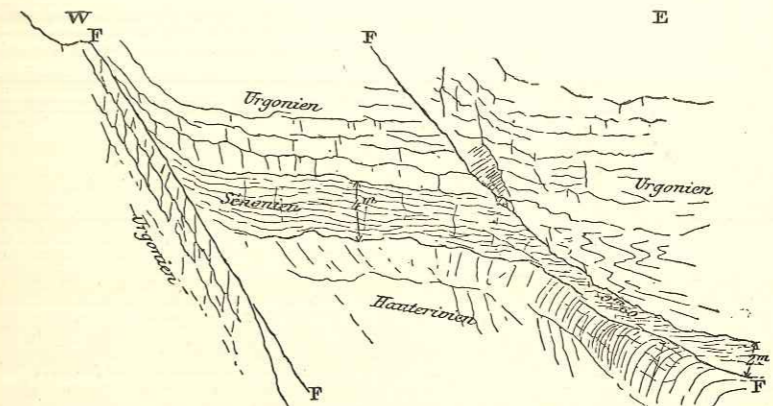


Fig. 29. — Failles sous le sommet 1921 mettant en contact le Sénonien et l'Hauterivien. FF, failles.

Croquis pris sur les flancs du cirque.

Le Sénonien a été entraîné dans le plan de faille avec les calcaires rouges à foraminifères et le tout repose sur l'Hauterivien (Fig. 29). Les plans de glissement sont remarquablement nets et présentent en plusieurs points de superbes miroirs de faille. Le Néocomien est retroussé normalement.

Du cirque, on peut se rendre dans la vallée de Bellevaux par un petit col qui présente des couches rhodaniennes assez singulières. Elles sont gréseuses et

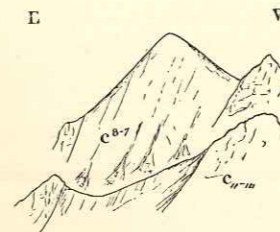


Fig. 30. — Sommet de Sénonien noir fétide au Sud du point 2060 m. Croquis pris au Nord du point 2060 m.

micacées. La carte est ici entièrement fautive, le torrent qu'elle indique prend naissance à l'Ouest du point 2060, de telle sorte qu'on longe le sommet 2060 à l'Est pour trouver le col qui mène dans la vallée de Bellevaux. On laisse sur la gauche un sommet arrondi formé de calcaires fétides noirs sénoniens (Fig. 30).

Un accident fort important dérange, à partir de ce col, l'allure régulière du flanc occidental du synclinal. Une faille considérable, oblique au pli, fait subir une forte descente à tous les affleurements du flanc Ouest.

Du col, au lieu de descendre directement dans la vallée, nous pouvons longer l'arête, sous le sommet 2060 jusqu'au sommet 1718 (Fig. 31).

Le premier de ces points culminants est la continuation immédiate de la haute paroi urgonienne d'Arcalod. Mais ici l'Urgonien a subi une réduction considérable, il est laminé, coupé à l'Est par un plan de faille, et c'est un phénomène bien impressionnant à contempler des environs du sommet 1718. On voit l'énorme paroi d'Arcalod, formée par une immense épaisseur d'Urgonien supporté par une formidable puissance d'Hauterivien, disparaître comme par enchantement. L'Urgonien se lamine brusquement ; l'Hauterivien forme encore des pentes herbeuses et boisées, mais plus bas, vers le Sud, il disparaît totalement.

Cette rupture correspond avec un changement complet de l'allure du pli. La paroi urgonienne semble au premier abord continuer dans le Mont de la Coche, mais, en réalité, à la paroi du flanc normal succède, dans sa continuation, la paroi du flanc renversé. Le synclinal a pour ainsi dire subi un huitième de tour sur lui-même, suivant son axe (comparer les coupes 7 et 8), c'est-à-dire que le plan axial s'est abaissé en tournant autour de l'axe comme charnière.

Le Sénonien qui était alors dans les flancs orientaux de la chaîne passe ainsi subitement sur les pentes opposées. Nous aurons à rechercher plus loin la raison théorique d'un accident aussi puissant.

Voyons le flanc renversé.

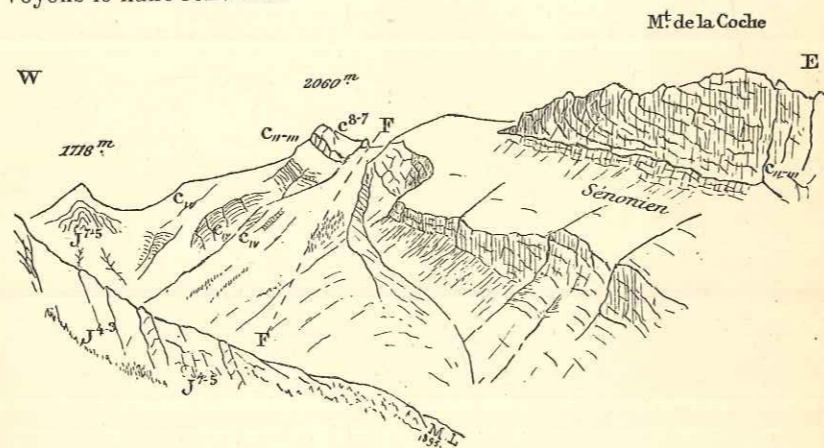


Fig. 31. — Le haut de la vallée de Belleaux (courbe d'Allen), FF, faille. Croquis pris au-dessous de Plan Mollard.

La figure 31 nous montre une partie de la charnière urgonienne conservée dans le Mont de la Coche. En haut, le Gault a disparu ; l'Urgonien repose directement sur les couches inférieures du Sénonien contenant ici des silex. Ce n'est

que plus bas que s'intercale le Gault. Une grande épaisseur de Sénonien, formant des pâturages, s'appuie à son tour sur les calcaires à Petites Nummulites qui forment une nouvelle paroi (Fig. 31). Toute la série devient verticale dans la Cluse du Nant du Four (coupe 9).

Etudions maintenant le plan de faille.

Du haut du point 2060 on peut descendre jusque dans la vallée sans rencontrer l'Urgonien. L'Hauterivien est en contact avec les Schistes à écailles de poissons. Le plan de faille passe sensiblement au point où je l'ai indiqué sur le croquis. Toutefois comme je n'ai pu délimiter l'accident sur la carte qu'après avoir effectué le croquis à distance, on ne doit pas y chercher la précision absolue. Ceci a du reste peu d'importance, la carte est tout aussi éloquente.

Ce n'est que dans le fond du grand cirque que l'on voit l'Urgonien, près des chalets de Plan Mollard, au voisinage immédiat d'une bande de Berriasien formée par le synclinal I-II, que j'ai décrit dans le premier paragraphe de ce présent chapitre. L'anticlinal jurassique du point 1713 (fig. 31), disparaît totalement avec le Berriasien qui l'accompagne, ainsi que le Valanginien et l'Hauterivien d'Arcalod, car les Schistes à écailles arrivent en contact avec l'Urgonien laminé (coupe 5).

Plus bas, lorsque l'on descend le sentier qui mène à Jarsy, on rencontre encore le Berriasien et sous lui, dans un ravin, on voit l'Urgonien renversé, extrêmement réduit. Ce terrain, accompagné des calcaires néocomiens, peut être suivi alors sans discontinuité jusqu'à Très-Roche et jusqu'au Chéran.

L'accident rejoint ainsi la faille que j'ai montré exister près du Banc de la Croix et qui se traduit par une disparition complète du Berriasien, jusqu'au point 1713, au Nord duquel on en retrouve un peu, avant la disparition totale du pli anticlinal qui forme ce sommet.

La faille persiste en effet, elle se traduit par un amincissement considérable de toutes les couches (coupe 9). L'anticlinal jurassique O. s'est aussi aminci vers le Sud à partir de la faille oblique. L'étirement des couches s'effectue aussi chez lui. Dans la traversée du Chéran, non seulement il n'existe plus qu'un seul pli des quatre que j'ai décrits dans les flancs d'Arcalod, mais encore le seul que l'on observe est considérablement aminci (coupe 10). Il s'étire encore davantage dans la vallée d'Ecole (coupe 11).

Il nous reste à étudier maintenant le noyau du synclinal.

Lorsqu'on remonte la vallée du Chéran, on croise successivement l'Urgonien, le Gault, fossilifère sur Très-Roche, puis une énorme épaisseur de Sénonien inférieur. Au débouché du torrent de Plan-Mollard dans le Nant-du-Four, les calcaires noirs du Sénonien supérieur sont coupés obliquement par la vallée et montrent une charnière très nette.

Suivons le chemin qui conduit à Plan-Mollard. Un escarpement de nummulitique court parallèlement à la vallée. Pour l'atteindre, l'on franchit de nombreux bancs de Sénonien noir qui deviennent de plus en plus épais et l'on arrive sur les premiers bancs tertiaires formés par un calcaire gris brun spathique

bréchoïde à *N. striata*. Plus haut, apparaissent les calcaires schisteux à écailles de poissons.

Ces couches vont former des mamelons dans la partie ouest du pli qui présente une ondulation parallèle à celle indiquée par la charnière du Sénonien fétide.

Nous savons déjà que les couches sont étirées dans le flanc occidental et qu'au Nord elles s'arrêtent brusquement contre la faille oblique au pli de la Coche. A l'Est, elles sont manifestement renversées et plongent sous l'escarpement urgonien de la Coche.

Le synclinal ne tarde pas à se relever vers le Sud. Déjà dans la coupure si étroite du Nant du Four, grâce à la profondeur de la vallée, l'Urgonien entaillé plus près de sa charnière plonge, non plus à l'Est, mais à l'Ouest d'une soixantaine de degrés. Il s'applique en particulier sur les premières pentes que l'on gravit pour monter au Mont d'Armenaz. La roche prend ici un aspect particulier ; chargée de polypiers elle devient dolomitique.

Peu au-dessus du thalweg du Nant du Four, l'Urgonien qui est couché sur la rive droite se relève brusquement sur la rive gauche et monte, vertical, former le sommet du Mont Pécloz. Vu de la Chaurionde par exemple (fig. 32), le spectacle est grandiose. L'Urgonien forme une énorme colonne rocheuse de près de 1.000 mètres de hauteur, s'appuyant légèrement sur les couches néocomiennes disposées autour d'un ravin extrêmement abrupt.

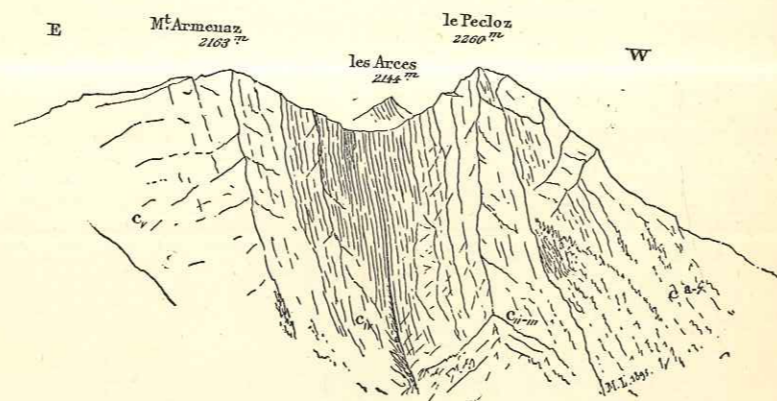


Fig. 32. — Le Pécloz vu de la Chaurionde.
Cv Valanginien. — Civ Hauterivien. — Cii-iii Urgonien. — C6-7 Sénonien.

A l'Ouest, des pentes très rapides, en grande partie occupées par la forêt, s'élèvent vers le Pécloz. Je n'y ai jamais pénétré. De nombreux éboulis m'ont permis de constater qu'une bande de Sénonien fétide devait former le noyau du synclinal dans le Nord de ce tronçon de pli entaillé si profondément par le Nant du Four et le Chéran. Le long du Chéran, en effet, je n'ai constaté que le niveau inférieur du Sénonien (coupe 10).

Le synclinal s'élargit au fur et à mesure qu'il se redresse ; la charnière s'est de plus en plus ouverte (Coupe 14). Le flanc occidental présente un affleurement de Gault qui s'appuie assez redressé contre l'Urgonien. Dans le vallon des Arbets, l'on atteint les grès verts à la hauteur des premières granges, car le Glaciaire local couvre tous les bas. Avant d'arriver aux Arbets, près de Plosta, le Gault forme deux puissants placages qui s'élèvent sur les flancs de la Combeaux-chevaux, en formant une sorte de grand M.

Au col 1773, le Gault quitte le vallon et court dans l'énorme escarpement (coupe 13) qui domine l'Isère (Voir le croquis de la Pl. III). Il rentre sous la Chat (coupe 12) où on le suit aisément de l'œil. Il est alors légèrement renversé. Ce mouvement s'accroît sous la Lanche (coupe 11) ; mais, au pied des Arces, il est de nouveau vertical.

Le haut du vallon des Arbets est occupé par un grand éboulement de Sénoniens d'où part une moraine très caractéristique de matériaux locaux, formant un champ de blocs.

Des Arbets, j'ai traversé sur les Culées sans trouver de Nummulitique ; les affleurements sont du reste assez rares. En croisant de Lazardin sur Bottier, j'ai constaté la présence de calcaires sénoniens noirs, que l'on voit encore sur le sentier des Bottiers à la Chapelle. Ils sont un peu siliceux et terreux. Il y a peut-être là l'indication de deux replis dans le synclinal. Je n'en suis cependant pas certain car je n'ai pu les constater dans le cours du Chéran bien que sur la rive gauche les couches soient presque partout visibles.

A la Chapelle de Sainte-Fontaine une superbe source vaclusienne sort de ce Sénonien.

CHAPITRE VIII

LA SAMBUY ET LES PLIS DES FLANCS DE LA VALLÉE DE L'ISÈRE JUSQU'A SAINT-PIERRE D'ALBIGNY.

Coupes 4 à 14.

§ 1. — La Sambuy.

Au Sud de Faverges, une montagne élevée borne l'horizon. C'est la Sambuy, taillée dans le flanc occidental du grand synclinal du Reposoir-Sulens-Tamier ; La constitution de cette haute région doit en conséquence être très simple.

De Settenex, construit sur un plateau glaciaire, on longe le vallon de St-Ruph qui, nous le savons, est formé par un synclinal oblique à la direction habituelle du plissement. Ainsi le Mont de la Motte qui paraît au premier abord se continuer dans la Sambuy en est séparé par ce pli synclinal.

A Neuvillard, l'Urgonien perce le Glaciaire. Il domine très sensiblement le petit affleurement que j'ai constaté en amont de Glaise, ce qui me conduit à admettre avec pleine assurance l'existence du pli oblique (coupe 4). Toute la pente nord de la Sambuy est occupée par un énorme développement de grès calcaires du Gault. Sur le sentier qui mène aux chalets de Settenex, on voit cette roche, près d'un groupe de petites sources, reposer directement sur Hauterivien. Elle est là à l'état de grès durs verts rappelant le grès de Taveyannaz non moucheté. L'Urgonien est absent sur plus de deux kilomètres ; on le voit, beaucoup plus haut, sortir de dessous ces grès. Ceux-ci sont recouverts dans la forêt par un lambeau de Sénonien noir. Les contacts ne sont pas visibles, de même qu'à l'Est entre les grès et l'Urgonien qui forme la paroi dominant les Solliers.

Ces grès sont contenus dans un synclinal évasé, dont l'axe s'incline vers Settenex. En effet, l'Urgonien de Neuvillard, à l'altitude de 7 à 800 mètres, monte sous les grès et atteint les chalets Settenex, en s'élevant d'environ 900 mètres, cette mesure étant prise sur la charnière urgonienne du synclinal des grès du Gault. Le chemin s'élève le long d'un vallon synclinal typique et ce n'est que quelques mètres avant d'atteindre les chalets que l'Hauterivien apparaît formant des pentes douces couvertes de paturages.

A partir du sentier, l'Urgonien s'élève en écharpe jusqu'au sommet de la Sam-

buy, sorte de bastion rocheux qui se prolonge, sous la forme d'une longue arête hauterivienne, jusqu'à la Chaurionde.

A l'Est, la Sambuy n'est guère plus compliquée. Le vallon des Losserands, parallèle à la grande vallée, est formé par un petit synclinal dont le fond est occupé par le Glaciaire ou les éboulis. Le flanc est relevé à la verticale, tandis qu'à l'Ouest l'Urgonien remonte en pente rapide jusqu'au point 2050 (coupe 5). Cette bande urgonienne paraît être séparée de celle qui monte à la Sambuy par une faille ou une brusque inflexion. En effet, l'Urgonien des Solliers est toujours dominé par celui de la Sambuy, qui monte parallèlement à lui. Les éboulis cachent la faille supposée et ce n'est que très haut, près des chalets de la Bouchasse, que l'on voit apparaître l'Hauterivien sous les deux Urgoniens, celui de l'Ouest dominant toujours l'autre ; la petite faille serait en tout cas ici d'un rejet très faible. Cet Hauterivien forme un petit anticlinal secondaire déterminant au Nord du sommet un petit vallon sec.

Ainsi, on voit que la Sambuy est formée par un dos anticlinal longé par deux synclinaux aux axes inclinés vers Faverges, celui de Losserand est beaucoup moins incliné que le petit pli situé au Nord des chalets de Settenex.

Sous cette carapace urgonienne, on voit sortir une énorme épaisseur d'Hauterivien et de Valanginien. Sous la Chaurionde et la Sambuy ces terrains plus tendres sont découpés en un vaste cirque (qui n'a nullement la forme d'un entonnoir spirale ; Hollande 15 p. 38 et 27 p. 6) dont les bords opposés forment les sommets du Parc du Mouton et de la Tête-Noire. Tout cet ensemble plonge vers la vallée de Tamié, et c'est l'anticlinal de la Sambuy qui, déchaussé de plus en plus, laisse sortir de sa masse sombre néocomienne les plis jurassiques aux parois blanches que nous allons (coupes 5, 6) maintenant étudier.

§ 2. — Les plis de la vallée de l'Isère.

Ces plis présentent la particularité d'être coupés obliquement par les pentes si rapides du flanc droit de la vallée de l'Isère. Ce fait ajoute quelques difficultés à leur étude, sans cependant la rendre très compliquée.

Une énorme masse de Jurassique s'élève jusqu'au faite de la montagne et forme toute l'arête comprise entre le Grand Roc et le Mont d'Orchair. Commençons notre étude par cette première région.

Ces hauteurs s'atteignent avec facilité de la vallée du Chéran. On peut en effet monter facilement à Armenaz, où les couches hauteriviennes plongent fortement à l'Ouest (coupe 10), de là longer l'arête jusqu'à Chamossaran. Les couches changent de direction ; elles plongent fortement à l'Est. On sent qu'un accident important va se développer. En effet, sitôt que l'on a franchi ce dernier sommet, un superbe spectacle s'impose : une masse empilée de Malm supérieur s'élève, par plissements superposés, sur le Berriasien et forme la masse tabulaire du Grand Roc (Fig. 33). Le Berriasien au contact est extrêmement froissé. Le Tito-

nique s'étire par places pour n'être plus parfois en coupe, qu'un filet; quelques petites cassures tranchent le Jurassique.

On peut longer le pied de l'escarpement du Grand Roc. La paroi titonique forme une petite bande rocheuse qui finit par disparaître dans les pentes de Séquanien, lequel monte jusqu'à l'arête entre le Grand Roc et le Mont d'Orchair.

Sous ce dernier sommet, le Malm supérieur prend une disposition périclinale formant à l'Est du Mont d'Orchair un cirque rocheux. Tout ce Jurassique s'enfonce sous le Berriasien du col du Haut du Four. Les chalets sont au pied de la pente du Malm, et lorsque l'on descend le sentier du col du côté de l'Isère, on laisse sur sa droite les pentes escarpées de Malm, et l'on poursuit très bas le Berriasien qui l'enveloppe¹.

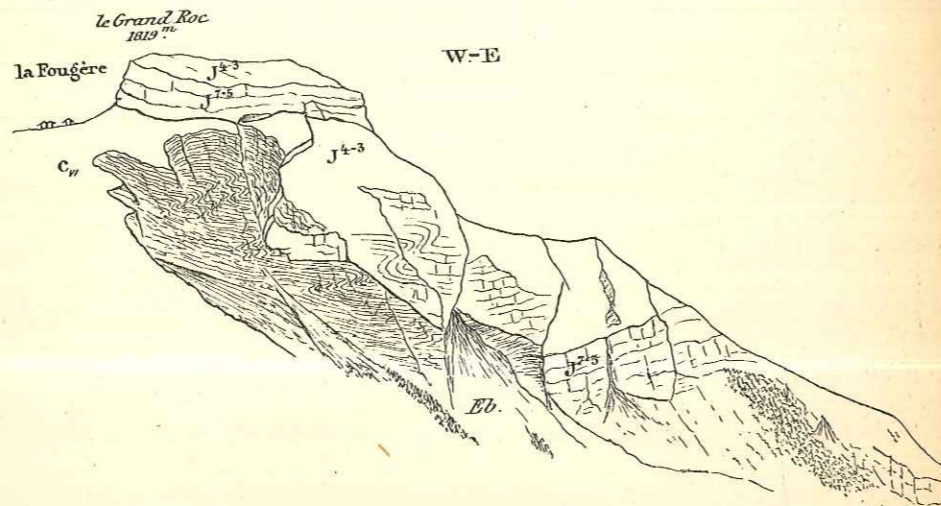


Fig. 33. — L'empilement du Jurassique sur le Berriasien dans le Grand Roc. Croquis pris des environs de la pointe de Chamosséran. J¹⁻² Séquanien. — J³⁻⁶ Kiméridgien et Pitonique. — C¹ Berriasien.

Ainsi la masse jurassique du Grand Roc-Mont d'Orchair est le noyau du pli de la Sambuy; l'axe de ce noyau s'abaisse vers le Nord en s'enfouissant sous les masses épaisses du Crétacique inférieur de la Chaurionde (suivre coupes 8, 7, 6).

Quelque aplati que soit ce grand anticlinal déjeté vers sa charnière, le noyau callovien monte jusque dans le voisinage de celle-ci (coupe 7).

En effet, les chalets d'Orisan sont construits sur un lambeau de Callovien reposant sur les marno-calcaires foncés de l'Oxfordien. Ceux-ci montent même très près de l'arête de la montagne en déterminant un petit vallonement. Des

¹ La série de petites failles signalées par M. Hollande (15, p. 83), m'est restée invisible.

chalets, ils ne tardent pas à descendre vers la vallée en formant un affleurement plus ou moins continu. Les masses calloviennes sont totalement isolées.

Les divers plissements, qui caractérisent le flanc renversé de ce grand anticlinal d'Orisan et que nous avons vus, sous le Grand Roc, coupés obliquement, allongent leurs affleurements dans les pentes qui regardent l'Isère. On voit l'escarpement du Malm supérieur du Grand Roc former une bande rocheuse au Sud des chalets d'Orisan, puis, plus bas, une charnière de Kiméridgien renversé s'allonge jusque sur le sentier qui des chalets conduit à Cléry (coupe 7).

Un deuxième pli, moins important, succède dans l'Ouest à celui que je viens de décrire. Il est coupé transversalement par les parois du Parc du Mouton. En effet, j'ai dit déjà combien le Berriasien descendait bas sur le sentier du col du Haut du Four; il soutient une bande de Malm supérieur pliée en anticlinal et dont le flanc normal forme un escarpement rocheux continu qui descend vers le col de Tamié (coupe 6). Une petite faille coupe le pli près de sa charnière.

Enfin un troisième pli apparaît sous le col de la Tamié. C'est lui qui forme la colline sur laquelle est le Fort. Le Titonique entoure très nettement cette éminence, ainsi que le Berriasien dont les affleurements sont moins nets. On peut juger sur la carte que le pli du Fort de Tamié n'est qu'un petit accident du grand synclinal qui descend vers Faverges.

En examinant la carte, on remarque combien les affleurements de Jurassique inférieur montent haut sur les flancs de la vallée de l'Isère au-dessus de Tournon. Ce fait est le résultat de l'anticlinal d'Orisan, si élevé, comparé aux autres plis jurassiques voisins.

Dans les environs de Frontenex, les schistes calcaires liasiques forment un grand affleurement qui s'étend jusqu'à Nant des Martins. Ce Toarcien plonge diversement, mais l'inclinaison des couches n'atteint que rarement 50 degrés.

Le Lias supérieur est surmonté par des couches où l'on rencontre quelques bancs calcaires; ce caractère n'est cependant pas très régulier, aussi les contours de la carte de cette région seront probablement modifiés dans la suite lorsque l'on y rencontrera des fossiles. Il ne m'a pas été possible non plus de déterminer avec exactitude les petits plissements qui doivent se faire sentir dans ces masses si homogènes, tant les plongements de couches m'ont paru irréguliers en direction.

Le Callovien est plus facile à déterminer, soit par la roche, soit par la présence de quelques rares fossiles qu'on y rencontre presque toujours. La limite inférieure de ce terrain n'est pas non plus très facile à établir et là aussi une recherche très détaillée pourra amener des modifications. C'est évidemment sous le pli d'Orisan que ce Callovien monte le plus. Il est très nettement développé dans les torrents qui descendent du Haut du Four, où il est plus abordable que dans ceux si fortement encaissés, souvent infranchissables, qui s'écoulent sur les pentes rapides de Chamosséran.

Un caractère très remarquable du flanc droit de cette partie de la vallée de l'Isère est sa disposition en terrasses d'érosion parfois fort bien conservées. Je

citerai celles de Villarmavin, de Cléry, du Mont, de Planvillard et la dépression parallèle à la vallée que suit la route de Montailleur à Grésy, etc.

Le Glaciaire ou les éboulis sont très fréquents sur ces pentes douces du Jurassique inférieur et moyen. On y rencontre très rarement quelques traces stratifiées dont j'ai indiqué les points constatés dans un précédent chapitre (p. 21).

Remontons dans les hauteurs où affleurent les couches supérieures du Malm.

Le long des escarpements du Grand Roc, un torrent profondément encaissé descend vers Moratier. Découpé dans le Berriasien il franchit la paroi du Jurassique supérieur en mettant à découvert la charnière d'un repli occidental à ceux qui s'empilent dans le Grand Roc. On voit les couches du Titonique sortir du ravin, décrire une courbe, rentrer à nouveau, puis en sortir en formant une corniche horizontale que l'on poursuit jusqu'au-dessus de Planvillard (Fig. 34).

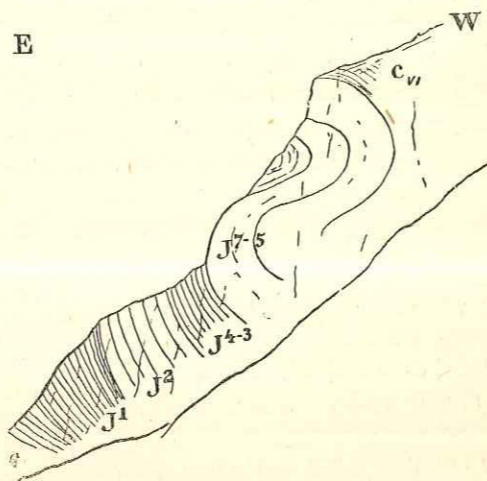


Fig. 34. — Pli du Jurassique dans le ravin de droite des deux torrents formant le torrent de Moratier.
J¹ Callovien. — J² Oxfordien. — J³⁻⁴ Séquanien. — J⁵⁻⁷ Kiméridgien et Titonique.
c_{vi} Berriasien.

Au-dessus de la corniche, les pâturages s'élèvent jusque dans les hauteurs ; plus bas les buissons et les forêts occupent les pentes. Sous les chalets de Chamosséran les deux charnières du pli que nous venons d'amorcer se voient de nouveau avec une admirable netteté (Fig. 35) ; de l'intérieur part une nouvelle corniche, plus basse que la précédente ; elle va former le sommet de la célèbre Roche-Torse.

La Roche-Torse porte ce nom si caractéristique à cause des superbes plis empilés si visibles dans les parois qui dominent Grésy. Je n'ai jamais vu qu'à distance cette imposante masse ; toutes les fois que j'ai voulu en faire une étude détaillée, les brouillards ont toujours voilé la montagne. M. Hollande en a heu-

reusement donné un croquis (15, fig. 11 et 30), et une coupe. Cela m'a permis de dessiner les contours de la carte et la coupe 9.

Cet empilement fait encore descendre davantage la corniche du Malm supérieur et de tout l'ensemble du Jurassique. En effet, près de la Tour de Montailleur, on peut déjà toucher l'Oxfordien dont les couches supérieures, peut-être déjà rauraciennes, se voient sur la rive droite du torrent de Grésy, au haut de son premier cône de déjection, au-dessus du bourg.

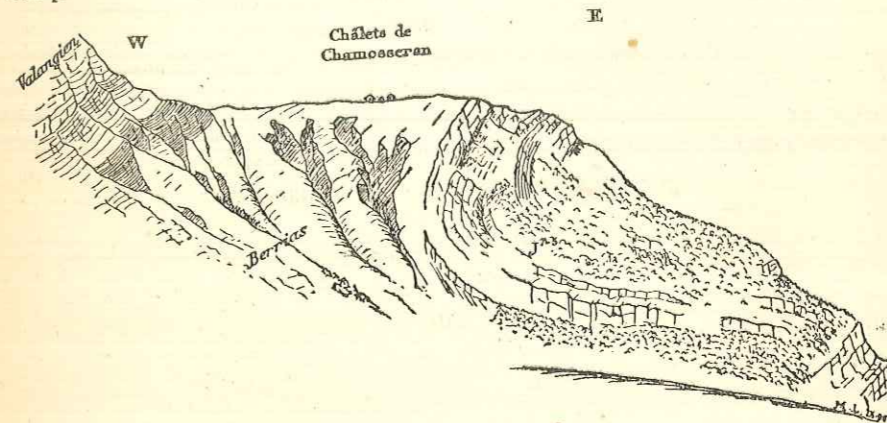


Fig. 35. — Pli jurassique sous les chalets de Chamosséran.
Croquis pris des environs du sommet de la Roche Torse.

De Grésy à Saint-Pierre d'Albigny, l'aspect du pays est extrêmement simple. Des pentes très rapides descendent des hauteurs des Arces et de la Lanches, taillées dans le Crétacique inférieur, reposant sur une terrasse de dénudation du Malm supérieur. Celui-ci forme une paroi continue au-dessous de laquelle s'étendent, jusqu'à la plaine d'alluvion, de grands cônes d'éboulis ou de déjection. Cette simplicité d'allure paraît d'autant plus frappante que, au Nord de Grésy comme au Sud de Saint-Pierre, nous savons combien le Jurassique se replie en lacets. L'explication est simple : nous entrons à Grésy dans le grand synclinal de Bellevaux-Arbets que j'ai décrit dans le précédent chapitre.

Toutefois cette allure si régulière est troublée par deux ou trois accidents fort curieux.

Au pied de la paroi jurassique, au haut du premier torrent qui coule à l'Ouest de Grésy, on exploite de la pierre de taille. La carrière entame le Séquanien et une partie du Kiméridgien, mais non point les couches de la paroi qui s'élève à près de 1.000 mètres, mais celle d'une bande affaissée, séparée de la paroi principale par une faille parallèle à l'escarpement. La cassure est très nettement visible ; le torrent de gauche y coule en formant un ravin escarpé. Sur les flancs droits de cette sorte de gorge on voit encore dans la forêt des rochers démantelés de Kiméridgien, faisant aussi partie de la masse affaissée. Du reste, la faille

paraît se continuer à plus d'un kilomètre de là au-dessus des Moulins, sans que l'on puisse en être aussi certain, car le gradin qu'elle déterminerait est moins net, cela d'autant plus que le Titonique et le Kiméridgien m'ont paru ici plus foncés qu'ailleurs et plus difficiles à distinguer du Séquanien.

La cause de cette fracture parallèle à la montagne s'explique par un simple glissement des parties dures du Jurassique supérieur sur les couches marneuses de l'Oxfordien et du Callovien cachées sous les éboulis du pied de la montagne. De tels phénomènes sont fréquents le long d'escarpements rocheux reposant sur des couches marneuses, mais ici le glissement prend une ampleur peu ordinaire.

Plus loin, à l'Est de Fiardièrè, on voit une petite colline, sorte de marche d'escalier aux contours arrondis, comme collée contre les pentes plus raides et boisées de la montagne. Ce gradin est formé par du Séquanien inférieur qui doit être aussi descendu le long d'un plan de faille, qui passerait derrière la petite colline, sans cela l'énorme épaisseur qu'atteindrait ici le Séquanien serait incompréhensible.

Près de Fréterive, la falaise est de nouveau rompue par une petite faille. Lorsque l'on suit la route du château de Miolans au Villard, on rencontre le Berriasien au petit contour de la route; son repos sur le Titonique n'est pas visible; plus bas on trouve le Séquanien. Quand de Fréterive on regarde cet ensemble de couches que l'on vient ainsi de couper, on voit le Titonique butter contre le Séquanien de la partie restée en place. Là encore la faille serait due à un glissement du bord de la corniche calcaire sur les marnes calloviennes cachées sous les éboulis.

Un affleurement important, dont je ne puis expliquer la singulière position que par les mêmes raisons, peut être constaté sur la grande route du Bourg à Saint-Pierre. A un kilomètre de cette dernière localité, on voit une colline très peu indiquée, sorte de bourrelet, suffisante toutefois pour donner lieu à une contre-pente à l'Ouest de Miolaret. On est assez étonné d'y constater la présence du Séquanien exploité pour la chaux. En effet, ce terrain est placé où l'on s'attendrait à trouver plutôt de l'Oxfordien. Près du Bourg deux fours à chaux sont installés à côté de petites carrières dont les couches plongent d'environ 30° au N-W; ce sont des calcaires noirs plaquetés supportant un banc plus compact de 6 mètres d'épaisseur d'un calcaire brunâtre, légèrement grumeleux que j'ai attribué au Kiméridgien. Il serait bon d'y trouver quelques fossiles. Le rejet de la faille est ici considérable (coupe 14) car le Kiméridgien, si les contacts étaient visibles, devrait buter contre l'Oxfordien. Les éboulis de la paroi de Mont-Benoît, le Glaciaire du Bourg et le cône de déjection de Saint-Pierre m'ont totalement empêché de préciser davantage l'interprétation que je viens de donner par analogie avec les accidents semblables et parfaitement élucidés de Grésy et de Fréterive.

Étudions maintenant l'escarpement non abaissé de Mont-Benoît.

De la Noiriât, où l'on voit le Callovien à Posidonomyes, un chemin coupe en oblique le grand escarpement et conduit à Miolans. A la base, la paroi est formée par les couches de Rauracien. L'Oxfordien est absent. Puis on coupe le

Kiméridgien et le Titonique très bien développé et exploité près du Mollard, où les couches plongent d'une trentaine de degrés au N-W. Le château de Miolans est construit sur le Titonique.

Sur la route, entre le Mollard et Mont-Benoît, on voit des couches brunes, gréseuses, très schisteuses, avec des bancs calcaires. C'est le Berriasien qui présente ici un aspect un peu spécial.

Ainsi la série complète du Callovien au Berriasien est remarquablement développée ici, comme M. Hollande l'a déjà fait remarquer (24, p. 166). Je suis bien loin cependant d'avoir rencontré autant de fossiles que ce géologue.

De Mont-Benoît aux Hiboud, on passe brusquement du Berriasien au Callovien qui occupe les derniers mètres du chemin. Ainsi toute la série si normalement développée que nous venons de voir a totalement disparu. Toutes les couches sont coupées en biseau par un plan de faille oblique. Cette disparition que nous avons vue s'annoncer sur le chemin de la Noiriât à Miolans, est extrêmement brusque. En effet, un peu au Sud des maisons des Hiboud, à quelques mètres du point où l'on peut constater la superposition directe du Berriasien sur le Callovien, on voit une carrière où les couches du Jurassique supérieur sont encore bien développées. La superposition des couches dans cette carrière est fort intéressante. On voit de haut en bas :

A. Dans l'extrémité nord de la carrière, affleurement du Berriasien près de la partie supérieure d'une petite vigne.

Dans la carrière proprement dite :

B. Calcaires froissés en bancs de 10 à 20 centimètres d'épaisseur, un peu bréchoïdes à la base, présentant de gros noyaux de 1 à 2 mètres de diamètre de marne brune ou noire, friable 8 mètres.

C. Gros banc de calcaire gris brun, bréchoïde à la base, avec fossiles roulés 10 —

D. Bancs plaquetés de 5 à 15 centimètres de puissance; *Aptychus* 6 —

E. Banc compact de calcaire gris, Kiméridgien. 8 —

Les couches C et D sont titoniques. La couche B est singulière. Je n'ai jamais vu dans les couches les plus supérieures du Jurassique des Bauges de semblables poches de marne. Celle-ci rappelle certaines marnes valangiennes ou berriasiennes, en outre elle contient des fragments de calcaire jurassique. J'ajouterai encore que le calcaire qui enveloppe ces gros noyaux présente des marques évidentes d'un froissement très énergique; dans le voisinage des poches, le calcaire est tellement trituré qu'il est transformé en une vraie brèche de dislocation. Il semble que cette couche B soit la même que la couche C; celle-ci aurait été froissée à un tel point qu'il se serait formé une vraie pénétration des marnes berriasiennes et du Titonique. Cette explication est sans doute sujette à caution, mais on sait que des accidents tout aussi énigmatiques ont été décrits en Suisse, par MM. Greppin, Gilliéron, Rollier¹, Baumberger, etc...

¹ Rollier, *Mat. carte géol. Suisse*, 38, p. 63, 1898.

L'exemple unique que j'ai étudié, fort dubitatif du reste, et n'ayant pas l'allure complète des phénomènes de poches décrits dans le Jura, m'empêche de prendre part à la discussion sur l'origine de ces accidents.

En nous dirigeant du côté des maisons de Jérusalem, on suit la faille. A l'endroit où le chemin traverse le torrent, on voit sur le sentier un gros bloc de calcaire, probablement Kiméridgien, pincé dans le plan de faille entre le Berriasien et Divésien. En amont d'une petite maison placée sur la rive droite du torrent, un nouveau bloc de Malm est visible, il est en contact très froissé avec l'Oxfordien. Ces blocs sont des paquets de couches restées dans le plan de faille. Plus haut la faille n'est plus visible à cause des éboulis. Elle s'engage dans le vallon de Lépion. Sur la rive gauche s'élèvent des pentes de Berriasien, sur la droite on voit l'Oxfordien puis le Séquanien et le Kiméridgien plongeant fortement vers l'Est sous le Berriasien (coupe 14). Le plan de faille coupe tour à tour en oblique les différents étages du Jurassique supérieur. Au col de Lépion, le Berriasien repose directement par repos normal sur le Titonique, la faille n'est plus visible.

Toutes les pentes de Saint-Pierre d'Albigny sont occupées par le Callovien qui s'élève très haut sur la route du col de Frêne, enveloppé par l'Orfordien fossilifère, et formant ainsi un pli assez aigu qui, nous le savons, se continue dans la direction d'Ecole (coupe 14).

TROISIÈME PARTIE

Considérations générales sur les faits observés.

CHAPITRE PREMIER

L'INTENSITÉ DU PLISSEMENT DIMINUE DE LA PROFONDEUR VERS LA SURFACE.

En 1895 (26), à la suite de la première campagne que j'ai effectuée dans les Bauges, je faisais remarquer que le nombre des plis des terrains crétacés est inférieur au nombre des plis du Jurassique ¹. En effet, lorsque l'on examine les coupes, ou la carte, on remarque que chaque fois que le Jurassique apparaît dans les anticlinaux il présente toujours ou presque toujours plusieurs plis, tandis que dans les synclinaux son plissement est toujours épousé par celui de la nappe urgonienne. Un examen plus approfondi de cette singularité me paraît nécessaire, car c'est une des choses qui frappe le plus, lorsque l'on pénètre pour la première fois dans les Bauges, que cette différence de « style » dans le plissement des deux terrains qui donnent le caractère du paysage, et qui se prêtent le plus, par leurs affleurements rocheux, aux études tectoniques. N'y a-t-il pas là peut-être un fait plutôt apparent que réel ?

§ 1. — Les synclinaux.

Il y a un contraste très apparent entre l'intensité du mouvement tangentiel dans les synclinaux et dans les anticlinaux. Le plissement synclinal est toujours simple, c'est-à-dire qu'il s'effectue toujours par des arcs à courbure simple. Ainsi le synclinal crétacique des Aillons se traduit dans le Jurassique par un

¹ M. Hollande (27) a publié, à la suite de ma remarque, une coupe transversale des Bauges pour montrer cette discordance de plissement.

grand fond de bateau, qui présente cependant dans les rochers de la Savoyarde un plissement un peu plus énergique, sous la forme d'un petit synclinal aigu (coupe 14). Ce plissement plus accentué n'est cependant que l'exagération de la charnière de l'Urgonien que l'on peut voir au-dessus de la Thuile (coupe 15 et 16 et fig. 5 et 6), mais il n'y a pas *multiplicité* du plissement; au synclinal simple superficiel, succède en profondeur un synclinal simple plus aigu.

Le grand pli en U très évasé de l'Urgonien des Arbets est contenu dans un Jurassique qui obéit entièrement à l'allure du plissement des nappes supérieures (coupe 14). La faille qui jalonne l'affleurement du Berriasien dans les *bas* à une toute autre origine et n'a rien à voir dans le problème que nous étudions ici, nous le montrerons tout à l'heure; le plan de faille s'incurve du reste comme toute la masse.

Si nous prenons maintenant le synclinal de Tamié-Faverge, nous voyons qu'une petite voûte se place sous le fort de Tamié lui-même, directement dans la charnière du pli principal (coupe 6). Or, cette modification dans l'allure simple du synclinal n'a pas lieu de nous étonner puisque nous savons que dans les environs de Faverge existent plusieurs plissements secondaires assez intenses, que j'ai étudiés avec M. Haug. En tout cas, ces modifications ne se traduisent pas avec plus d'intensité dans le Jurassique.

Si nous étudions le synclinal des Déserts, situé en dehors du territoire ici décrit, sur la feuille de Chambéry, nous pouvons constater que ce pli se traduit en profondeur, aussi bas que l'on peut voir, par une courbure simple aussi des couches valanginiennes et berriasiennes; mais ici la nappe jurassique faisant défaut, cachée en profondeur, nous ne pouvons établir avec sûreté qu'elle épouse aussi la courbure générale du pli. Toutefois la distance qui sépare les deux zones anticlinales de Chambéry et de Challes, avec leurs nombreux plis, nous laisse croire que le Jurassique doit être simple sous le synclinal; les recherches patientes et nombreuses des géologues de Chambéry n'ont jamais montré de plissements dans ces terrains crétaciques du synclinal, ce qui n'eût certainement pas échappé à des investigations très minutieuses comme celles de MM. Révil et Vivien.

On voit donc que *dans les zones synclinales le plissement est simple*. Dans le Sud du massif les synclinaux présentent toujours de larges fonds de bateau; au Nord du Chéran le plissement est plus serré dans les synclinaux d'Arcalod et de Faverge, nous aurons à en rechercher la cause.

§ 2. — Les anticlinaux.

Les anticlinaux ou plutôt les aires anticlinales des Bauges partout où l'Urgonien est conservé, comme au Margeriaz ou dans les Déserts, montrent en général une voûte simplement déjetée. Ce n'est cependant pas le cas général, ainsi la Sambuy présente un synclinal au Nord des chalets Settenex et une sorte de

faille dans son flanc oriental, mais toutefois il y a loin entre ces accidents secondaires et le plissement intense qui existe dans le Jurassique du versant de l'Isère. C'est particulièrement ce fait qui m'avait fait énoncer que le nombre des plis de la nappe du Jurassique était plus considérable que celui de la surface urgonienne.

L'anticlinal simple urgonien du Semnoz-Banges-Revard présente une charnière complète comme l'ont montré MM. Révil et Vivien¹, dans les flancs de la montagne de la Clusaz; le Jurassique, qui se développe de plus en plus vers Chambéry, et qui est le noyau de cet anticlinal, présente au contraire plusieurs plis. Les auteurs que je viens de citer, et d'après lesquels ont été faites les coupes à travers cette région, ont montré que, déjà sous le col du Pertuiset, trois plis existaient à deux kilomètres environ au Sud du point où l'on voit la charnière valanginienne simple. On voit donc *qu'en profondeur, le plissement a été plus intense*.

L'anticlinal du Margeriaz (coupe 13) est sous ce rapport tout aussi démonstratif. La couverture urgonienne simple est remplacée au Sud par les trois plis de Curienne et de Chignin (coupe 14).

L'anticlinal col des Bornettes-Saint-Jean-de-la-Porte est, par contre, simple dans le Néocomien comme dans le Jurassique; les plis sont aussi droits ou déversés que les masses urgoniennes; nous connaissons l'Urgonien renversé près d'Entrevernes (coupe 3) tout comme le pli du Charvay se couche (coupe 15). Il y a ici uniformité dans le plissement des masses supérieures et profondes, mais il y a *exagération* en profondeur. En effet, le synclinal de Marocaz-Cruet descend jusqu'à la vallée de l'Isère, alors que plus au Nord dans le Colombier et à Entrevernes le pli est relativement peu accusé dans la partie urgonienne.

La zone si plissée de la région jurassique de Chérel ne peut nous donner aucune indication, dans les Bauges, car l'Urgonien n'y a pas été conservé; mais au col de Nantet dans la Tournette, nous constatons un anticlinal simple néocomien remplaçant les nombreux plis jurassiques que l'on voit dans la vallée de Faverge. Ici le phénomène apparaît dans toute sa splendeur.

Quels que soient les accidents qui affectent les couches urgoniennes de la Sambuy, il y a loin entre eux et les plissements si intenses des flancs de l'Isère; ici sans qu'il puisse y avoir aucun doute, on voit nettement que la poussée tangentielle s'est répercutée avec plus d'intensité dans les profondeurs qu'à la surface, la comparaison des coupes suffit à la démonstration.

Cherchons maintenant à nous expliquer ces deux allures si différentes.

Il ne peut y avoir une fausse interprétation des coupes. — On pourra d'abord objecter que toute mon argumentation s'appuie sur une fausse interprétation de la carte et des coupes. On pourra dire que je compare des masses plissées situées à quelques kilomètres les unes des autres, autrement dit que c'est sur la même coupe que l'on doit se baser pour établir cette dualité de plissement, et comme

¹ Révil et Vivien. Note sur la structure de la chaîne Nivollet-Revard (*Bull. Soc. Géol. de France*, 3^e série, t. XXVI, p. 365, 1898).

il n'en est aucune dans les Bauges, de par la nature des choses, qui puisse être visible dans la région, tout ce que j'ai avancé jusqu'ici n'est que pure hypothèse.

Ces objections ne sont pas soutenables. En effet, on ne peut admettre un simple concours de circonstances qui, se renouvelant quatre fois, montrerait des masses jurassiques très plissées sitôt que la couverture crétacique vient à manquer, enlevée par les actions de l'érosion ! On voit ce noyau jurassique plissé sortir des masses néocomiennes tranquilles, sauf dans son voisinage immédiat. Cela est manifeste pour le Margeriaz et pour la Sambuy. Jamais dans les parties les plus tourmentées de l'Urgonien, on ne voit les empilements comparables à ceux du Grand Roc ou de la Roche Torse, ou encore des plis aussi tortueux que ceux de Curienne. Il ne peut y avoir de doute, dans certaines aires anticlinales il y a *disharmonie ou discordance de plissement*, dans les autres il y a exagération du pli qui est plus aigu en profondeur.

Le phénomène de discordance de plissement n'est pas dû au phénomène de la continuité du plissement. — L'explication de cette singulière disposition ne peut être recherchée dans un plissement antécrotacique, qui se serait propagé durant tout le dépôt du Crétacique tout en s'affaiblissant peu à peu. On sait que MM. Marcel Bertrand, Munier-Chalmas et Dollfus ont montré qu'il en était ainsi dans le bassin anglo-parisien pour le Crétacique et le Tertiaire. La méthode employée par ces géologues est basée sur les surfaces anciennes reconstituées du fond de la mer crétacique, et sur l'interprétation, en coupe, de l'amincissement des dépôts sur la tête des plis profonds.

Ici, la sédimentation a été continue. Le Berriasien s'est partout déposé sur le Titonique, sans exception. Il y a eu continuité de dépôt. La surface du Jurassique devait être inclinée contre l'intérieur des Alpes, puisque le Purbeckien se rencontre dans les premières chaînes jurassiennes en dehors des Bauges, et ainsi que paraît le montrer assez nettement la disposition des faciès du Valanginien. Il y avait un pendage générale vers le fond du géosynclinal crétacique qui se trouvait à l'Est de notre région (voir Stratigraphie).

Ainsi les couches berriasiennes se sont déposées sur une surface inclinée vers les Alpes, présentant uniformément le même terrain. Mais cette surface était-elle plissée ? Lorsque l'on étudie la répartition en épaisseur du Berriasien, on voit que la puissance de cet étage varie beaucoup, mais sans que cette variation paraisse liée au plissement jurassique. Comme la délimitation du Berriasien et du Valanginien n'est pas facile, si nous établissons notre considération sur ces deux étages, nous ne voyons point un amincissement particulier sur les têtes anticlinales du Jurassique. Tantôt l'épaisseur est moindre, parfois plus épaisse près des têtes anticlinales, comme c'est le cas dans les plis qui dominent l'Isère et sous la Sambuy. Il est vrai que l'allure ancienne de la puissance de ces couches a dû être considérablement modifiée par le plissement définitif, et que par conséquent la méthode est ici presque inapplicable et rien alors ne nous permettrait d'établir l'ancien état de chose. Toutefois le Berriasien paraît plus épais

au voisinage des deux dépressions transversales de Chambéry et de Faverges ; je ne l'ai point retrouvé sur certains anticlinaux de la Tournette, mais ces constatations ne sont pas suffisantes. S'il y a eu un léger ridement durant le dépôt du Berriasien, ce qui ne peut être prouvé dans l'état actuel de nos connaissances du terrain, en tout cas durant l'Hauterivien aucun mouvement ne s'est produit.

Ainsi, si de légers plissements ont pu se faire sentir durant les temps berriasien et valanginien, ils n'ont pu être que la prédisposition du mouvement définitif, mais le phénomène de la *discordance du plissement lui-même n'en reste pas moins totalement un effet du plissement tertiaire définitif de la chaîne.*

Le phénomène de discordance de plissement n'est pas spécial aux Bauges et n'est pas seulement caractéristique des régions relativement peu plissées, il existe aussi dans les montagnes formées par des plis couchés de grande puissance. M. Haug (22, p. 48) a montré qu'il en était ainsi pour les plis de la rive droite de l'Arve, et plus tard MM. Marcel Bertrand et Ritter¹ ont donné une coupe très remarquable de ces mêmes accidents. Ils ont montré que cette vallée présentait, sous les couches légèrement ondulées de l'Urgonien et du Nummulitique du Désert de Platé, la répétition quadruplée du Dogger. Et là aucune objection ne peut être faite. On a affaire à la même coupe qui se développe sur le même flanc rapide d'une vallée ; l'on ne peut faire intervenir un phénomène de continuité de plissement pour l'expliquer ; la discordance de plissement est due à un unique mouvement.

La poussée tangentielle est plus intense en profondeur qu'à la surface du sol. — Sous l'effort de la contraction terrestre, les bandes profondes, en particulier dans les Bauges celle du Jurassique supérieur contenu entre les deux assises marneuses, dans la région du Mont Joly, le Dogger, inclus entre le Lias supérieur schisteux et l'Oxfordien de même nature, n'ont pu, pour ainsi dire, échapper vers le ciel à la totalité de la pression, qu'elles ont dû subir totalement.

Le fait de voir les assises devenir de plus en plus régulières au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la zone très plissée pour s'approcher de l'Urgonien, ou que l'on descende vers le Cristallin tranquille qui supporte les plis couchés du Mont Joly, nous porte à croire que *l'effet maximum de la poussée tangentielle se fait à une certaine profondeur* et qu'il se traduit à la surface par un gonflement.

C'est sous une autre forme et par une argumentation à peu près semblable ce qu'on dit MM. Marcel Bertrand et Ritter «... il est naturel de supposer que les efforts ont été en s'atténuant près de l'ancienne surface du sol... » A la suite de ma campagne de 1895, je pensais que la composition des terrains entraînait seule en ligne de compte ainsi que la position relative ; ces deux facteurs créaient ce que Thurmann a appelé le pédomorphisme et ce que M. Heim a désigné sous le terme de plasticité latente. Sans doute, la nature des roches a dû entrer en ligne

¹ M. Bertrand et Ritter. — Sur la structure du Mont Joly près Saint-Gervais (Haute-Savoie) *C. R. Ac. des sciences* 10. II. 1896). Ritter. — *Bull.* N° 60 Pl. III.

de compte, mais dans la vallée de l'Arve, on voit les puissantes assises du Jurassique supérieur, plus compactes que dans les Bauges, former aussi des lacets qui, bien que beaucoup moins accusés que ceux du Dogger, sont toutefois encore très intenses; ils indiquent en tout cas une diminution très progressive du plissement sans que la nature même de la roche entre bien en ligne de compte, toutefois la position relative subsiste. Sous des poids aussi énorme ainsi que sous des pressions considérables tout est plastique, d'autant plus qu'il ne faut pas oublier que le métamorphisme résultat du plissement, a dû croître, au fur et à mesure de l'accentuation du phénomène; les schistes étaient à l'état de marnes, et les masses calcaires profondes plus dures ont dû se conduire comme des lames que l'on fait pénétrer dans une masse pâteuse sans que le passage de la lame se traduise à la surface que par un simple gonflement. Ainsi des phénomènes extrêmement puissants peuvent se passer en profondeur sans qu'ils s'accusent à la surface autrement que par de grandes ondulations qui peuvent même à la rigueur être totalement absentes. Dans la Savoie, il semble bien cependant, lorsque l'on essaye d'analyser la cause de la position des vallées, que le phénomène de plissement s'est répercuté jusqu'à la surface.

Les Bauges montrent la genèse du phénomène. — Dans les Bauges, on voit pour ainsi dire la genèse du phénomène; l'effort a été satisfait par la multiplicité des plissements en profondeur, là où la voie était tracée, suivant l'expression de M. Marcel Bertrand¹ c'est-à-dire sur les anticlinaux peut-être existants. La voûte, une fois indiquée seulement, avait pour elle le bénéfice de n'avoir que le propre poids de sa masse à soulever; le synclinal incurvé en sens inverse n'avait point de place pour multiplier son plissement qui devait avoir tendance à s'effectuer dans le sens établi. Cependant lorsque l'on regarde l'anticlinal du Margeriaz on a l'impression d'une voûte née d'un synclinal, comme si la poussée tangentielle non satisfaite avait ridé un fond à trop grande courbure, alors qu'elle ne pouvait plus accuser le plissement anticlinal. On voit en effet que le Margeriaz apparaît où le synclinal de Leschaux s'élargit, donnant lieu à ces directions si divergentes, pour la région, des synclinaux mollassiques d'Aillon et des Déserts. La présence de la Mollasse dans ces seuls synclinaux semble montrer que la courbure concave a dû subsister plus longtemps qu'ailleurs dans les Bauges. La disparition si brusque du Margeriaz vers le Nord coïncide avec la convergence des anticlinaux du Semnoz et du Colombier-La Motte, le synclinal intermédiaire aurait alors été insuffisamment élargi pour permettre en son sein la surrection anticlinale. M. Marcel Bertrand² a montré, dans son étude si captivante sur le Boulonnais, que l'accentuation progressive du phénomène de plissement se faisait sentir là où la voie était tracée, c'est-à-dire sur l'emplacement des plis déjà ébauchés, qui seraient ici les premiers effets d'intumescence du plissement, puis qu'ensuite la compression se faisait sentir là où la voie était libre,

¹ Marcel Bertrand. — Etude sur le Bassin houiller du nord et sur le Boulonnais. (*Ann. des Mines 1894*).

² *Loc. cit.*, p. 51.

c'est-à-dire dans les grands synclinaux. Il semble bien que le Margeriaz représente un tel anticlinal, né après les autres, et dans lequel les accidents de profondeur ont en tout point atteint une exagération égale à celle des autres anticlinaux.

Ainsi, lorsqu'une région est soumise à un plus grand effort de contraction, il devient compréhensible qu'anticlinaux et synclinaux droits ou déjetés n'entrent plus en ligne de compte: les masses profondes se meuvent en grands plis couchés dont l'effet à la surface n'est sensible que par une montée verticale en masse comme le long de la vallée de l'Arve et non sous la forme d'un gonflement anticlinal comme dans les Bauges.

Le plissement superficiel est dû peut-être à des causes superficielles. — Dans la Montagne du Charbon (Fig. 9) nous avons vu que le Nummulitique est affecté de plissements qui ne sont visibles dans l'Urgonien que par une courbure simple synclinale; cependant dans le Nord du pli on voit, il est vrai, apparaître un noyau anticlinal. On dirait, à voir les ruptures très fortes qu'a subies le Tertiaire, que celui-ci s'est empilé dans le synclinal urgonien. En voyant de nombreux replis dans le Sénonien du synclinal des Maisons, à la Tournette, Maillard supposait que ce terrain « s'est affaissé sur lui-même par son propre poids, et que les plis sont le résultat d'une sorte de refoulement vertical opéré par les parties supérieures de sa masse. » On a un peu cette impression lorsque l'on contemple, en particulier, la coupe naturelle du Trélod (Fig. 9). Ainsi dans les synclinaux, aux flancs un peu raides et serrés, des complications peuvent aussi s'y rencontrer, mais elles ne sont pas du même ordre que celles des anticlinaux, elles sont dues probablement à des causes superficielles¹.

¹ L'étude du plissement antenummulitique serait extrêmement intéressante à faire. MM. Hollande et Douxami s'en sont occupés. Pour avoir une idée très nette de cet important chapitre, il faudrait comprendre la Chartreuse et le Genevois dans les études, d'après ce que j'ai pu m'apercevoir. Je ne traiterai donc pas cette question ici.

CHAPITRE II

SYNCLINAUX TRANSVERSAUX ET PRÉTENDUS DÉCROCHEMENTS

Dans l'introduction de la présente étude, j'ai fait remarquer que les Bauges présentaient une ondulation très intense de ses plis le long de la vallée du Chéran, et que deux dépressions de même sens limitaient au Nord et au Sud cette subdivision si naturelle des chaînes subalpines. Il importe de préciser ces accidents qui jouent un rôle beaucoup plus considérable qu'on se l'était figuré jusqu'ici et dont j'ai déjà dit, antérieurement à ce travail, quelle en pouvait être la grande portée géographique (33). Il y a, en effet, dans l'accaparement très compréhensible des dépressions transversales par les grandes vallées des limites très naturelles que l'on peut proposer pour la subdivision des chaînes, puisqu'elles sont à la fois tectoniques et hydrographiques.

§ 1. L'ondulation synclinale transversale du Chéran.

Le cours du Chéran a été ordonné par un synclinal transversal. L'ondulation de l'axe des plis au voisinage de la vallée ne se fait pas toujours avec la même intensité (Coupes 10 et 11).

L'anticlinal du Semnoz ne présente, en effet, qu'une ondulation extrêmement faible, et cependant il est coupé complètement par le Chéran. Comme nous n'avons point à élucider ici les problèmes relatifs à la genèse des vallées, je ne m'occuperai point des diverses hypothèses que l'on peut donner à ce sujet. Cette ondulation de l'axe du pli du Semnoz, n'est guère sensible que dans le flanc occidental, où elle se traduirait plutôt par un renforcement du flanc du pli. Sur la voûte elle-même elle n'existe pas, car nous voyons les marnes berriasiennes d'Allèves plonger vers la rivière et disparaître. Elles n'apparaissent pas en face, elles continuent à s'enfoncer en profondeur. Cette grande voûte du Semnoz a du reste un caractère spécial. Elle ne rappelle point les autres anticlinaux des Bauges; celle du Margeriaz, seule, lui ressemble quelque peu, mais celle-ci présente très visiblement, par la seule inspection de la carte même, le caractère typique de l'ondulation des plis des Bauges. L'anticlinal du Margeriaz plonge vers le Chéran, mais ne se relève que très peu, peut-être même pas du tout.

dans le versant opposé, car les traces de la prolongation du pli, que j'ai décrit au-dessus de la Frenière, ne sont pas suffisantes pour que nous puissions nous prononcer.

C'est le synclinal du Châtelard-Colombier qui présente la plus belle ondulation. L'Urgonien de la Dent de Rossane descend jusque dans le Chéran, et le pli fait une ascension du côté du Mont Chabert. Le V de l'ondulation est ici relativement peu ouvert. A ce sujet, les coupes, sont très démonstratives.

On arrive ensuite dans l'anticlinal jurassique-néocomien du Charvay-Ecole-Doucy. A en juger par le Séquanien seul, on voit que ce pli plonge du côté de la vallée, mais continue à s'enfoncer au delà, sans qu'il nous soit possible de limiter vers le Nord, au-delà de la vallée, le point d'inflexion. Celui-ci ne doit cependant pas être très loin, car la Montagne du Charbon est un synclinal à axe sensiblement horizontal. Toujours est-il que l'axe du pli passe d'un régime extrêmement peu incliné (8 %) à un plus faible encore. Les plis de la région jurassique du col de Chérel présentent une variation d'axe plus sensible qui s'accroît encore dans le synclinal des Arbets, où elle est importante.

On voit donc qu'il n'y a au fond aucune exception. La difficulté de déterminer la remontée de l'anticlinal du Margeriaz et la continuation probablement horizontale du pli jurassique d'Ecole constituent des parties moins accentuées du synclinal transversal; il y a simplement dans ce fait, à une autre échelle que celle que l'on est habitué à considérer dans les plis normaux aux poussées, un simple changement peu long dans la direction de la charnière du pli transversal en même temps qu'un évasement de ce dernier.

§ 2. — Le prétendu « décrochement transversal du Chéran ».

On voit donc quelle importance il y avait à connaître ce phénomène d'ondulation d'axes, car c'est lui qui est la cause d'une erreur, je veux parler du « décrochement du Chéran », que nous devons à Collingwood (13, p. 34). M. Haug, (22, p. 22) reprenant l'idée de son prédécesseur, a fait renaître l'idée du décrochement dans son travail synthétique sur les Alpes de Savoie, en se basant surtout sur la carte de Lory, Pillet et Valet. Cette réapparition de la rupture transversale du Chéran, dans la littérature géologique de la Savoie, n'a, il est vrai, pas eu longue vie, car l'année après sa réédition je démontrai sa non existence.

Je ne veux pas m'étendre longuement sur cette prétendue cassure. L'examen seul de la Carte, ainsi que la description détaillée, suffit pour la démonstration négative. Le synclinal d'Entrevernes est bien la continuation de celui du Colombier, le pli des Arbets n'est point brisé; seul, le haut synclinal de la Montagne du Charbon, ne paraît pas, au premier abord, se continuer vers le Sud; cette apparence n'est que trompeuse; elle provient de ce que l'érosion a totalement détruit, au Sud, le synclinal crétacique, sauf une petite bande valanginienne.

presque entièrement cachée par l'éboulis. Il n'y a donc, point de décrochement dans les Bauges.

§ 3. — Le prétendu « décrochement du lac d'Annecy ».

Allons plus loin et étudions la vallée de Faverges qui, se prolongeant par le lac d'Annecy, a donné lieu, elle aussi, faute d'étude de détail, à une hypothèse semblable à celle du Chéran, mais qui a eu pour elle l'avantage regrettable d'un plus grand retentissement, je veux parler du prétendu « décrochement du Lac d'Annecy ».

L'adjonction des feuilles d'Albertville et d'Annecy est ici nécessaire pour suivre la démonstration.

Lorsque l'on se trouve sur les arêtes rocheuses du synclinal d'Entrevernes, non loin du village, et que l'on jette un regard vers le Sud, on voit que le pli se continue sans interruption, autre que celle du lac d'Annecy, dans la montagne de Chère et de là dans le synclinal de Veyrier.

On ne peut avoir aucun doute; cette vue, si nette par un beau temps, ne laisse place à aucune fausse perspective, et si l'on n'avait pas inventé le décrochement du lac d'Annecy, je n'aurais pas songé à appuyer sur ce fait certain, qui découle du reste de la simple inspection de la carte. Ainsi en tout cas, un pli déjà, franchit sans interruption la ligne supposée du décrochement. Au passage du lac l'axe du pli s'abaisse simplement. Aux Maisons, sous Entrevernes, le Gault repose sur l'Urgonien à l'altitude de 655 mètres; dans les parois du Roc de Chère, qui plongent à pic dans le lac, la surface supérieure de ce même terrain, sous le Nummulitique, est à 400 mètres d'altitude environ. Si l'on regarde, du reste, du Roc de Chère, ou de Talloires, vers Entrevernes, on voit ce synclinal si régulier s'élever, vers l'horizon, vrai spectacle d'un idéal schéma; je ne connais point dans les Alpes une vue si démonstrative.

On m'objectera ici la phrase même de Maillard (16 p. 10) : « Dans son ensemble le Roc de Chère est une voûte urgonienne... », alors que je dis plus haut qu'elle est dans la continuation du synclinal d'Entrevernes.

On doit comprendre le Roc de Chère comme un fond synclinal un peu accidenté; en outre, la structure en est moins simple, et Maillard dit lui-même que l'Urgonien forme deux larges voûtes surbaissées et accolées, qui comprennent évidemment un synclinal intermédiaire.

Il ne peut y avoir de doute, je le répète, sur la continuité du synclinal d'Entrevernes vers le synclinal intermédiaire, c'est bien lui qui se prolonge dans la montagne de Veyrier¹.

Le synclinal de la Montagne du Charbon n'est pas exactement parallèle au

¹ M. Douxami (36) signale le Jurassique dans la vallée de Langogne (entre Menthon et le Fier). C'est la prolongation vers le Nord de l'anticlinal du col de Bornette qui forme ainsi sans aucun doute la voûte orientale du Roc de Chère.

pli du Châtelard-Entrevernes. A son extrémité sud, mesurée sur la charnière urgonienne, la distance axiale est de 3.500 mètres; dans le Nord, elle n'est plus que de 2.500 mètres, et au Roc de Chère, il y a contact par plan de faille oblique. L'anticlinal de Bornette a presque totalement disparu, le pli synclinal du Charbon s'est accolé à la partie occidentale du Roc, contre l'une des deux voûtes surbaissées; celle de l'Est pourrait, à la rigueur être considérée comme la continuation du pli du col de Bornette.

L'axe du pli s'est considérablement abaissé. Dans le Charbon, la surface urgonienne est à 1550 mètres, à Talloires elle est inférieure au niveau du lac; la chute est supérieure à 1.400 mètres. Le pli, pendant cette descente, s'est renversé, car l'Urgonien du château de Menthon s'appuie, d'après Maillard, sur le Nummulitique. Au delà, les plis remontent de l'autre côté du Fier. Il y a donc aussi continuité.

La bande jurassique de Talloires, qui forme une charnière anticlinale très nette, se continue dans le promontoire séquanien des Chevalines. Il y a entre la retombée du pli à la chapelle de Madeleine près de Talloires et celle des Chevalines près de Doussard, comme entre le synclinal de Veyrier et celui d'Entrevernes, une allure semblable, un « air de famille » qui ne trompe pas. Du reste, cette impression est doublée par l'argumentation. A l'anticlinal jurassique de la Madeleine fait suite le synclinal valanginien des Balmettes (coupe 1) qui se continue sur Verthier. Sous le point 763 la charnière dans le Kiméridgien est visible (Fig 17, coupe 3 B) quittant à partir de ce dernier point, vers l'Ouest, le promontoire jurassique de Doussard, qui ne peut être ainsi que la continuation du pli de Talloires. Grâce au coude de la vallée il y a ainsi ici une liaison entre les deux versants (coupe 3 B).

Ainsi non seulement le synclinal d'Entrevernes mais aussi celui du Charbon et la masse anticlinale du premier pli jurassique se continuent sans la moindre trace de rupture des deux côtés de la vallée. Où donc alors se trouve cette fameuse ligne de décrochement ?

Revenons en arrière. J'ai laissé de côté, à dessein, la grande voûte de Veyrier, qui, elle, se trouve dans la prolongation immédiate du grand pli en auge de la vallée de Leschaux, sur la rive gauche du Lac. Il semble, au premier abord, qu'il y a là place pour un accident. Tel n'est cependant pas le cas. Entre la voûte qui s'élève à 1.290 mètres et la molasse qui apparaît dans le synclinal, il y a une distance de 8 kilomètres. Or il suffit d'un abaissement d'axe de la voûte de 10 %, et nous connaissons des chiffres bien supérieurs, pour expliquer cette dispartion, cette mort d'un anticlinal dans un synclinal. Nous connaissons du reste un exemple tout semblable, c'est celui du Margeriaz, qui, anticlinal considérable sur le versant gauche du Chéran, où il s'élève à 1.200 mètres, a disparu de la topographie à une dizaine de kilomètres plus au Nord. La voûte de Veyrier est dans la continuation immédiate du pli du Margeriaz. C'est un brachyanticlinal, qui du reste disparaît aussi, en conséquence, rapidement vers le Nord. Vers le Fier, en effet, la chute de l'axe atteint 20 % ! L'anticlinal de Veyrier est un vrai

dôme¹ ; un décrochement qui existerait dans sa prolongation sud, resterait dans le domaine de la pure spéculation.

Nous pouvons donc dire à la suite de la démonstration que je viens de faire et qui est le résultat du travail sur le terrain : IL N'EXISTE AUCUN DÉCROCHEMENT LE LONG DU LAC D'ANNECY (26, 1896).

Sans vouloir traiter ici de l'origine du Lac d'Annecy, il devient évident qu'une explication de sa formation par un décrochement horizontal, comme celle donnée par M. Duparc², est inadmissible.

Retournons maintenant dans la vallée de Faverges.

Nous savons que le pli de Talloires se prolonge sans interruption sur le versant gauche de la vallée, que le synclinal des Balmettes se continue jusque dans le flanc du point 763 près du Villard, et évidemment de prolonge par Giez. En outre, dans la description détaillée, j'ai montré qu'il y avait un abaissement d'axe sensible des plis de la rive gauche vers la dépression.

A partir du point où nous sommes restés, la *partie amont de la vallée, vers Faverges, ne présente pas les mêmes plis sur les deux versants*. L'anticlinal unique de Rovagny (coupe 3) fait place aux deux anticlinaux, jurassiques aussi, de Vésonne et Mercier (coupe 2). La carte ne laisse point de doute à ce sujet ; y aurait-il là un décrochement ? Non. Si une faille horizontale existait dans la vallée, on aurait à retrouver, de part et d'autre, les mêmes plis, qui ne seraient plus en regard, *mais resteraient en nombre égal*, alors que nous en voyons deux en remplacer un. Or à Englannaz, le Gault repose directement sur le Néocénien ; l'Urgonien a disparu, mais la lacune nous représente sa place, et *en face* de cette lacune de l'autre côté de la vallée, à la Balmette de Viuz, nous voyons de nouveau l'Urgonien. Il y a donc là aussi *continuité des affleurements des deux côtés de la vallée*.

Ainsi, l'accident est circonscrit à une bande de 2 kilomètres de largeur, et cela seul exclut l'idée du décrochement, qui n'existerait ni en avant ni en arrière.

J'explique cet accident par la simple exagération du plissement transversal. En effet, le pli de Rovagny descend nettement vers la vallée, le Tétonique va se perdre à l'altitude de 500 mètres dans l'alluvion de la plaine, tandis qu'à deux kilomètres, sur le versant opposé, il est à l'altitude de 1.050 mètres, au Chenay. Il y aurait, autrement dit, un accident par faille oblique, le Jurassique des versants droits serait remonté sur celui du versant gauche, que l'on voit s'enfoncer dans sa direction.

¹ Il est à constater que ce dôme apparaît à l'extérieur de la chaîne, et que le Margeriaz, que nous avons admis être né d'un synclinal, est probablement un dôme allongé qui ne devait pas se prolonger bien loin vers le Sud, étant donné la serrée des plis sur les flancs de Belle-donne. Ainsi ces deux accidents sont pour ainsi dire le résultat final de la poussée tangentielle, qui n'a plus eu la puissance d'en faire des plis allongés comme les autres. Le dôme serait donc bien un *stade de l'évolution tectonique*, comme M. Kilian l'a déjà fait remarquer (*C. R. Acad. des Sciences*, 3 mars 1897). En Suisse, le Chambelon, en avant du Jura, présente aussi la forme d'un dôme.

² L. Duparc. — Le lac d'Annecy (*Archives des Sc. phys. et nat.*, 3^e période, t. XXXI, 1894 p. 75).

Un accident de ce genre et de cette importance devrait se répercuter au loin et nous voyons que cela n'est pas le cas. Si l'on cherche à établir la prolongation du pli de Rovagny vers le Nord, on voit qu'elle ne peut se trouver dans l'anticlinal de la Pointe de Chenivier (près Montmin), où le pli subit une remontée. Ainsi le synclinal berriasien de Montmin devrait se prolonger à l'Est de Rovagny, mais il n'atteint pas le versant opposé de la vallée, je n'ai pu le retrouver. Toutefois la continuation de l'anticlinal ne peut faire aucun doute, et l'on voit que la masse jurassique formant un double anticlinal sur le versant droit de la vallée est *le résultat d'une poussée vers le point bas de l'ondulation transversale*.

Ainsi le remplacement du pli de Rovagny par deux plis sur l'autre versant n'est que le résultat d'une apparence. En réalité les deux plis n'ont point de correspondant en face. L'ondulation transversale n'est pas ici continue à travers tous les plis ; et lors de la poussée définitive, la masse qui se trouvait en arrière d'un point bas s'y est empilée. Lorsque l'on parcourt la vallée, on a la tendance involontaire à chercher l'accident suivant la vallée elle-même, on voit qu'en réalité il est oblique à elle. Il n'y a point de décrochement.

Ceci nous explique ces nombreux plissements que nous voyons dans le Jurassique de la première voûte, accidents que j'ai décrits en détail p. 57-59 et ceci nous amène à la conception d'une faille qui, coupant obliquement en sifflet les deux plis Jurassique, fait qu'on ne les retrouve plus sur le versant gauche de la vallée, où nous constatons seulement un amincissement considérable du Néocénien à Englannaz.

On voit donc que dans la vallée de Faverges, l'ondulation transversale, l'existence de points bas, résulte non de l'affaissement, mais de la moindre propagation de la poussée tangentielle qui s'est faite sentir relativement plus, à gauche et à droite de ces points bas, à tel point que la matière a même pu culbuter de l'intérieur dans un point d'inflexion synclinale.

On dirait, si l'on fait abstraction de cette poussée spéciale dans le cas de l'ondulation transversale de Faverges, que lors de la formation des plis, les masses se soient arrêtées en certains points, et que de part et d'autre le mouvement de poussée se soit propagé sans difficulté *en avant et en haut*. J'ai déjà antérieurement (p. 29) décrit un cas tout semblable et qui avait l'avantage pour lui de montrer par des étirements visibles qu'il n'en pouvait guère être autrement. Dans le phénomène de l'ondulation d'un liquide, on voit souvent les nœuds se placer en arrière des ventres. Nous voyons le cas se produire ici, l'Urgonien de Barrières se couche en arrière du court synclinal transversal de Bellecombe, comme pour le remplir ; nous voyons dans la vallée de Faverges la masse qui suit le point bas avoir tendance aussi à le combler.

CHAPITRE III

LA FLEXURE-FAILLE LONGITUDINALE DES BAUGES.

Cette faille oblique à la vallée, mais parallèle au pli, dont nous sommes forcés d'établir l'existence sans l'avoir cependant constatée et qui nous est révélée par cet amincissement de la série néocomienne à Englannaz, près de Faverges, est visible dans le prolongement de cette bande crétacique inférieure, dans Arcalod. Il y a plus, cet accident par faille ou amincissement jalonne à l'Ouest le régime synclinal d'Arcalod-Arhet, d'un bout à l'autre des Bauges, jusqu'à Saint-Pierre-d'Albigny (Voir lettre F des coupes).

Cette faille est très nette sous Arcalod (coupe 6). Vers le Nord, elle se suit par cet amincissement singulier de toute la série néocomienne qui se réduit de moitié à l'Est de la Pointe de Vélan (coupe 5). Coïncidant avec le synclinal d'Arcalod elle l'exagère beaucoup suivant cette coupe. Le rélargissement de l'Hauterivien à l'Ouest du Mont de la Motte¹ est exagéré par la topographie; les couches étant très parallèles à la surface du sol on a tendance à voir un épaissement subit qui, en réalité, n'existe pas. Ainsi les deux plis jurassiques de la vallée de Faverges appartiennent au faisceau des plis jurassiques de Chérel, ramenés au jour par l'existence même de la vallée. En effet, si on imagine une vallée moins profonde dont le thalweg serait par exemple à 1.400 mètres d'altitude à la place d'être à 500, rien dans les affleurements n'indiquerait en profondeur l'existence de ces plis, on verrait seulement la bande néocomienne continuer vers le Sud en s'amincissant de plus en plus.

La ligne qui jalonne ainsi tout un pli des Bauges est manifestement une ligne d'affaissement, une vraie flexure passant par places à la faille et ne procédant pas du pli faille; la coupe que l'on peut relever près de Saint-Pierre-d'Albigny et que j'ai décrite dans le chapitre VIII ne peut laisser aucun doute à ce sujet. La cause de ce mouvement d'affaissement est difficile à établir. De telles ruptures parallèles aux plis se voient souvent lorsqu'une surcharge anormale est venue, comme un pli couché par exemple, se superposer à la série normale. Nous décrirons plus tard, M. Haug et moi de tels phénomènes de tassements, sur les flancs de la Tournette, dus à la masse exotique de Sulens. Peut-être faut-il voir

¹ Exagéré aussi dans la coupe n° 4, parce que celle-ci devient parallèle au pli à cause de l'inflexion brusque de celui-ci suivant la vallée de Saint-Ruph.

là dans la faille des Bauges un cran de retour très éloigné de la faille limite d'une nappe de charriage actuellement disparue en arrière?

Un autre accident qu'à fait connaître M. Paquier¹ pourrait peut-être nous venir en aide dans l'explication de cette ligne de rupture. Ce géologue a en effet montré que le synclinal de la vallée des Theys (feuille Grenoble) et de la Table (feuille Saint-Jean) a son flanc interne laminé. Cet accident qui se poursuit le long du massif cristallin de Belledonne, peut être considéré comme la trace d'un plan de glissement sur le Cristallin. Le bord occidental du compartiment affaissé serait indiqué par notre ligne. Cette flexure, en effet, qui ne s'est fait sentir que par un abaissement général de la masse interne des Bauges, sans changer l'allure des plis transversaux dans la masse affaissée, semble être cependant due à une cause qui ne doit pas être le résultat d'une compression déterminée par le simple phénomène du plissement². Nous verrons que les plis transversaux ne sont pas dus, dans les Bauges, à une cause profonde, que le Cristallin n'y entre pas en jeu. Si donc toute la masse orientale s'est affaissée sans être dérangée, c'est que le plateau qui la supporte, le Cristallin, s'est lui-même enfoncé en bloc. La flexure des Bauges apparaît donc, dans la nappe sédimentaire, comme la traduction du bord externe d'un compartiment affaissé qui longerait la chaîne de Belledonne. Cet enfoncement du vousoir du cristallin, cela est à noter, s'est effectué après le plissement³.

¹ Paquier. Contribution à l'étude du Bajocien de la bordure occidentale de la chaîne de Belledonne (*Annales Enseign. sup. de Grenoble*, t. VI, n° 1).

² Les deux flexures-failles sont parallèles le long des deux flancs de la vallée de l'Isère; vers le Sud elles paraissent marcher l'une vers l'autre, converger. Si l'on arrivait à la démonstration de cette convergence, il y aurait une liaison manifeste entre ce phénomène et la situation, exactement suivant la bissectrice, du grand synclinal du Reposoir et de ses masses exotiques. On serait alors tenté de faire intervenir ces masses ou plutôt leur prolongation enlevée par érosion vers le sud, dans la ou les causes de l'affaissement. De nouvelles recherches s'imposent.

³ M. Haug (*Bull. Soc. géol. de France*, 3e s., t. XXIV, p. 34, 1896), a dit que dans la Chartreuse il existait des failles ou plis-failles postérieurs au plissement. Mais les accidents de la Chartreuse ainsi décrits, et expliqués par M. Haug d'après la carte de Lory, ont été fortement contestés par M. Kilian. Ce ne sont que de « vulgaires plis-failles » qui « n'ont en dehors de leur amplitude aucune importance spéciale » (Kilian, *C.-R. Soc. géol. de France*, 16 mars 1896). L'accident que nous venons de décrire est donc nouveau dans la zone subalpine; sa conception résulte, non de l'examen d'une carte ancienne, mais de patientes recherches sur le terrain.

CHAPITRE IV

RELATION DES BAUGES ET DES CHAINES DU GENEVOIS.

§ 1. — Relation des Bauges et du Genevois et continuation des plis vers le sud.

On a cherché, à plusieurs reprises, à définir la prolongation des plis du Genevois dans le Bauges ou *vice-versa*. Nous possédons à ce sujet les travaux de Collingwood (13), de Haug (22, p. 70), et de Douxami (28) d'après mes levés.

Les deux premiers se sont heurtés aux « décrochements du lac d'Annecy, et du Chéran ». Tout leur système de lignes directrices est évidemment brisé par ces deux accidents et présente par conséquent quelques erreurs qu'il nous est maintenant facile de corriger, puisque j'ai levé la carte des confins des deux unités géographiques en présence. J'ai donc à modifier ici la carte tectonique de M. Haug et en même temps celle donnée par M. Schardt¹, faite dans les grandes lignes d'après les travaux de Maillard et de Benoit².

Maillard a distingué, par une numérotation, les différents anticlinaux qu'il a dessinés dans ses superbes profils transversaux (16 pl. VII) de la région méridionale du Genevois. Nous suivrons cette numérotation qui a été aussi admise par M. Haug. Dans son profil 2, Maillard compte 8 anticlinaux entre Annecy et la Tournette, et comme nous savons que la ligne de décrochement qui devait séparer les Bauges du Genevois n'existe pas, nous devons en conséquence les poursuivre dans les Bauges.

Déjà sur le territoire de la feuille d'Annecy, Maillard voyait un premier décrochement (18, p. 42 et 44; Haug, p. 71). Le synclinal du Cruet qui se poursuit sur un grand nombre de kilomètres serait brisé près du col de Nantet, et sa continuation serait à rechercher dans le synclinal des Maisons-Arclosan, qui longe la ligne de faite de la Tournette. Cependant, dans la continuation immédiate du synclinal du Cruet, on en voit un autre, celui des Rochers de Roux, et Maillard disait : « Nous avons donc ici le heurt presque exact de deux synclinaux qui ne sont pas la continuation l'un de l'autre. » Je ne puis comprendre comment ce géologue a pu commettre cette erreur. Les deux synclinaux sont si

¹ H. Schardt. — Etude géologique sur l'extrémité méridionale de la chaîne du Jura (*Bull. Soc. vand. sc. nat.*, vol. XXVII, p. 696, 1891).

² Emile Benoit. Carte géol. de France, feuille Nantua, n° 160, 1887.

bien dans la continuation l'un de l'autre, qu'ils sont en réalité le même. J'ai pénétré, avec beaucoup de difficultés, dans le ravin du Nantet et j'ai constaté la continuation de la barre inférieure de l'Urgonien. D'autre part, si le synclinal des Maisons s'arrête dans la prolongation du ravin du Nantet, c'est qu'il est simplement coupé par le formidable escarpement qui limite au Nord la Tournette¹. Sans doute, le synclinal paraît s'arrêter dans la prolongation d'une voûte à très large courbure, laquelle s'amincit en affleurement dans les flancs de la Tournette (anticlinal de l'Arpaïron), mais tout cela est simplement le résultat de l'érosion. Ce troisième décrochement des Hautes-Alpes calcaires de Savoie n'est pas plus une réalité que les autres², il y a continuité absolue entre les plis qui sont coupés par le Fier et ceux du massif de la Tournette.

Reprenons maintenant les plis tels qu'ils ont été numérotés par Maillard.

I. — L'anticlinal du Semnoz, se continue par la montagne de Banges au delà du Chéran; à partir du col du Pertuiset, l'anticlinal simple laisse apparaître trois anticlinaux jurassiques étudiés et décrits par MM. Révil et Vivien.

II. — Anticlinal du Mont Rampion, disparaît sur la rive gauche du lac d'Annecy; il n'est plus visible dans le synclinal de Leschaux. On peut considérer le Margeriaz comme étant dans sa prolongation sur la rive gauche du Chéran; anticlinal qui se dédouble en trois plis jurassiques dans la profondeur de la dépression de Chambéry.

III. — Anticlinal du Mont de Veyrier, s'abaisse considérablement au Sud, se continue peut-être dans l'ondulation en voûte occidentale du Roc de Chère et de là par le pli de Bellecombe qui pénètre sous le Colombier du Châtelard et sort au Cruet sur les bords de l'Isère.

Ainsi les plis coupés par la dépression de Chambéry sont formés par la prolongation des trois plis extérieurs du Genevois.

M. Haug, grâce aux deux rejets supposés en sens inverse des décrochements imaginaires est arrivé à la même conclusion. Il est très remarquable de voir trois plis occupant une largeur de 5 kilomètres s'étendre ainsi au Sud et occuper une surface de 16 kilomètres de largeur.

3. — Synclinal de Saint-Clair-Veyrier, se prolonge par le synclinal d'Entrevernes, Colombier, où il disparaît dans les airs, mais sa prolongation souter-

¹ Le croquis donné par Maillard (16, fig. 41) est très démonstratif.

² Le petit décrochement indiqué par la carte tectonique de M. Haug (22, p. 74) en face de Marliens, près Faverges, n'existe pas non plus. Il ne subsisterait plus en Savoie que de petits décrochements insignifiants. Le décrochement du Prarion décrit par MM. Michel Lévy (*Bull.* 27) et Ritter (*Bull.* 60, p. 209) est fort contestable. Il se trouve placé en effet immédiatement en arrière du grand synclinal transversal du massif de Platé. Le Trias du Pont Pélissier longé par l'Arve peut être considéré comme un reste de la charnière triasique de ce pli. Ainsi le Prarion serait séparé de Pormenaz non par un décrochement, mais par un pli transverse, suivant le tracé duquel les plis ordinaires seraient moins serrés, ce qui amènerait l'élargissement si remarquable du synclinal de Chamonix. D'autre part, Ritter voit dans l'Aiguille de Varens l'accident du Prarion se continuer par un plan de faille horizontale! Ce n'est donc plus une ligne de décrochement dont il constate la trace dans les flancs de Platé, mais une ligne de chevauchement, continuation possible du pli-faille du Prarion, mais non du décrochement qui, on le voit, n'est plus guère admissible dans l'état actuel de nos connaissances des Alpes de Savoie, alors qu'il semblait fort rationnel il y a quelques années.

raîne se retrouve au Cruet, sur le bord de l'Isère où l'on voit la charnière jurassique.

IV. — Anticlinal du Parmelan, s'écrase contre le Roc de Chère, se continue par le col de Bornette et par le mont Charvay, et est coupé par l'Isère à Saint-Jean-de-la-Porte.

4. — Synclinal du château de Menton, se prolonge par la Montagne du Charbon et se termine dans le Jurassique du col du Frêne sur Saint-Pierre-d'Albigny.

V. — Anticlinal de Talloires, se prolonge par les Chevalines et se continue dans les plis jurassiques qui se prolongent jusqu'à Saint-Pierre.

5. — Synclinal de la Dent-de-Laufon, se prolonge par les Balmettes, Giez, Eau-Froide, et se confond dans les plis jurassiques du col de Chérel.

VI. — Anticlinal de Lachenay, Haut-d'Alex, Pointe-de-Chenivier (Tournette) Rovagny, le Velan et se confond dans les plis jurassiques du col de Chérel qui se prolongent jusqu'à Saint-Pierre-d'Albigny.

6. — Synclinal de Cruet, Rocher-de-Roux, Montmin.

VI b. — Anticlinal du col de Nantet, dans lequel apparaissent les deux anticlinaux jurassiques des versants du massif de la Tournette, près Faverges.

Nous savons que ces deux plis (6 et VI b) ne paraissent pas se continuer dans les Bauges; ils sont compris dans les plis serrés du col de Chérel qui sont coupés en oblique par la faille des Bauges, faille qui arrête probablement aussi les deux plis en question et empêche leur apparition sur le versant gauche de la vallée de Faverges.

6 b. — Synclinal des Maisons-Arclosan (Tournette).

Ce pli s'abaisse considérablement à partir des hauteurs d'Arclosan tout en s'étalant. Dans le Rocher de la Balmette près Faverges, ce synclinal est réduit à un seul flanc qui se perd sous le Flysch de Saint-Féréol. Le Mont de la Motte forme en face une semblable masse monoclinale, mais on voit le flanc oriental du pli former une petite crête urgonienne au Villaret. A partir de ce point *le pli subit une brusque inflexion vers l'Ouest*; elle est suivie par le vallon de Saint-Ruph; le pli se continue par Arcalod-Bellevaux et s'épanouit aux Arbets pour être coupé par les versants de l'Isère.

VII. — Anticlinal de la Tournette, très large, il s'abaisse, s'amincit et disparaît par écrasement en arrivant dans la vallée de Faverges. De là, le pli se propage sans doute par la colline du château de Faverges, très couché et toujours très aminci, puis s'élève subitement pour former la Sambuy avec son synclinal accessoire et anticlinal des chalets de Settenex. Il donne lieu plus au Sud aux nombreux plis et replis jurassiques de Mont-Orchair et de la Roche-Torse.

7. — Synclinal du Reposoir.

Ainsi que M. Haug l'a indiqué dans son mémoire sur les hautes chaînes calcaires de Savoie (22 p. 172) tous les plis du Genevois se retrouvent dans les Bauges.

Un seulement, parmi ces sept plis, se prolonge dans la Chartreuse, soit l'anticlinal du Semnoz, accompagné du synclinal des Déserts, ainsi que M. Hollande¹ l'a déjà démontré. D'autre part, nous voyons que tous ces plis sont successivement coupés en oblique par la vallée de l'Isère, et suivant la remarque de Pillet (12, p. 321) en 1883 et de Collingwood (13, p. 32) en 1884, ces plis se prolongent de l'autre côté de la vallée dans la bande sédimentaire qui longe le massif cristallin de Belledonne, si bien étudiée par M. Pierre Lory². M. Haug (72, p. 82) voudrait voir dans le synclinal bajocien de la Table la prolongation de celui du Reposoir-Serraval. Rien ne s'oppose à cette manière de voir, mais il est impossible d'en être absolument certain. La discordance de plissement que nous savons exister entre le Jurassique et le Crétacique nous oblige à la plus grande réserve. Il est en tout cas certain que, contrairement à ce que l'on est porté à penser lorsque l'on regarde une carte géographique, les Bauges ne sont pas la continuation immédiate de toute la Chartreuse, mais sont formées en grande partie par la continuation de la couverture sédimentaire de la première zone alpine. Il devient évident, si l'on voulait faire prédominer dans la notion des zones le facteur tectonique, que la zone subalpine de Lory devrait être abandonnée. Ce n'est point ici la place pour discuter cette intéressante question.

§ 2. — Rapport des plis anciens avec les plis alpins.

Mon collègue M. Haug (22, p. 78), dans son très intéressant chapitre sur les relations des Hautes-Alpes calcaires de Savoie avec les massifs cristallins de la zone du Mont-Blanc, a cherché quels rapports pouvaient exister entre les plis anciens avec les plis alpins, modernes. Il est arrivé à une première conclusion que les plis anciens se continuent en profondeur sous ces hautes chaînes calcaires, fait qui est d'une très grande importance, puis à une deuxième conclusion, à savoir que les plis tertiaires se seraient effectués « suivant des axes tantôt indépendants de la direction de ces anciens plis, tantôt coïncidant en direction avec ces plis eux-mêmes, d'où résultent deux directions distinctes qui dominent la tectonique des hautes chaînes de Savoie » (22, p. 32).

Bien que son auteur ait déjà pris la précaution, j'ai hâte de le dire, de ne pas prétendre ramener toutes les directions que l'on relève dans la zone des hautes chaînes calcaires de Savoie à ces deux directions fondamentales, cette conclusion est très discutable.

Tout d'abord, on remarquera que les plis anciens sont loin d'avoir une direction constante, et que celle-ci est *aussi variable* que celle des plis tertiaires. Il n'y a qu'à examiner les tracés des synclinaux que M. Ritter a si soigneusement des-

¹ Hollande. (Bull. Serv. carte géol. de Fr., n° 29).

² P. Lory. Etude géol. dans la chaîne de Belledonne, I et II (Bull. Soc. stat. de l'Isère. Grenoble, 1895-1897).

sinés entre l'Arc et Flumet pour voir qu'il y a autant de variabilité dans un des régimes que dans l'autre. Ainsi, chercher à retrouver dans les chaînes de Savoie la prédominance du pli ancien ou l'indépendance du pli moderne me paraît se livrer à une enquête basée sur aucune donnée positive, et dont les résultats ne peuvent jamais être péremptoirs.

Ainsi nous savons maintenant que ces « passages d'un même pli de l'une des directions maîtresses à l'autre » ne se font point par une rupture de pli, puisque ces fameux décrochements de la Savoie n'existent point, et que, en conséquence, une des bases importantes de la démonstration de mon confrère échappe à l'argumentation¹. Ces chaînes, qui auraient été situées entre deux décrochements, seraient, d'après M. Haug, parallèles aux plis anciens et leurs plis seraient moins déjetés vers l'extérieur des Alpes que ceux des chaînes situées au Nord et au Sud des accidents du Chéran et du lac d'Annecy. Or, cette différence n'existe pas; le pli du Grand-Roc ou le synclinal d'Arcalod sur les Arbets sont autant déjetés que le pli des Aillons par exemple, ou que ceux de la vallée du Fier.

Lorsque l'on constate, comme M. Ritter² l'a si bien montré, l'indifférence des nappes charriées comprises entre Flumet et l'Arly d'avec le substratum cristallin, lorsque l'on constate les variations multiples que M. Termier³ a démontré exister dans le détail entre les plis anciens du massif des Grandes-Rousses et les plis tertiaires, il devient impossible, sous une surface telle que celles des hautes chaînes calcaires de Savoie, où ne perce pas le cristallin, de montrer les relations de deux systèmes, lorsque celui sur lequel on doit établir la comparaison n'est pas seulement fixe. La seule chose que l'on soit en droit de dire, me semble-t-il, c'est qu'il existe *en grand* un parallélisme évident, semblable à celui que M. Termier a pu démontrer dans la région des Grandes-Rousses où le déchaussement des terrains permet à la fois d'étudier les plis profonds et les superficiels⁴. Autrement dit, suivant le libellé de M. Zurcher⁵: le tracé des plis anciens détermine, dans son voisinage géographique, la direction des plis plus récents. Il est impossible de préciser davantage.

¹ La naissance, postérieurement à la formation N-S des Bauges, du massif de Belledonne, établie à titre purement hypothétique par M. Haug, n'est pas soutenable, du moins pour la région à l'Est des Bauges, car les grandes masses de recouvrement, décrites par M. Ritter et recouvrant le cristallin du massif de Belledonne, n'ont été nullement dérangées (Haug. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 20 janv. 1896).

² E. Ritter. (*Bull.* N° 60, 1897).

³ Termier. — Le massif des Grandes-Rousses. (*Bull. Carte géol. de France*, VI, p. 117, 1895).

⁴ Les prétendues failles « postérieures » au plissement que M. Haug a cru voir dans la Chartreuse n'étant que des plis-failles (Kilian) ne peuvent être considérées non plus comme un deuxième système de dislocation greffé sur le premier, qui aurait été parallèle aux plis anciens.

⁵ Zurcher. — Note sur la structure de la région de Castellane. (*Bull. Carte géol. de France*, VII, p. 36, 1896).

§ 3. — Variations dans les directions axiales.

Voyons cependant si les plis présentent, suivant la direction axiale, des faits qui méritent de fixer l'attention. En considérant la carte tectonique jointe à ce travail (Planche VI), on voit qu'à la périphérie les plis conservent une direction sensiblement parallèles à eux-mêmes. Le Margeriaz paraît seul faire exception; mais en réalité cela n'est qu'une apparence, laquelle provient de l'élargissement très rapide du pli fortement déjeté, ce qui rejette vers l'Ouest la charnière urgonienne que j'ai dessinée.

Ces plis sont NNE-SSW.

La direction des plis change légèrement de direction suivant les lignes d'inflexion transversale.

Ce phénomène est très net pour la vallée du Chéran. Il est sensible aussi pour la dépression transversale de Bellecombe. Cette variation apparaît encore dans les plis extérieurs de la dépression du lac d'Annecy, elle est moins sensible dans les plis jurassiques, mais réapparaît avec une grande ampleur dans les plis internes de la Tournette, le recul de la ligne directrice y semble même exagéré. En outre, on constate que cette suite de dépressions transversales de la vallée d'Annecy-Faverge (car nous savons que ces ondulations ne sont pas bout à bout dans cette vallée), coïncide avec un changement de direction général; tous les plis tendent à devenir N-S et même NNW-SSE dans la partie interne. Cette variation générale participe à la disposition en grands arcs des chaînes du Genevois.

Dans la vallée du Fier, qui coïncide aussi avec un lieu de minima d'altitude des axes, l'angle rentrant n'est guère sensible; il apparaît, mais très atténué, dans le synclinal de Veyrier.

La vallée de la Borne où l'ondulation est beaucoup moins sensible présente un angle rentrant visible seulement dans les plis extérieurs.

Les considérations que l'on peut tirer de l'allure des plis, entre chaque rebroussement des axes, méritent d'attirer un instant notre attention.

Les plis paraissent s'être avancés avec plus de facilités dans les masses comprises entre les lieux de minima altitudinaux des axes.

Les plis semblent avoir cherché à remplir des espaces laissés vides, tandis que suivant les synclinaux transverses, la poussée semble avoir eu plus de peine à se propager, les plis semblent y être relativement restés en arrière des masses qui de part et d'autres s'avançaient.

Nous voyons le Semnoz se bomber en son centre entre le Chéran et la vallée

de Chambéry. Le Margeriaz suit la même courbure exagérée par les plis jurassiques de sa partie profonde de Curienne et de Chignin. L'anticlinal du Colombier-Cruet suit aussi cette allure, moins évidente il est vrai, à peine sensible.

Les plis entre le Chéran et la dépression de Faverges-Lac d'Annecy montrent des bombements en avant peu sensibles dans les plis externes, même inverse pour les plis jurassiques de Giez-Ecole; mais les plis en arrière, ceux qui ne participent pas, comme les jurassiques, à la grande disposition arquée des chaînes du Genevois, exagèrent au contraire le phénomène comme pour compenser la passivité des plis plus externes. On dirait que la poussée étant égale, entre les dépressions de Chambéry et du Chéran, et entre celle-ci et celle de Faverges, elle s'est répartie uniformément dans la première masse intermédiaire, tandis qu'elle s'est condensée dans la seconde sur les plis internes par son impossibilité à se faire sentir en avant. Nous voyons en effet les plis se serrer, de large qu'était le synclinal des Arbets, il s'écrase dans Arcalod; les anticlinaux jurassiques se multiplient et se resserrent. En outre, la poussée se fait non seulement sentir au centre du grand arc et normalement à la direction générale E-W, mais encore *il y a tendance au remplissage de la dépression transversale*. En effet, le pli d'Arcalod se brise par un décrochement oblique normal à la dépression transversale du Chéran et en même temps le pli bascule (coupes 7, 8 et 9) dans *la direction de la dépression*; en arrière toute la masse du Grand Roc passe par dessus la ligne directrice des plis de la Roche-Torse. Le poids de la masse basculée produit un affaissement qui joue le long de la faille des Bauges ce qui laisse croire, grâce à l'existence du Nummulitique de Bellevaux, que la dépression transversale *était déjà existante*. D'autre part, dans l'arête de la Lanche un *appel semblable s'est produit*, le pli s'est couché, alors qu'immédiatement dans la direction de la dépression l'Urgonien du Pécloz est resté droit.

Le plissement synclinal transverse est antérieur au plissement longitudinal. — Ainsi tous les exemples de synclinaux transverses que nous avons étudiés dans les Bauges, ceux du Lac d'Annecy, de Bellecombe montrent qu'ils *sont antérieurs aux plis longitudinaux*, c'est-à-dire que lorsque la poussée s'est effectuée, les vides transversaux se sont accusés en même temps que de vastes bombements puis la propagation du mouvement tangentiel continuant à s'effectuer, elle s'est traduite avec plus de puissance sur les ondulations anticlinales, qui ont eu tendance à se porter en avant et à se jeter *sur les lieux de minimale propagation de la poussée*, c'est-à-dire vers les ondulations transversales. Il est évident toutefois, puisqu'il s'agit des effets d'une même poussée, que les deux systèmes de plissements ont dû être à peu près simultanés.

Le plissement transversal n'est pas dû dans les Bauges et le Genevois à des causes profondes. — On voit par cette série de déductions qu'il devient totalement impossible de rechercher la liaison des plis anciens avec les plis modernes comme mon ami M. Haug a voulu le faire. On a l'impression très nette que les

masses sédimentaires se sont décollées les unes par rapport aux autres lors du plissement alpin, soit dans le sens vertical soit dans le sens horizontal lorsque le phénomène s'exagère jusqu'au pli couché des nappes profondes. A côté des Bauges, dans la région du Mont Joly n'avons-nous pas les meilleurs exemples, je l'ai dit déjà, de cette *indifférence* du pli couché moderne et du pli ancien droit? Cependant, lorsque l'on voit se traduire la poussée comme une vague qui avance de part et d'autre de lignes plus tranquilles, n'avons-nous pas là l'indication qu'un arrêt a dû se faire sentir par des causes profondes? Or si l'on recherche immédiatement en arrière d'une des grandes ondulations synclinales ou transversales si le massif cristallin présente une indication quelconque, nous ne trouvons plus aucun indicateur, si jamais il en a existé un. Et cette recherche nous sommes en devoir de la faire car l'ondulation transversale devait aussi bien se propager en arrière des points où nous pouvons la constater de nos jours, qu'elle se propage en avant des points où nous la voyons finir du côté interne.

Dans mon travail sur le Chablais j'ai expliqué que l'angle rentrant de la vallée du Rhône, et le lieu de minima d'axe qui s'y rencontre, est la conséquence de l'arrêt produit par le bombement anté-nummulitique, que représentait le massif cristallin des Aiguilles-Rouges, immédiatement en arrière, lors de la marche en avant de l'immense masse de recouvrement que représentent les Préalpes. Ici, bien que phénomène soit tout autre, il revient au même. La poussée, incapable de coucher le Cristallin parce que celui probablement monoclinale et vertical ne pouvait plus fléchir et être entraîné et ne pouvait que *croître* verticalement sous l'effort, la poussée aurait pu se traduire avec plus de facilité par dessus les *points bas* des dômes cristallins. En conséquence, les lignes de minima des axes se trouveraient de nos jours soit en *avant* des parties anciennement les plus hautes des massifs cristallins, soit *dessus*. Les masses se seraient placées côtes à côtes dans les parties basses qui, par l'abondance de la matière apportée ou, si l'on veut mieux, de la serrée de plis, auraient ainsi de nos jours une altitude supérieure aux masses tout d'abord plus élevées. Mais encore, rien dans la profonde tranchée du Grésivaudan, entaille de 1800 mètres, n'accuse une telle *arête* dans les couches visibles les plus anciennes. Il semble donc que même ce phénomène d'ondulations transversales n'ait, dans les Bauges du moins, j'ai hâte de l'ajouter, un rapport quelconque avec les masses cristallines profondes. Dans les Grandes-Rousses, si bien décrites par un de nos plus savants confrères, M. Termier¹, ce géologue a montré que « les plis les plus profonds du système alpin ne se sont pas formés sur l'emplacement le plus profond de l'ancienne chaîne » et que les plis transversaux si remarquables de cette région cristalline sont des *plis alpins*. Ainsi on voit que lorsque le cristallin a pu être saisi par la poussée alpine il a obéi comme la nappe sédimentaire, et que par conséquent le phénomène du pli transversal que nous étudions dans les masses sédimentaires *ne peut pas avoir comme cause une prédis-*

¹ Termier. — Le massif des Grandes-Rousses. (Bull. n° 40, 1894-1895).

position de la surface du cristallin ¹. Pour la vallée du Rhône en Valais j'ai cependant montré la relation du dôme cristallin et du lieu de minima des plis ; cela doit-il infirmer la conclusion à laquelle nous arrivons ? Non, cela signifie simplement que chaque cas doit supporter séparément l'analyse et que le dôme cristallin doit entrer en ligne de compte dans l'analyse lorsqu'il a présenté une individualité marquée avant le plissement définitif, lorsqu'il a formé un butoir d'une hauteur relativement élevée, qui ait pu jouer dans le phénomène ondulatoire du plissement le rôle d'écueil dans le phénomène ondulatoire de la vague.

Ainsi, lorsqu'un régime de plissement s'établit, la couverture sédimentaire et avec elle le cristallin, lorsqu'il n'y a pas discordance, peuvent se plisser dans deux sens, en vertu de propriétés propres au plissement, comme une surface liquide agitée qui présente à la fois des nœuds et des ventres dans le sens longitudinal et dans le sens transversal. Il ne doit et ne peut par conséquent exister dans les Alpes occidentales de décrochements horizontaux d'une amplitude quelque peu considérable. L'écorce terrestre, sous l'effet du plissement libre, se conduit comme un liquide tendant à la forme d'équilibre ; ainsi la lithosphère ne doit pas avoir de propriété spéciale. Les corps qui constituent l'enveloppe du globe ne doivent avoir les uns vis-à-vis des autres que des propriétés relatives telle que la densité par exemple et la mobilité. Suscitée par la contraction, l'écorce terrestre tend à la forme d'équilibre, fort probablement comme un liquide en suivant les mêmes lois, mais avec *plus de lenteur*.

N'est-ce point là du reste, ce que laisse supposer le mécanisme de ces grands plis couchés qui s'observent dans les parties profondes de la coupure de la vallée de l'Arve ? Pour que des masses aient pu s'entasser les unes sur les autres en profondeur sans que les plis cherchent à monter verticalement vers le sol, ne faut-il pas que toutes la masse marneuse se soit conduite comme une matière semi-fluide ? Lorsque l'on fait promener sa main dans une baignoire, entre deux eaux, le mouvement ne se traduit à la surface que sous la forme d'une onde, qui même, lorsque le mouvement est doux n'est point sensible, et ce n'est alors qu'en avant que l'onde superficielle devient manifeste (à l'exception des mouvements tourbillonnaires) ; dans les plis du Mont-Joly, d'après les coupes de mon collègue M. Ritter, c'est bien en avant aussi, vers l'extérieur de la chaîne, que les charnières correspondant aux noyaux aigus anticlinaux profonds doivent être recherchées sous la forme des grandes bouches arrondies des couches superficielles. Des *mouvements profonds d'une grande intensité peuvent donc exister dans la croûte terrestre sans qu'un phénomène extérieur les trahisse* ; le bombement général peut même ne pas se faire sentir !

Il en est peut-être encore ainsi de nos jours !

Il est évident que si notre argumentation nous amène seulement à la conception du pli profond qui ne se fait point sentir à la surface pendant sa formation

¹ L'idée d'un axe cristallin de MM. Révil et Vivien (35 p. 374) pour expliquer le serrage des plis en profondeur dans la prolongation sud du Semnoz, est combattue par les arguments multiples de ces pages ; je ne puis me rallier à cette idée.

(voir aussi 3^e partie, ch. I) c'est que nous partons du pli dans notre discussion. Mais une chaîne de montagnes n'est qu'un pli d'un ordre supérieur ; nous pourrions donc concevoir la formation des chaînes en profondeur sans que le puissant effort tangentiel, qui leur donne naissance, se trahisse à la surface du sol.

Telle est une hypothèse, qui paraîtra très hardie, mais à laquelle nous sommes amenés par cette étude ; les chaînes de montagnes ne sont sans doute perceptibles que parce qu'elles ont été déchaussées, mises en relief après leur formation, pour une raison que nous ne pouvons chercher à analyser ici ¹. Une chaîne est d'abord *géologique* avant d'être *géographique*.

Causes perturbatrices du mouvement ondulatoire dans le Genevois. — J'ai dit que dans les chaînes arquées du Genevois, les ondulations transversales ne montraient que très faiblement un angle rentrant dans les plis les plus externes et point du tout dans les internes. Ce fait, différent de celui des Bauges, demande une explication.

En considérant la carte tectonique, on voit que les grands arcs du Genevois commencent à se faire sentir dans les plis jurassiques du Nord des Bauges et se terminent à la vallée de l'Arve. Tous ces plis entourent, vers l'extérieur, le grand synclinal du Reposoir et ses masses exotiques, les Annes et Sulens. Il n'est plus douteux aujourd'hui que ces masses étrangères soient des montagnes sans racine, de formidables masses de recouvrement, comme nous l'avons montré M. Haug et moi ². En outre, c'est en regard de l'immense région de recouvrement, de la formidable nappe de charriage du Chablais que les plis sont rentrants dans la vallée de l'Arve. On dirait que les plis de Genevois craignent de s'enfouir sous la masse étrangère ; ils se serrent, mais font constamment front à ce régime exotique.

On voit donc que les anticlinaux du Genevois obéissent à ces diverses masses de recouvrement qui commandent leur direction. Autrement dit un élément de désordre est venu se poser sur la région et c'est lui qui doit être la cause des modifications que nous pouvons y trouver.

¹ A la suite de ma communication faite dernièrement, le 22 janvier 1900, à la Société géologique de France, sur les dislocations des Bauges, où je présentais les résultats de mon étude, M. Marcel Bertrand a fait remarquer la généralité de cette théorie, à savoir que « les montagnes se sont formées avec leur structure complexe et tous leurs plissements sans se trahir à la surface que par un léger bombement dont on peut même à la rigueur contester l'existence ». M. Bertrand expose du reste depuis longtemps, la même idée à son cours. L'étude des chaînes houillères de la Provence, lui en donne des preuves d'un autre ordre que celles que je suis à même de donner dans cette petite étude sur un espace aussi restreint que les Bauges ; elles sont basées sur les extensions marines qui sont insensibles, pour ainsi dire, à la naissance des chaînes (Voir C.-R. sommaire, Soc. géol. de France, 22, I, 1900). C'est pour moi une grande satisfaction de me sentir appuyé par M. Marcel Bertrand. Il est évident qu'un phénomène aussi général ne pouvait échapper à l'esprit si synthétique de cet éminent maître.

Depuis, M. Marcel Bertrand a montré que la naissance du relief d'une chaîne n'était qu'une des phases de la formation des régions plissées. Elle est conforme à sa nouvelle théorie mécanique, si captivante, de la formation des montagnes. (C. R. Acad. des Sciences, 29, I et 5. II 1900). (Notes ajoutées pendant l'impression).

² Haug et Lugeon, Synclinal de Serraval et montagne de Sulens. (Bull. N° 59, p. 120-129, 1897-1898).

Le poids d'une masse étrangère semble arrêter sous elle l'effet de la force tangentielle. — J'ai démontré dans mon livre sur le Chablais, par une suite d'arguments que je ne puis rétablir ici, que les grandes nappes de charriage que j'ai décrites avaient effectué leur mouvement *avant* le plissement définitif. Ainsi ces nappes existaient, peut-être déjà plus ou moins démantelées, lorsque la grande poussée tangentielle s'est fait sentir. Or, en étudiant plus particulièrement la région de la Brèche du Chablais, j'ai en outre montré qu'une partie des plis du Préalpes, qui étaient nés dans la masse charriée, une fois son voyage effectué et par la même raison que celle qui a présidé à la naissance des plis autochtones, avaient été gênés par la présence de la masse lourde de la Brèche. Le *poids* de celle-ci a empêché les plis de se propager sous elle, sauf un dans la partie extérieure. Nous retrouvons ici le même phénomène. Sous l'influence de la poussée, les masses des Annes et de Sulens ont empêché les plis de se serrer et ont donné lieu au grand synclinal du Reposoir. Mais la poussée tangentielle ondulatoire a continué à s'effectuer au delà, en avant, parce que ces masses étaient insuffisantes pour l'arrêter tout à fait, tandis que toute la masse chablaisienne si immense a forcé les plis d'épouser ses contours, a forcé la poussée tangentielle à se satisfaire en serrant les plis en son voisinage dans la vallée de l'Arve.

Telle est la cause du grand synclinal du Reposoir et telle est la raison des grands arcs des chaînes du Genevois.

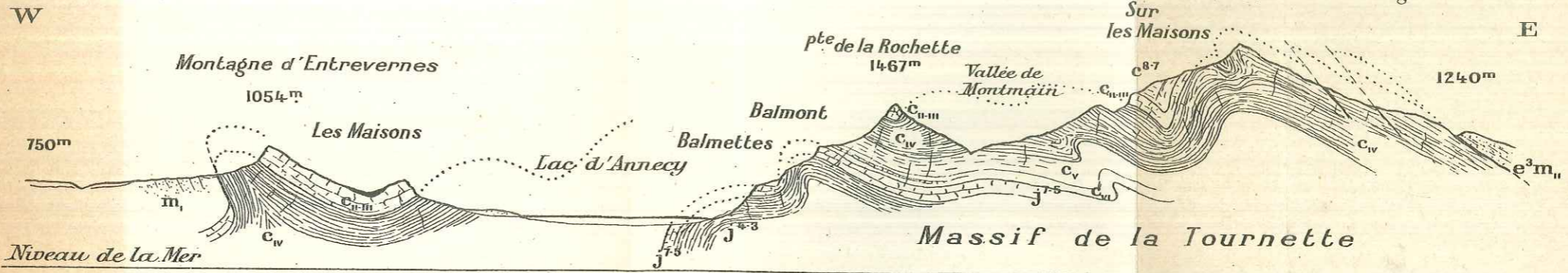
Le serrage de l'onde détruit les lignes de minima de plissement. — Au voisinage de la vallée de l'Arve, en face du Môle et d'Orchez, tous les plis du Genevois s'abaissent. Nous voyons l'anticlinal de Leschaux, dans sa partie est, chevaucher sur la ligne basse, normalement à elle, comme nous avons vu le cas se produire dans les vallées du Chéran et de Faverges.

Les chaînes du Genevois se conduisent comme une série de grandes vagues de pierre emboîtées les uns en arrière des autres. La présence du grand synclinal en ligne droite du Reposoir, le voisinage des Préalpes les a forcées de prendre un nouveau front *dans un espace plus étroit*. On conçoit alors que les ondulations transverses soient moins prononcées, sauf celle du Fier, où le serrage dû au Chablais n'est pas encore sensible, et que sous l'apport de matière dans un espace trop étroit les angles rentrants n'aient pu se faire sentir, ainsi que la marche individualisée en avant des plis dans les ondulations anticlinales transverses intermédiaires. Le système de propagation en avant est pour ainsi dire devenu unitaire, s'est fait sur un seul front.

Coupe N° 1

Coupe de la vallée d'Entrevernes au Massif de la Tournette

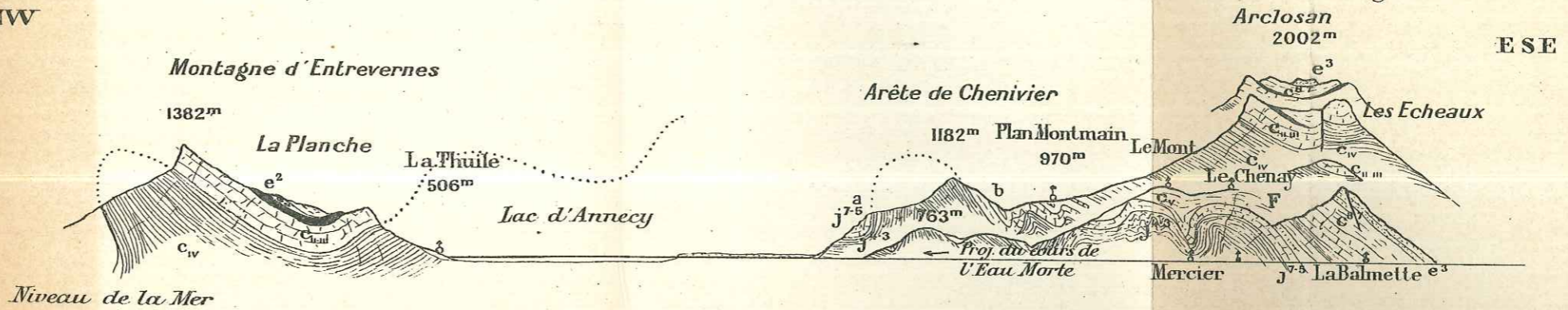
Echelles 1:50000
Légende Pl. III



Coupe N° 2

Coupe de la vallée d'Entrevernes et du flanc nord (M. de la Tournette) de la vallée de Faverges

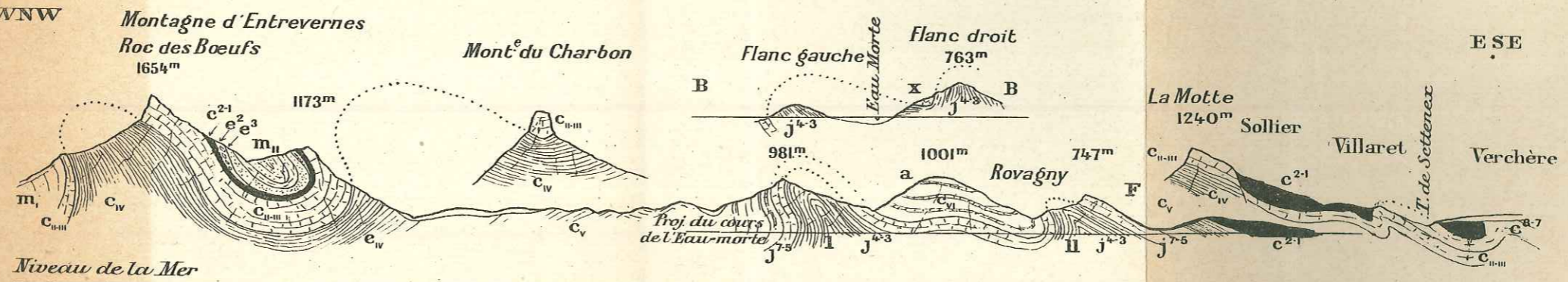
WNW



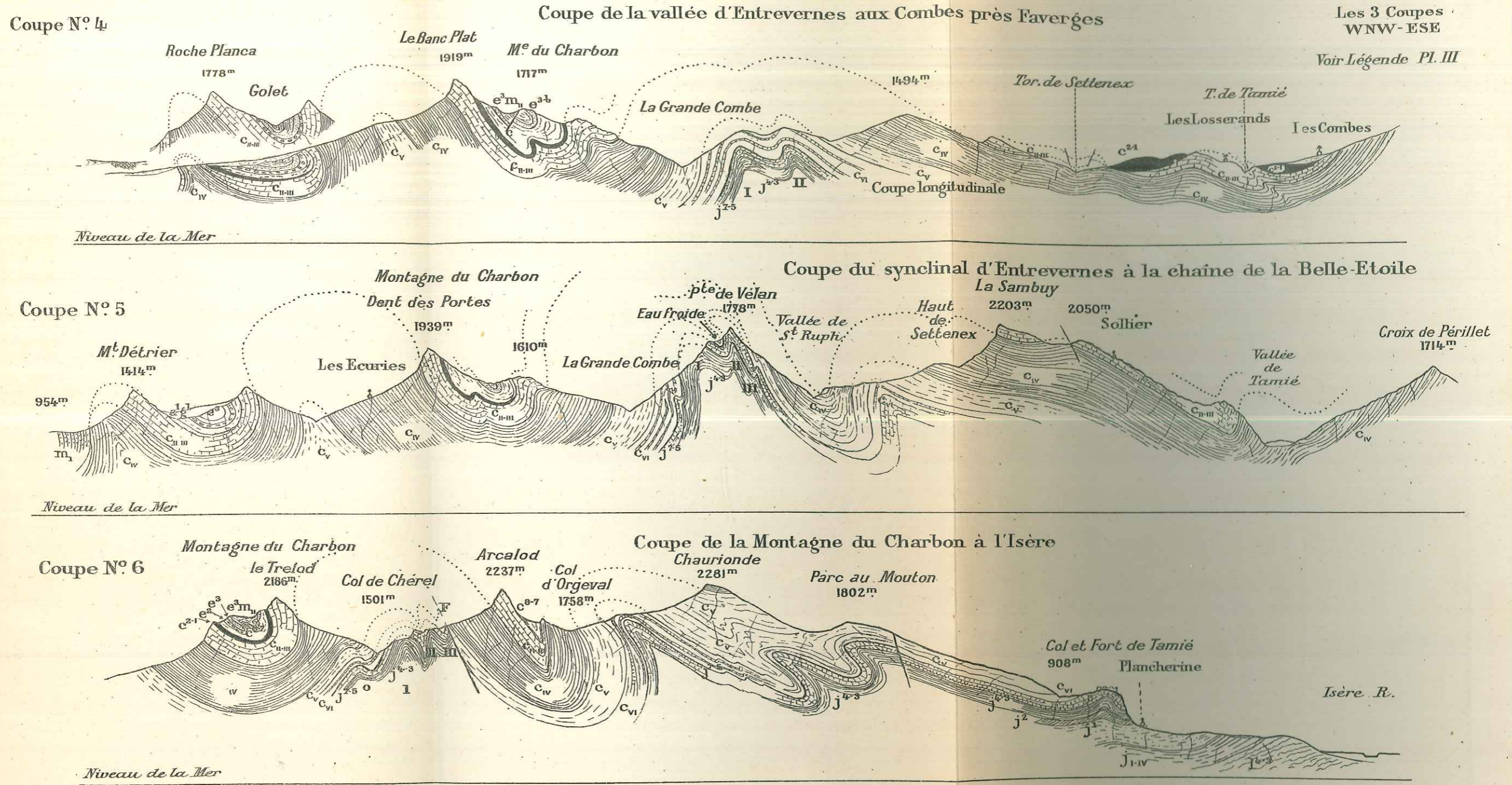
Coupe N° 3

Coupe du synclinal d'Entrevernes et du flanc sud de la vallée de Faverges

WNW

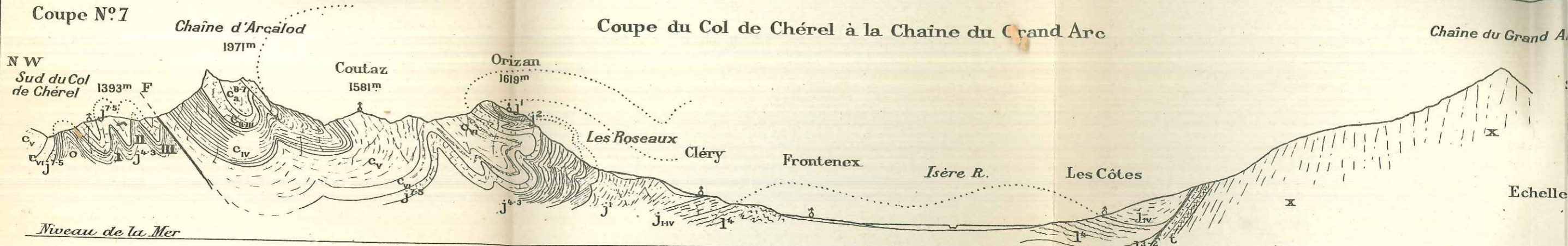


Maurice Lugeon, del.

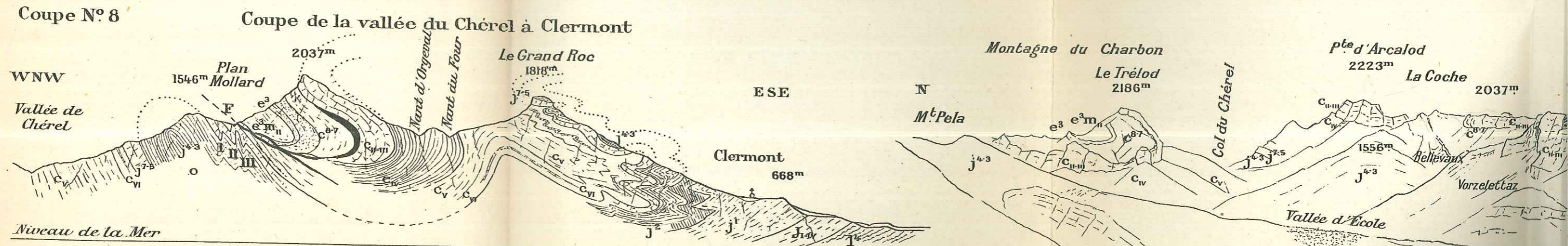


Maurice Lugeon, del.

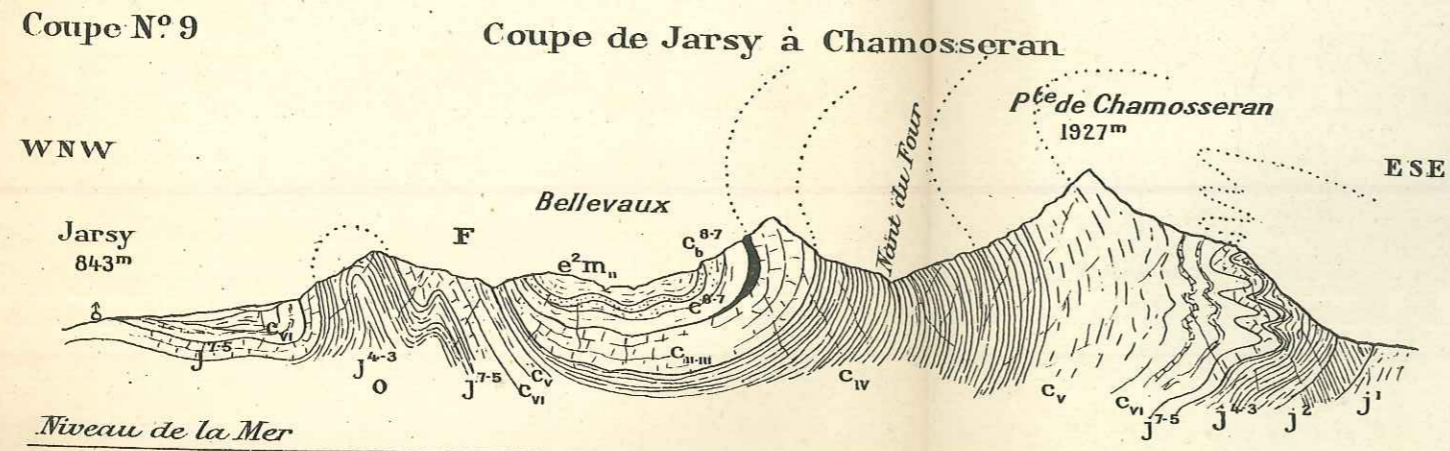
Coupe N° 7



Coupe N° 8



Coupe N° 9

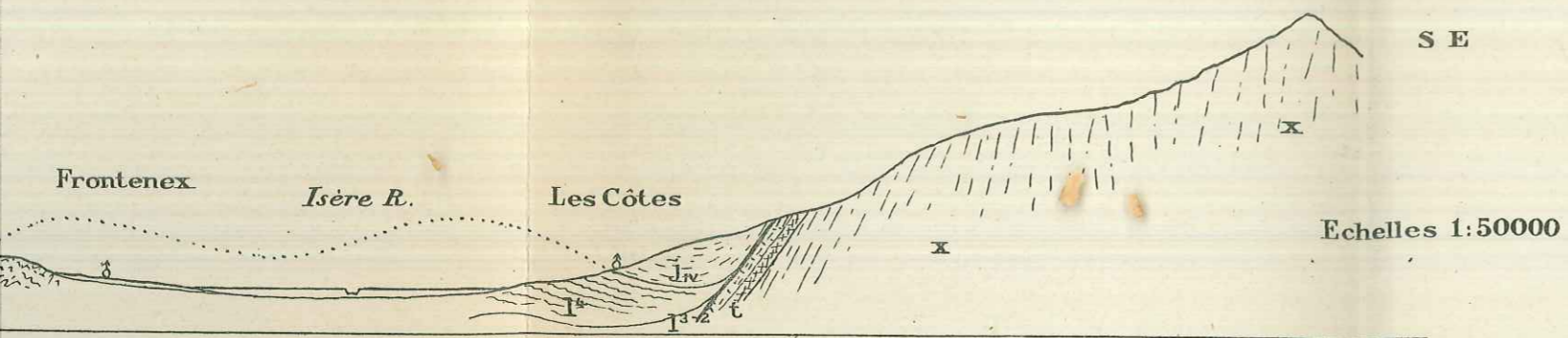


Echelles 1:50000

Les montagnes des Bauges
 vues du Charvay

de Chérel à la Chaine du Grand Arc

Chaine du Grand Arc



Légende

Alluvion C. de dejection	a	Senonien (Calc.) (Fétides) C ₀₋₇	Séquanien et Rauracien	j ⁴⁻³
Eboulis	A	Sén. (Calc. blancs) C ₀₋₇	Oxfordien	j ²
Glaciaire	a ¹ gl	Gault	Callovien	j ¹
Mollasse aquitainienne	m _i	Urgonien	Dogger	j ^{1-IV}
Grès tendre tongriens	m _{ii}	Hauterivien	Lias supérieur	l ⁴
Sch. à Meletta	e ³ m _{ii}	Valanginien	Lias inférieur	l ³⁻²
Couches à <i>N. striata</i> et <i>niv. saumatre</i>	e ³	Berriasien	Trias	t
Couches à <i>N. aturica</i>	e ²	Tilon et Kimeridg	Cristallin	x

Synclinal des Arbets

Dent d'Arclusaz

2046^m

La Chat

1956^m

ESE

N

S

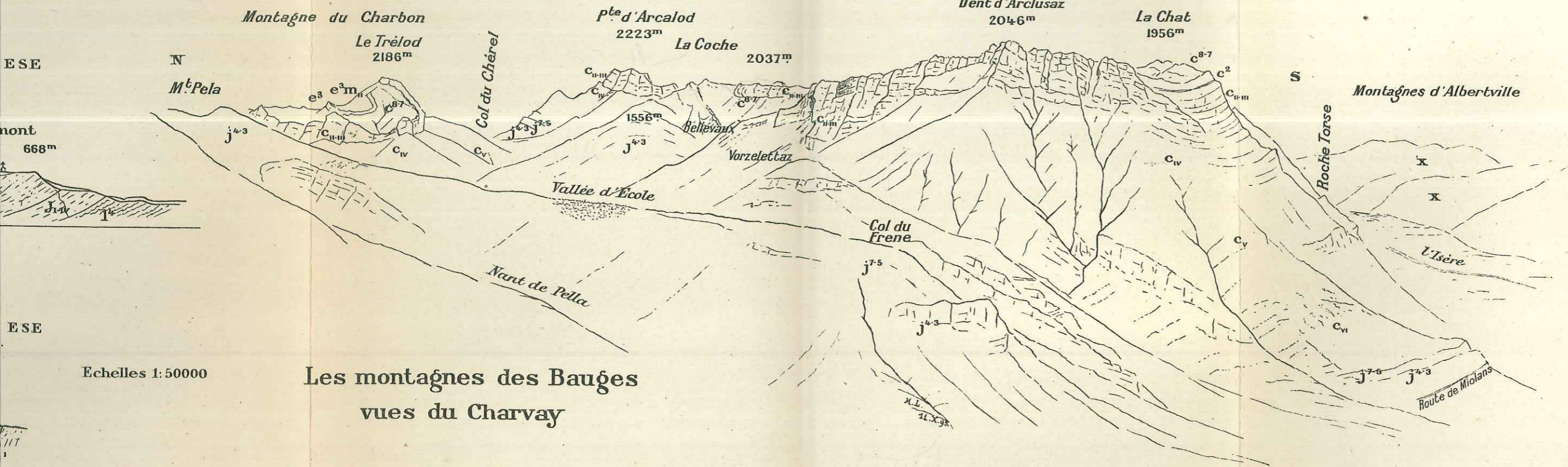
mont

668^m

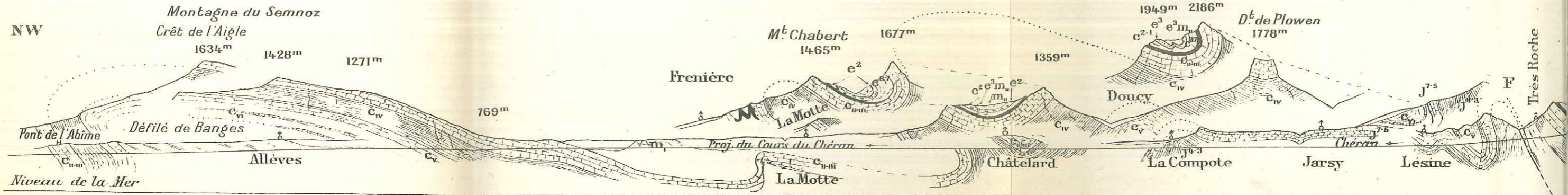
ESE

Echelles 1:50000

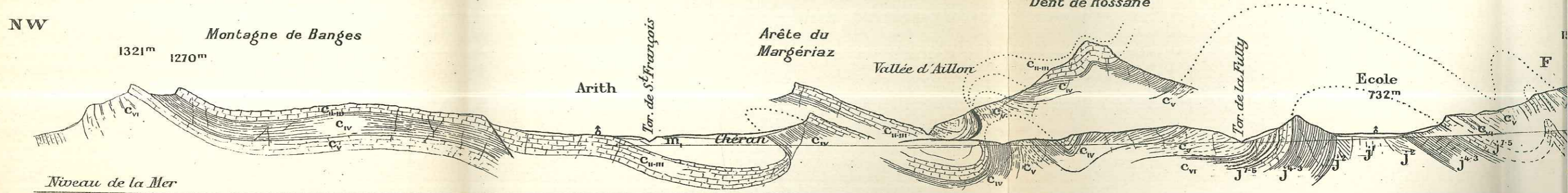
Les montagnes des Bauges
vues du Charvay



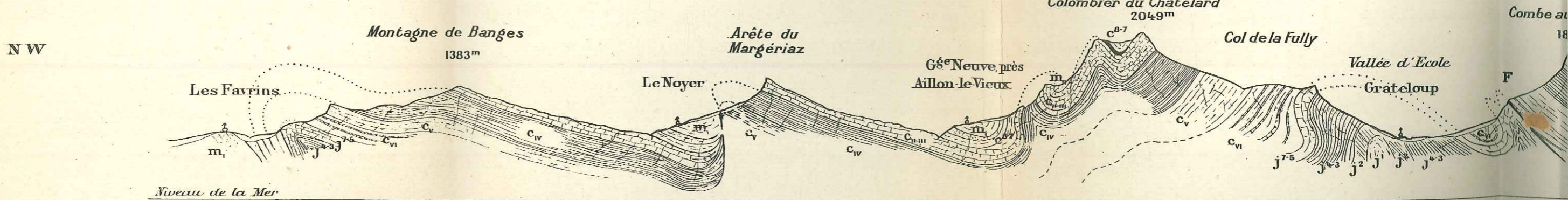
Coupe N° 10



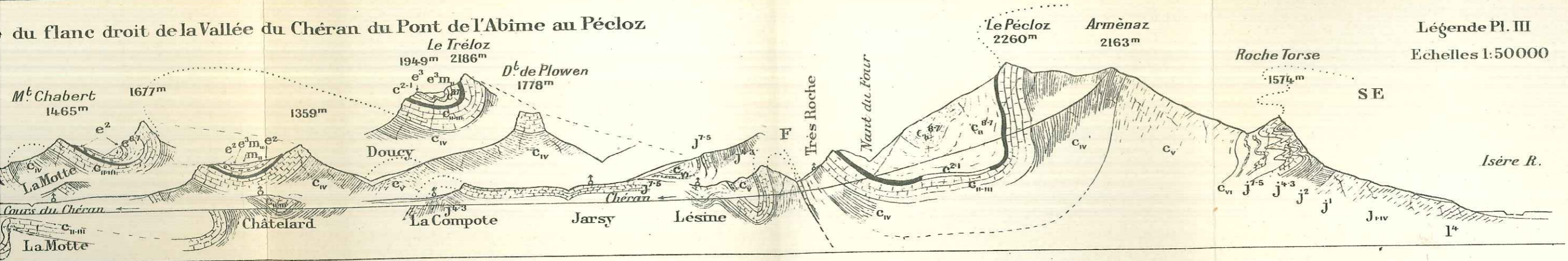
Coupe N° 11



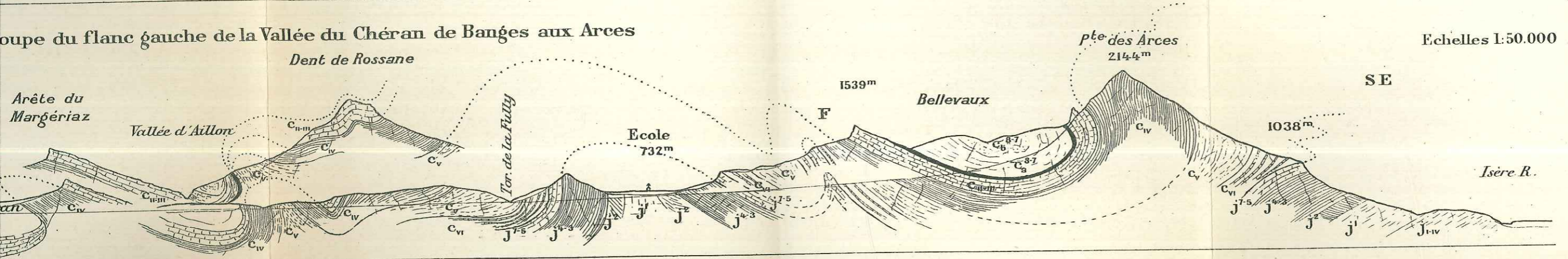
Coupe N° 12



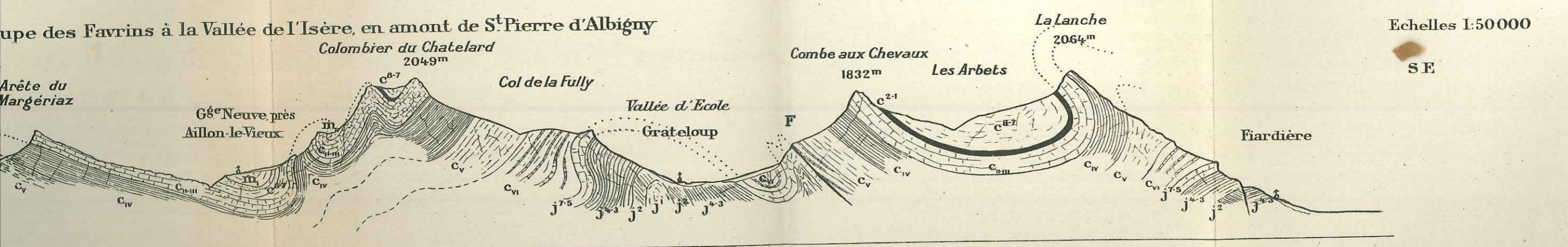
du flanc droit de la Vallée du Chéran du Pont de l'Abime au Pécloz



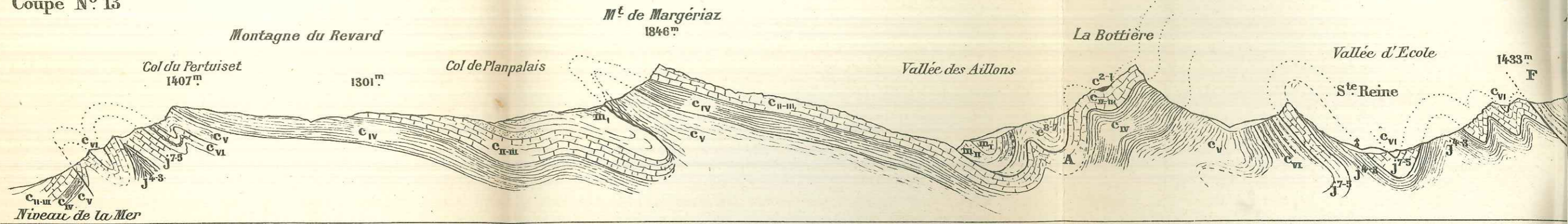
du flanc gauche de la Vallée du Chéran de Banges aux Arces



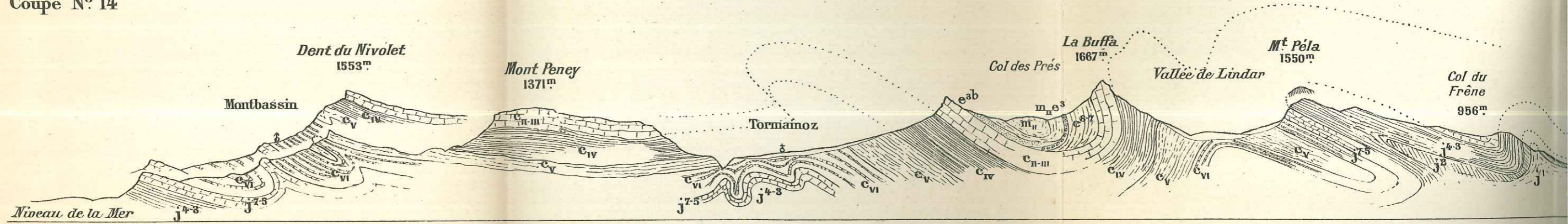
des Favrins à la Vallée de l'Isère, en amont de St Pierre d'Albigny



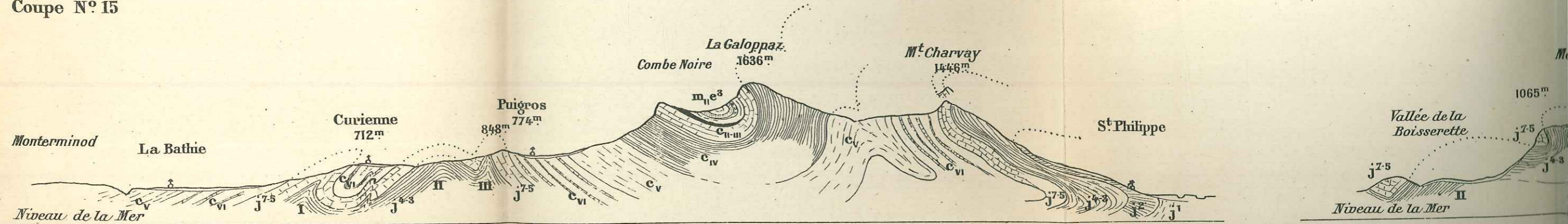
Coupe N° 13

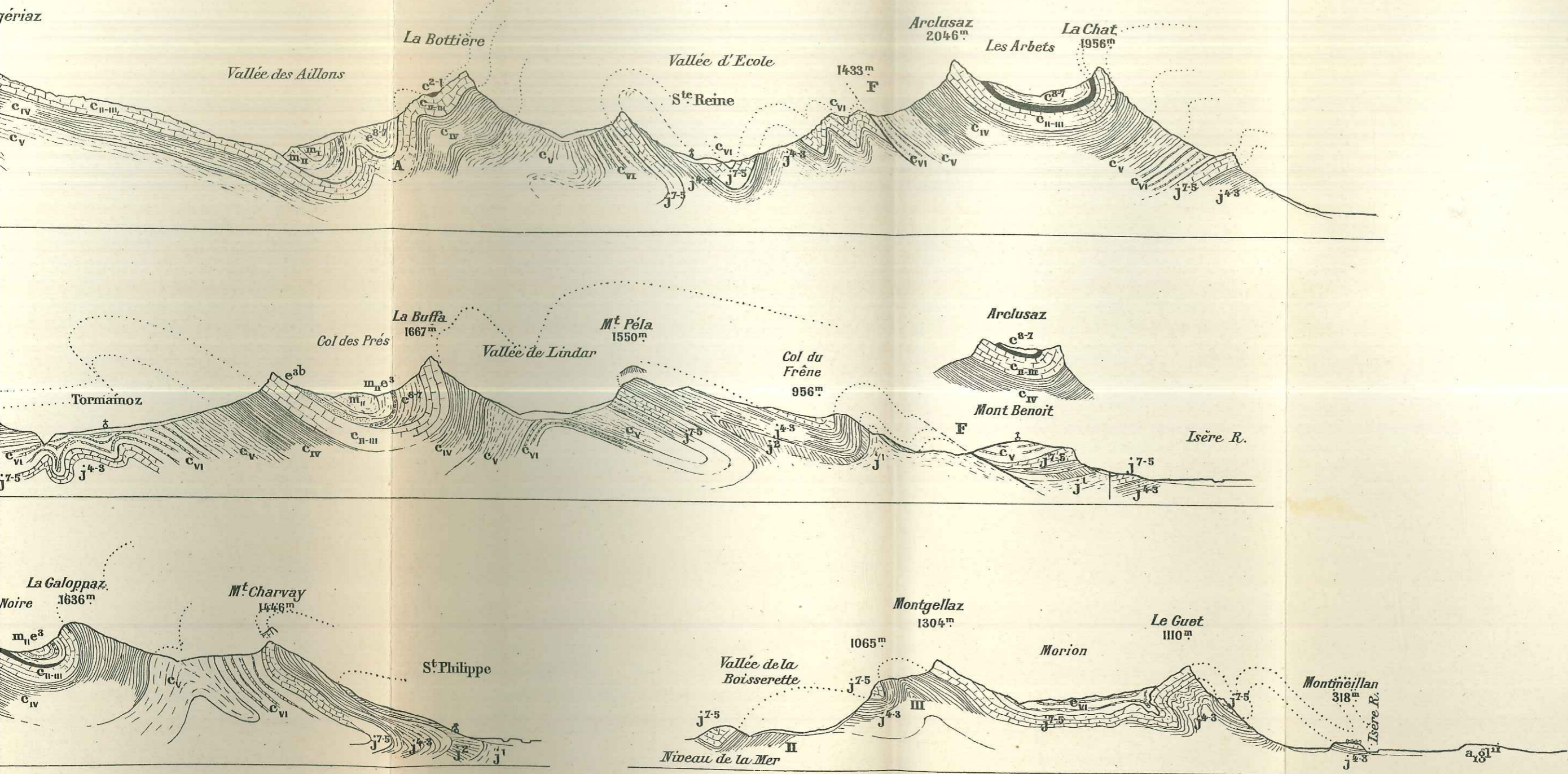


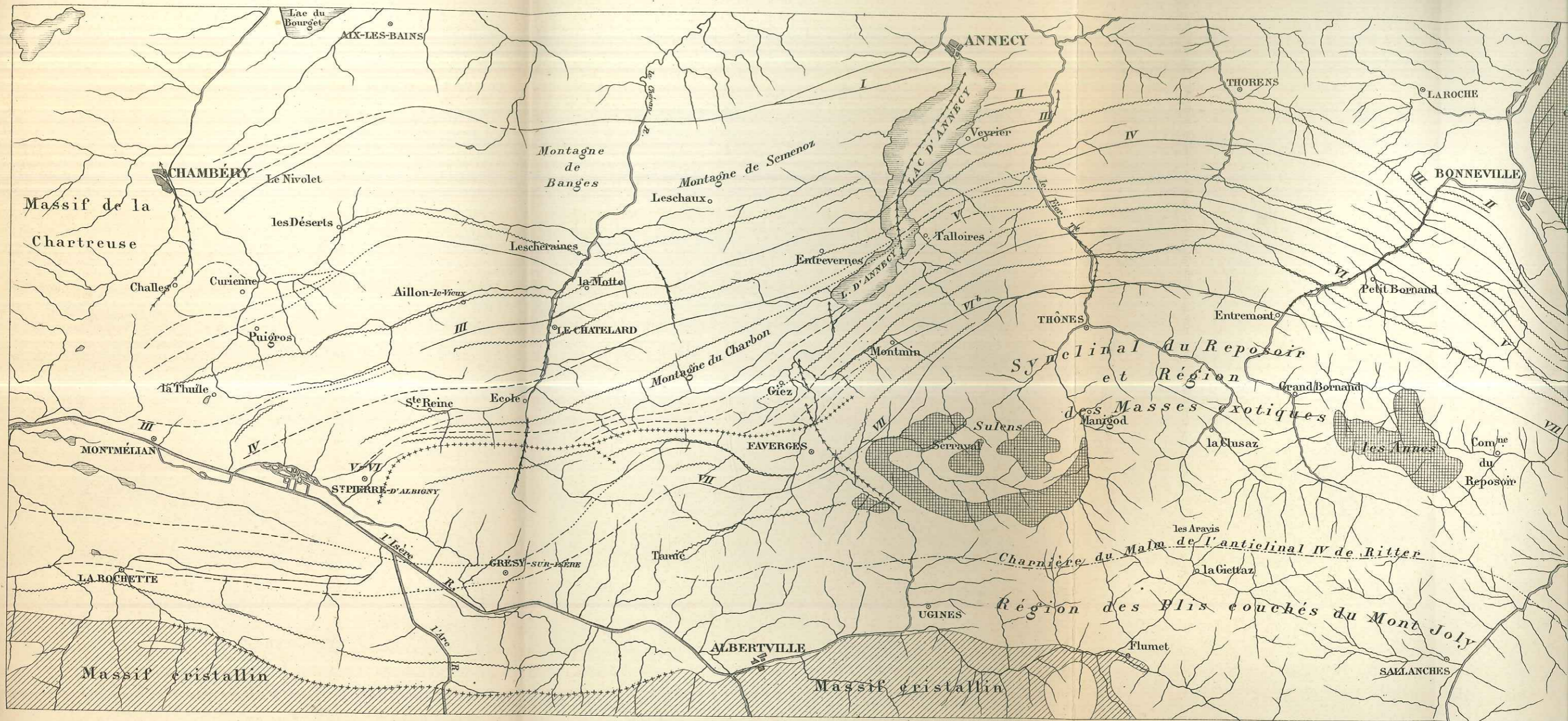
Coupe N° 14



Coupe N° 15














CARTE TECTONIQUE des BAUGES et du GENEVOIS par Maurice LUGEON.

Echelle 1:200.000^e

Légende:

-  Anticlinaux crétaciques
-  Anticlinaux jurassiques
-  Synclinaux
-  Synclinaux transverses
-  Prolongation des plis
-  Flexure — Faille
-  Massifs exotiques et Nappe des Préalpes
-  Massif cristallin de Belledonne

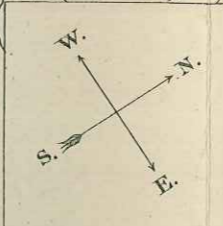
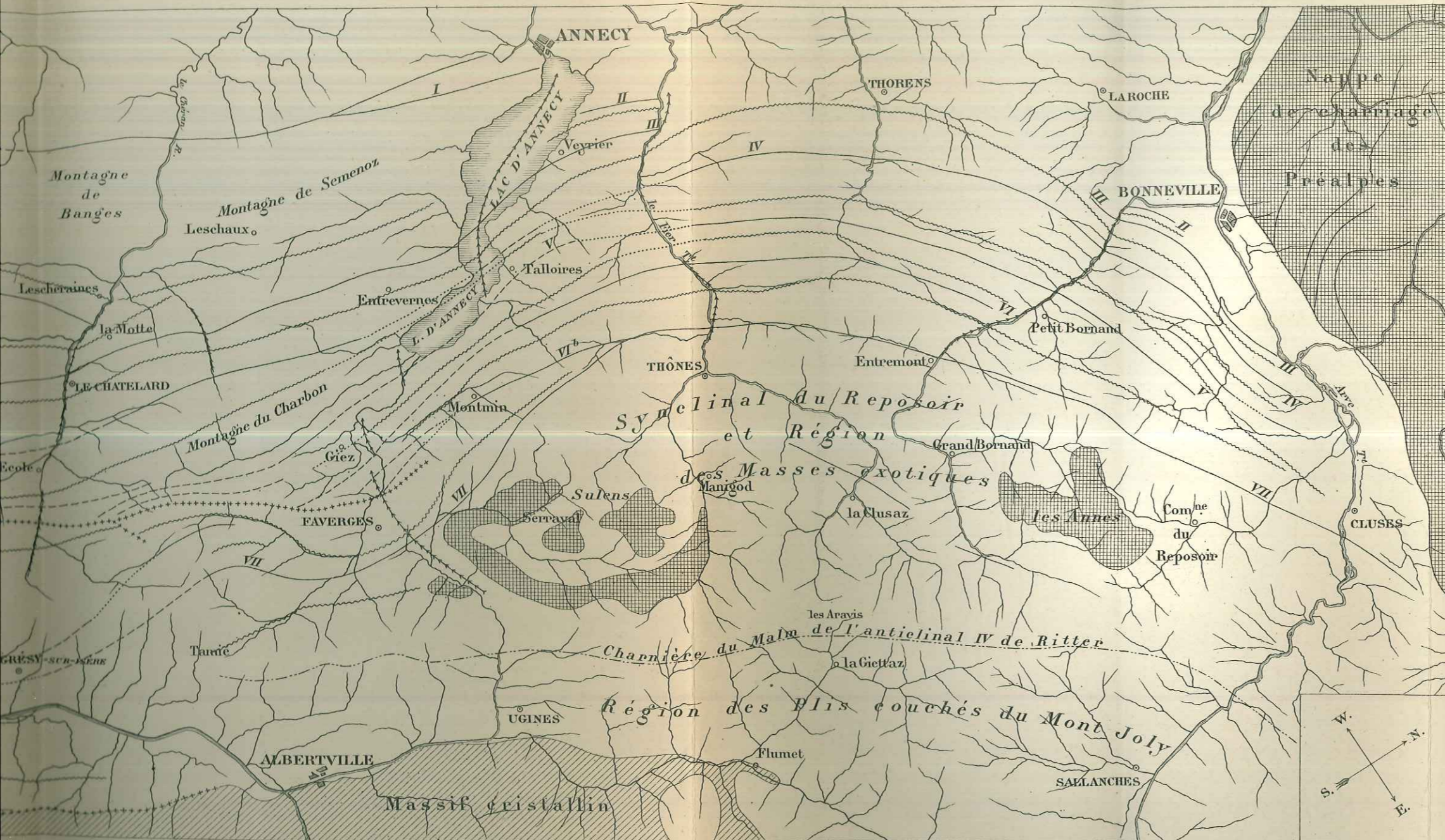


TABLE DES FIGURES

Figures	Pages
1. — Retombée de l'anticlinal de Banges.....	27
2. — Coupe du monticule 1.173 m., près Entrevernes.....	32
3. — Coupe à l'est des Granges de Plané.....	33
4. — L'anticlinal du Margeriaz.....	37
5. — La Combe Noire.....	40
6. — Escarpements jurassiques de la Savoyarde près Montmélian.....	40
7. — Pli jurassique au-dessus d'Arbin.....	41
8. — Le Trélod et la dent de Ploven.....	45
9. — Le Trélod vu du Charbonnet.....	46
10. — Plis du chalet du Charbonnet dans la Montagne du Charbon.....	47
11. — Plis du chalet de Planay dans la Montagne du Charbon.....	48
12. — Plis du Rosay dans la Montagne du Charbon.....	49
13. — Le Mont Charvay.....	53
14. — Pli du Séquanien dans le torrent du Villard.....	54
15. — L'anticlinal et le synclinal du Chenay.....	57
16. — Plissements de la vallée de Montmin.....	58
17. — Pli synclinal du Kiméridgien de Verthier.....	60
18. — Le synclinal des Cassay dans la Tournette.....	60
19. — Le synclinal de Sur-les-Maisons.....	61
20. — Charnière anticlinal du pli de l'Arpairoir.....	61
21. — Le Fauteuil et l'Arpairoir.....	62
22. — L'arête du Fauteuil au Sud du sommet de la Tournette.....	63
23. — La Pointe aux Frettes.....	63
24. — Coupe par le sommet des Frettes.....	64
25. — Pli occidental de l'Eau-Froide.....	67
26. — Terminaison du synclinal de l'Eau-Froide.....	68
27. — Plis du Jurassique sous la pointe d'Arcalod.....	69
28. — La Pointe d'Arcalod.....	72
29. — Failles sous le sommet 1.921, Sud d'Arcalod.....	73
30. — Sommet de Sénonien près de la Coche.....	73
31. — Le haut de la vallée de Bellevaux.....	74
32. — Le Pécloz.....	76
33. — Le Grand Roc.....	80
34. — Pli dans le torrent de Moratier.....	82
35. — Pli jurassique sous les chalets de Chamosséran.....	83

TABLE DES MATIÈRES

	Numéros des pages de ce bulletin ¹
INTRODUCTION.....	1
OUVRAGES RELATIFS A LA RÉGION ÉTUDIÉE.....	4
GÉNÉRALITÉS, OROGRAPHIE ET HYDROGRAPHIE.....	7

PREMIÈRE PARTIE

Stratigraphie

<i>Terrains jurassiques</i>	9
— <i>crétaciques</i>	11
— <i>tertiaires</i>	18
<i>Dépôts quaternaires</i>	20
Dépôts glaciaires. — Cônes de déjection. — Eboulis. — Sources.....	20

DEUXIÈME PARTIE

Tectonique

DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DÉTAILLÉE

CHAPITRE I. — <i>Le Semnoz et le synclinal de Leschaux</i>	26
CHAPITRE II. — <i>Les plis de Duingt au Chatelard</i>	28
§ 1. Anticlinal de la Motte.....	28
§ 2. Le synclinal d'Entrevernes.....	30
§ 3. L'anticlinal des Bornettes.....	34
CHAPITRE III. — <i>Les plis du Margeriaz, le synclinal des Aillons et leur prolongation vers le Sud</i>	35
§ 1. Le synclinal des Déserts.....	35
§ 2. L'anticlinal du Margeriaz.....	36
§ 3. Le synclinal des Aillons et sa prolongation vers le Sud.....	38
§ 4. Les plis du Colombier du Châtelard.....	42
CHAPITRE IV. — <i>Le synclinal de la Montagne du Charbon</i>	45

¹ La pagination générale du volume se trouve au bas des pages.
472

TABLE DES MATIÈRES

415

	Numéros des pages de ce bulletin ¹
CHAPITRE V. — <i>La région jurassique entre le Chéran et l'Isère</i>	51
CHAPITRE VI. — <i>Les flancs occidentaux du massif de la Tournette</i>	56
CHAPITRE VII. — <i>Les plis entre Giez et le Chéran, et le synclinal des Ardets</i>	65
§ 1. Les plis jurassiques.....	65
§ 2. Les plis crétaciques.....	70
CHAPITRE VIII. — <i>La Sambuy et les plis des flancs de la vallée de l'Isère jusqu'à Saint-Pierre-d'Albigny</i>	78
§ 1. La Sambuy.....	78
§ 2. Les plis des flancs de la vallée de l'Isère.....	79

TROISIÈME PARTIE

Considérations générales sur les faits observés

CHAPITRE I. — <i>L'intensité du plissement diminue de la profondeur vers la surface</i>	87
§ 1. Les synclinaux.....	87
§ 2. Les anticlinaux.....	88
Il ne peut y avoir une fausse interprétation des coupes.....	89
Le phénomène de discordance de plissement n'est pas dû à un phénomène de continuité du plissement.....	90
La poussée tangentielle est plus intense en profondeur qu'à la surface du sol.....	91
Les Bauges montrent la genèse du phénomène.....	92
Les plissements superficiels sont dus à des causes superficielles.....	93
CHAPITRE II. — <i>Synclinaux transversaux et prétendus décrochements</i>	94
§ 1. L'ondulation synclinale transversale du Chéran.....	94
§ 2. Le prétendu « décrochement transversal du Chéran ».....	95
§ 3. Le prétendu « décrochement du lac d'Annecy ».....	96
CHAPITRE III. — <i>La flexure-faïlle longitudinale des Bauges</i>	100
CHAPITRE IV. — <i>Relations des plis des Bauges et du Genevois et continuation des plis vers le Sud</i>	102
§ 1. Relations des Bauges et du Genevois; continuation des plis vers le Sud.....	102
§ 2. Rapport des plis anciens avec les plis alpins.....	105
§ 3. Variations dans les directions axiales.....	107
La direction des plis change légèrement suivant les lignes d'inflexion transversales.....	107
Les plis paraissent s'être avancés avec plus de facilité dans les masses comprises entre les lieux de minima des axes.....	107
Le plissement transversal est antérieur au plissement longitudinal.....	108
Le plissement transversal n'est pas dû à des causes profondes.....	108
Causes perturbatrices du mouvement ondulatoire dans le Genevois.....	111

¹ La pagination générale du volume se trouve au bas des pages.

	Numeros des pages de ce bulletin ¹
Le poids d'une masse étrangère peut arrêter sous elle l'effet de la force tangentielle.....	112
Le serrage de l'onde détruit les lignes de minima de plissement.....	112
Table des figures.....	113
Table des matières.....	114

¹ La pagination générale du volume se trouve au bas des pages.

N° 22. Note de MICHEL LÉVY sur les derniers travaux de G. Maillard, II, III. Note sur les diverses régions de la feuille d'Annecy, par G. MAILLARD, avec 45 figures..... 2 fr. 50

N° 23. I. Contribution à la géologie de l'Oise. Notice géologique de Beauvais, par H. THOMAS. — II. Note sur le trias de l'Ariège et de l'Aube, par C. DE LACVIVIER, avec 12 figures. 1 fr. 50

N° 24. Le Massif d'Allauch, au Nord-Ouest de Marseille, par M. BERTRAND, ingénieur en chef des mines, professeur de géologie à l'École nationale des Mines. 1 brochure grand in-8 avec 28 figures et 2 planches..... 3 fr. 50

N° 25. Etude sur la craie supérieure. La craie des Corbières, par A. DE GROSSOURE, avec 5 figures..... 0 fr. 75

N° 26. Etude sur les massifs du Chablais compris entre l'Arve et la Durance (feuilles de Thonon et d'Annecy), par AUG. JACCARO, avec 44 figures..... 2 fr. 25

N° 27. I. Note sur la prolongation vers le Sud de la chaîne des Aiguilles-Rouges, montagnes de Pormenaz et du Prarion. — II. Etude sur les pointements de roches cristallines qui apparaissent au milieu du Flysch du Chablais des Gets-aux-Fenils, par A. MICHEL LÉVY, avec 7 planches et 18 figures..... 3 fr. 50

N° 28. Description géologique du Velay, par MARCELLIN BOULE, avec 11 planches et 80 figures..... 12 fr. »

N° 29. Contact du Jura méridional et de la zone subalpine aux environs de Chambéry (Savoie), par HOLLANDE, avec 23 figures 1 fr. 50

N° 30. Etudes sur le Plateau Central. — I. La vallée du Cher dans la région de Montluçon, par L. DE LAUNAY, avec 23 figures et 6 planches 3 fr. 50

N° 31. Note sur la distribution géographique et sur l'âge géologique des Ophites et des Lherzolites de l'Ariège, par C. DE LACVIVIER, avec 1 figure..... 0 fr. 75

N° 32. Le Môle et les collines de Faucigny (Haute-Savoie), par MARCEL BERTRAND, avec 27 figures et 1 carte en couleur..... 2 fr. 25

N° 33. Sur les plissements siluriens dans la région du Cotentin, par L. LECORNU, avec 16 figures..... 1 fr. 50

N° 34. Note sur la géologie de la haute vallée d'Aspe (Basses-Pyrénées), par J. SEUNES, avec 13 figures..... 1 fr. 50

N° 35. Etude stratigraphique des Pyrénées, par JOSEPH ROUSSEL, avec 5 planches, 1 carte géologique en couleurs et 20 figures. 17 fr. 25

N° 36. Contribution à l'étude du granite de Flamanville et des granites français en général, par MICHEL LÉVY, avec 6 figures et 5 planches..... 2 fr. 25

N° 37. I. Nouvelles observations sur l'extension des poudingues de Palassou dans le département du Tarn. — II. Observations au sujet d'une note de M. Caraven-Cachin, intitulée *Le Poudingue de Palassou dans le Tarn*. — III. Relations du terrain nummulitique de la Monta-

gne Noire avec les formations lacustres du Castrais, par G. VASSEUR, avec 1 carte géologique et 2 coupes..... 1 fr. »

N° 38. Comptes rendus des collaborateurs pour la campagne de 1893, avec de nombreuses figures et 1 planche..... 7 fr. 75

N° 39. Le plateau infra-crétacé des environs de Nîmes, par TORCAPEL, avec 2 planches 2 fr. 75

N° 40. Le massif des Grandes-Rousses, par P. TERMIER, avec 11 gravures et 6 planches et 1 carte en couleurs..... 8 fr. »

N° 41. Etude stratigraphique des terrains tertiaires oligocènes de la Vallée des Déserts, près Chambéry, par HOLLANDE, avec 12 figures 1 fr. 50

N° 42. Les phénomènes de contact de la Lherzolite et de quelques Ophites des Pyrénées, par A. LACROIX, avec 23 figures et 3 planches 6 fr. 75

N° 43. Le plateau de Lannemezan et les alluvions anciennes des hautes vallées de la Garonne et de la Neste, par MARCELLIN BOULE, avec 4 figures et 3 planches..... 2 fr. 50

N° 44. Compte rendu des collaborateurs pour la campagne de 1894. 1 volume grand in-8 avec figures..... 8 fr. 25

N° 45. Leucotéphrite à pyroxène de la base du Culm du Maconnais, par A. MICHEL LÉVY et A. LACROIX, avec 2 figures et 3 planches 0 fr. 75

N° 46. Etude sur le Plateau Central. Le massif de Saint-Saulge et ses relations avec le terrain houiller de Decize, par L. DE LAUNAY, avec 14 figures et 4 planches..... 3 fr.

N° 47. Etudes sur la tectonique des hautes chaînes calcaires de Savoie, par EMILE HAUG, avec 13 figures et 6 planches..... 7 fr. 25

N° 48. Note sur la structure de la région de Castellane, par PH. ZUCHER, avec 21 figures et 6 planches..... 3 fr. 50

N° 49. La région de la Brèche du Chablais (Haute-Savoie), par MAURICE LUGNON, avec 58 figures et 8 planches..... 17 fr. 25

N° 50. Le Jurassique à l'Ouest du Plateau Central. Contribution à l'histoire des mers jurassiques dans le bassin de l'Aquitaine, par PH. GLANGEAUD, avec 45 figures et 1 carte 12 fr. 50

N° 51. Le permien, le trias et le jurassique de la feuille de Cahors, par EUGÈNE FOURNIER, avec 2 figures..... 0 fr. 75

N° 52. Etude stratigraphique des massifs montagneux du Canigou et de l'Albère, par JOSEPH ROUSSEL, avec 2 figures, 2 planches et 1 carte en couleurs..... 3 fr. »

N° 53. Comptes rendus des collaborateurs pour la campagne de 1895, avec figures 10 fr. 50

N° 54. Le Cantal miocène, par MARCELLIN BOULE, avec 16 figures et 2 planches. 2 fr. 50