HAL
open science

Étude sur la tectonique des hautes chaines calcaires de Savoie

Emile Haug

▶ To cite this version:

Emile Haug. Étude sur la tectonique des hautes chaines calcaires de Savoie. 1895. insu-00923246

HAL Id: insu-00923246
https://insu.hal.science/insu-00923246v1

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.

1895. HAUG (E) 30
Prof. W. KILIAN

MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS

BULLETIN DES SERVICES
DE LA
CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE
ET DES
TOPOGRAPHIES SOUTERRAINES

N° 47. — Tome VII, 1895-1896.

ÉTUDES SUR LA TECTONIQUE DES HAUTES CHAINES CALCAIRES DE SAVOIE

PAR

ÉMILE HAUG
Chef des travaux pratiques de Géologie à la Faculté des sciences de Paris.

Avec 6 planches et 13 figures dans le texte

PARIS
LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE, BAUDRY ET Cie, ÉDITEURS
15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15
MÊME MAISON A LIÈGE, 21, RUE DE LA RÉGENCE
1895

Tous droits réservés

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 sept premières années sont en vente)

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-Étienne et Vienne, par TERMIER, avec 28 figures dans le texte 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 dans le texte . . . . . 0 fr. 75

N° 5. Notes stratigraphiques sur le bassin tertiaire de Marseille, par CH. DEPÉRET, professeur à la faculté des sciences de Lyon. 1 brochure grand in-8°, avec 6 figures dans le texte. . . . . 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, 1 brochure grand in-8°, avec 9 planches. . . . . 5 fr. 25

N° 7. Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez-Hom (Finistère), par CHARLES BARROIS, avec 23 figures dans le texte 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 dans le texte. . . . . 0 fr. 75

N° 9. Etude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc par MICHEL LEVY, avec 4 planches en photogravure, une planche de coupe et des figures dans le texte . . . . . 2 fr. 50

N° 10. Note sur la stratigraphie du Plateau central entre Tulle et Saint-Céré par MOURET, grand in-8°, avec une planche de coupes et une 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 roches volcaniques de l'Auvergne, par A. LACROIX, avec 12 figures dans le texte. . . . . 3 fr.

N° 12. I. Nouvelle subdivision dans les terrains Bressans. — II. Bassin de Blanzy et du Creusot, par DELAFOND, avec 16 figures dans le texte . . . . . 1 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 dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 14. Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le bassin de Paris, par GUSTAVE F. DOLLFUS, avec 16 figures dans le texte et 1 carte. 4 fr. 75

N° 15. Note sur la formation géologique du Forez et du Roannais par LE VERRIER, avec 41 figures dans le texte et 4 planches . . . . . 4 fr. 75

ÉTUDES SUR LA TECTONIQUE DES HAUTES CHAINES CALCAIRES DE SAVOIE

PAR

ÉMILE HAUG

Chef des travaux pratiques de Géologie à la Faculté des Sciences de Paris

Je désigne sous le nom de *hautes chaînes calcaires de Savoie* un ensemble de montagnes calcaires appartenant à une même zone tectonique des Alpes occidentales et comprenant plusieurs individualités orographiques indépendantes [1] : les *Bauges*, le *Genevois*, le *massif de Platé et des Grands Vents*, le *massif du Haut-Giffre et de la Dent du Midi* et, sur la rive droite du Rhône, le *massif de la Dent de Morcles*. Les hautes chaines calcaires de Savoie sont complètement indépendantes de la région connue sous le nom de Préalpes romandes, qui forme en avant d'elles une zone tectonique distincte ; elles viennent se souder aux chaînons méridionaux du Jura et sont, d'autre part, étroitement liées aux massifs anciens du Mont-Blanc, des Aiguilles-Rouges et de Belledonne, dont elles constituent en quelque sorte la ceinture sédimentaire.

Le massif de la Dent de Morcles, que je considère comme la terminaison septentrionale de la zone tectonique des hautes chaînes calcaires de Savoie, est délimité par le Rhône et les vallées de la Gryonne et de la Lizerne, qui divergent en partant du col de Cheville et séparent le massif des chaînons du Mont Gond et des Diablerets. Ces chaînons font partie de la zone des hautes chaînes calcaires suisses, dont les plis viennent relayer ceux des hautes chaînes calcaires de Savoie.

[1] L'ancien duché de Savoie comprenait, avant son annexion à la France, les subdivisions administratives suivantes : Chablais, Faucigny, Genevois, Haute-Savoie, Savoie propre, Tarentaise, Maurienne. Seuls parmi ces noms, ceux de Chablais et de Genevois peuvent s'appliquer à des régions naturelles, orographiquement et géologiquement définissables, à condition toutefois de ne pas les employer rigoureusement dans leur acception primitive. Le Faucigny en particulier, c'est-à-dire l'arrondissement actuel de Bonneville, comprenait la vallée de l'Arve et la vallée du Giffre et empiétait sur les régions naturelles du Chablais et du Genevois ; de plus, le village et le château de Faucigny font, géologiquement parlant, partie du Chablais. J'ai donc renoncé, dans le présent travail, à employer les termes de faisceau faucignyen, dont je m'étais servi dans de précédents travaux, et de faciès faucignyen, proposé par Maillard.

Le fier massif de la Dent du Midi et du Haut-Giffre n'est séparé de celui de la Dent de Morcles que par la vallée du Rhône ; le Val d'Illiez, le col de Coux, le col de la Golèse et le vallon du Clévieux le délimitent de la zone des Préalpes ; le col du Jora, la plaine de Salanfe, le col d'Emaney, le col de Barberine, le col du Vieux et le col du Salenton marquent la limite des terrains secondaires et des terrains anciens et, par conséquent, celle du massif de la Dent du Midi et du Haut-Giffre avec le massif des Aiguilles Rouges, tandis que le col d'Anterne, le vallon des Fonds et le Giffre forment sa limite sud-ouest.

La vallée du Giffre, jusqu'à Taninges, le col de Châtillon, la vallée de l'Arve, entre Cluses et Servoz, et le torrent du Suet circonscrivent le massif de Platé et des Grands Vents, avec ses grands plateaux dominés par des cimes hardies.

Le Genevois, dans le sens le plus large, c'est-à-dire en y comprenant la chaîne des Aravis, s'étend vers le S.E. jusqu'au col de Mégève et au cours de l'Arly, vers le S.O., jusqu'au seuil des Faverges; au N.O. il confine au plateau mollassique des Bornes.

Les montagnes vertes et boisées des Bauges sont limitées au sud-est par le cours inférieur de l'Arly et par la vallée de l'Isère, entre Albertville et Montmélian ; à l'ouest, une dépression, correspondant au synclinal tertiaire des Déserts et de Lescheraines, les sépare du chainon jurassien du Semnoz.

Aucun travail synthétique n'a encore été publié sur l'ensemble des cinq massifs que je viens de délimiter, mais la géologie de l'un ou l'autre ou de plusieurs d'entre eux a fait l'objet de mémoires de la plus haute importance, parmi lesquels il faut citer en première ligne les magistrales « Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc », d'Alphonse Favre, où seul le massif des Bauges n'est pas étudié.

Les hautes chaînes calcaires de Savoie sont depuis longtemps une terre classique pour le géologue, car c'est en parcourant cette région que H.-B. de Saussure, devançant de plus d'un demi-siècle Constant Prévost et Dana, arrivait à la conception grandiose de la formation des chaînes de montagnes par compression latérale et c'est en comparant les fossiles du Gault de la montagne des Fiz avec ceux de la Perte du Rhône et de la montagne Sainte-Catherine qu'Alexandre Brongniart établissait la stratigraphie sur des bases paléontologiques. Néanmoins ce n'est guère qu'avec Alphonse Favre que commença l'étude détaillée des montagnes calcaires de la Savoie, car l'attention des géologues alpins était presque exclusivement attirée, vers le milieu du siècle, sur la région anthracifère de la Tarentaise et de la Maurienne et sur « l'anomalie de Petit-Cœur », qui suscita des discussions mémorables. Dans le grand ouvrage de Favre, qui parut en 1867, mais qui était le fruit de près de trente années de travail, trois chapitres, cent paragraphes du second volume sont consacrés à la description du Genevois, étudié sous le nom de massif des Vergy et de la Tournette, à celle du massif de Platé ou massif des Fiz et à celle du massif des Avoudruz et de la Dent du Midi. Ces trois régions naturelles tiennent de plus une large part dans les chapitres de stratigraphie générale par lesquels se termine le troisième volume. Les « Recherches » de Favre constitueront pendant longtemps encore la base de

tous les travaux sur la géologie de la Haute-Savoie. La carte au 1/150000, publiée par Favre quelques années avant son ouvrage, était, jusqu'à la récente publication des feuilles de Thonon, Annecy et Vallorcine de la Carte géologique détaillée de la France, la seule carte géologique du département de la Haute-Savoie.

Ce que la carte de Favre a été pendant longtemps pour ce département, la carte de Lory, Pillet et Vallet l'est encore actuellement pour le département de la Savoie. Ce document remarquable, publié malheureusement sans texte explicatif, est trop rarement consulté et encore plus rarement cité. Beaucoup de faits, dont l'importance n'a été mise en lumière que dans ces dernières années, y sont déjà nettement indiqués.

Plusieurs notes de l'abbé Vallet et de Pillet fournissent, en outre, de précieuses contributions à la connaissance géologique des Bauges et du Genevois.

Je ne veux pas passer aux travaux récents relatifs à la géologie des hautes chaînes calcaires de Savoie sans mentionner le curieux livre intitulé « The Limestone Alps of Savoy », dû à W. Gershom Collingwood, élève du célèbre esthéticien anglais John Ruskin. En lisant cet ouvrage, j'ai été frappé mainte fois de la remarquable compréhension dont l'auteur fait preuve, en étudiant dans des pages attachantes la structure des montagnes de Savoie. Ainsi que l'atteste son maître, Collingwood n'avait pris connaissance des « Recherches » de Favre qu'après l'achèvement de son travail et il paraît bien qu'il n'a pas eu davantage sous les yeux la carte de Lory, Pillet et Vallet ; néanmoins il sut reconnaître les lignes principales de la tectonique des Bauges et du Genevois. Je ne crois pas que l'on puisse citer beaucoup de mémoires plus anciens dans lesquels les *lignes directrices* d'une région montagneuse soient aussi fidèlement rendues.

Les travaux en vue de la publication de cartes géologiques détaillées donnèrent dans les dix dernières années, tant en France qu'en Suisse, une impulsion nouvelle aux études sur nos chaînes calcaires.

M. Hollande a publié dès 1889 le résultat de ses premières explorations. Son importante note sur les Bauges contient une foule de documents nouveaux, mais on y cherche en vain un aperçu général de la tectonique du massif.

En Suisse, M. Renevier fait paraître en 1890 sa monographie des Hautes-Alpes Vaudoises, depuis si longtemps attendue et fournit, en même temps qu'une magistrale étude stratigraphique, la première carte détaillée d'une des parties des hautes chaînes calcaires de Savoie.

M. Hans Schardt publie en 1887 un aperçu malheureusement trop succinct de la structure du massif de la Dent du Midi, complété par quelques notes ultérieures.

Mais c'est surtout sur Gustave Maillard que l'on croyait pouvoir compter pour l'élaboration d'une étude définitive sur les hautes chaînes calcaires de Savoie. Nul n'était mieux qualifié pour mener à bonne fin cette œuvre que cet excellent tectonicien, formé à l'école de M. Heim, doublé d'un intrépide montagnard et d'un véritable artiste. En 1889 il donnait sur les environs d'Annecy, la Roche, Bonneville un premier *Bulletin* qu'il considérait lui-même comme un aperçu préliminaire et non comme un travail définitif. Dans plusieurs campagnes successives

il compléta ses premières recherches et en étendit le cercle, les résultats en sont exposés dans un dernier rapport ; le moment n'était certes pas éloigné où il aurait pu développer les résultats de ses travaux dans une grande monographie et en tirer les conclusions, quand la mort vint le surprendre.

En 1891, M. le directeur du Service de la Carte géologique me confia la lourde tâche de mettre au point, pour la publication de la feuille d'Annecy, les observations de Maillard. De plus, il voulut bien me charger d'étudier la chaîne des Aravis et la continuation, sur la feuille d'Albertville, du synclinal du Reposoir. De 1891 à 1894 je consacrai chaque été quelques semaines à ce travail, étudiant surtout le soubassement du massif de Platé et le massif du Haut-Giffre, points que Maillard se proposait d'explorer dans une dernière campagne.

En même temps, M. Marcel Bertrand entreprenait l'étude du Môle et des collines de Faucigny et en publiait les résultats en 1892, dans une note savante, pleine d'ingénieux aperçus ; M. Renevier levait la carte des chaînes extérieures des Préalpes (feuilles d'Annecy et de Thonon) et M. Lugeon s'attaquait au difficile problème de la brèche du Chablais.

D'autre part, M. Michel Lévy, tout en poursuivant ses magistrales recherches sur les massifs anciens du Mont-Blanc, des Aiguilles-Rouges et du Prarion, n'a pas cessé de suivre avec une sollicitude toute particulière les travaux de ses collaborateurs dans la Haute-Savoie, visitant avec eux les points les plus importants et discutant avec une haute compétence les résultats obtenus et les théories émises aux cours des travaux. Je dois la plus grande reconnaissance à M. Michel Lévy de ce qu'il a bien voulu me confier la mission de résumer les observations de Maillard et de mettre en lumière les conclusions qui s'en dégagent et qui ressortent d'une étude sur les relations entre les hautes chaînes calcaires de Savoie et les régions avoisinantes.

Je tiens à exprimer également ma gratitude à M. Munier-Chalmas, mon maître, qui m'a souvent aidé de ses savants conseils ; ainsi qu'à MM. Marcel Bertrand, Hans Schardt, E. de Margerie, W. Kilian, avec lesquels j'ai eu, tant par lettres que verbalement, de fréquentes et fructueuses discussions sur les résultats de mes recherches. Je dois enfin à mes collaborateurs et amis MM. Lugeon et Ritter la communication d'un certain nombre d'observations, de contours, de dessins inédits ; je leur en suis particulièrement reconnaissant.

Mon travail comprendra trois parties distinctes :

1° Un aperçu sur la stratigraphie des hautes chaînes calcaires de Savoie ;

2° Des descriptions locales, relatives aux points que j'ai plus spécialement étudiés ;

3° Des considérations générales sur les dislocations des hautes chaînes calcaires de Savoie, sur leurs relations avec le Jura, avec la zone du Mont-Blanc et avec les Préalpes.

Je dois remettre à un travail ultérieur l'étude des formes orographiques et de l'hydrographie de la région.

Avril 1895.

BIBLIOGRAPHIE

1774. — **H.-B. de Saussure.** Voyages dans les Alpes, in-4°, 3 vol.

1822. — **Al. Brongniart.** Sur les caractères zoologiques des formations. *Ann. des Mines* 1821.

1823. — **Bakewell.** Travels in Tarentaise. (Cité par A. Favre.)

1847. — **A. Favre.** Observations sur la position relative des terrains des Alpes suisses occidentales et des Alpes de la Savoie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2e sér. t. IV.

1848. — **R. I. Murchison.** On the geological structure of the Alps, Apennines and Carpathians. *Quart. Journ.* vol. V., p. 157-312.

1862. — **A. Favre.** Carte géologique des parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc, 1/150 000. Winterthur.

1867. — **A. Favre.** Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc, 3 vol. in-8°, Paris, Genève.

1869. — **Lory, Pillet et Vallet.** Carte géologique du département de la Savoie, 1/150 000. Chambéry.

1883. — **Pillet.** Étude sur les terrains quaternaires des environs de Chambéry, 55 p., 5 pl. *Mém. de l'Ac. de Savoie*, 3e sér., t. IX.

1884. — **W. Gershom Collingwood.** The Limestone Alps of Savoy ; a study in physical geology. 1 vol. in-8°, XXIII, 206 p., Orpington.

1887. — **Ernest Favre et Hans Schardt.** Description géologique des Préalpes du canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse et de la chaîne des Dents du Midi. *Mat. pour la Carte Géol. de la Suisse*, 22e livr. 636 p., 18 pl.

1889. — **D. Hollande.** Étude sur les dislocations des montages calcaires de la Savoie. 1 br. in-8°, 174 p., 10 pl. Extr. *Bull. Soc. hist. nat. de Savoie.*

1889. — **D. Hollande.** Étude stratigraphique des montagnes jurassiques de Sulens et des Almes, situées au milieu des Alpes calcaires de la Haute-Savoie, *Bull. Soc. géol., Fr.*, 3e sér., t. XVII., p. 690-718.

1889. — **G. Maillard.** Note sur la géologie des environs d'Annecy, la Roche, Bonneville et de la région comprise entre le Buet et Sallanches (Haute-Savoie). *Bull. Serv. Carte géol.* t. I, n° 6. 64 p., 9 pl.

1890. — **Michel Lévy.** Étude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc. *Bull. Serv. Carte géol.*, t. I, n° 9, 26 p., 4 pl.

1890. — **E. Renevier.** Monographie géologique des Hautes-Alpes Vaudoises et parties avoisinantes du Valais. *Mat. pour la Carte géol. de la Suisse*, 16e livr., 563 p., 7 pl., 1 carte 1/50 000.

1891. — **G. Maillard.** Note sur diverses régions de la feuille d'Annecy. Précédée d'une note de M. Michel Lévy sur les derniers travaux de G. Maillard. *Bull. Serv. Carte géol.*, t. III, n° 22, 45 p., 1 pl.

1892. — **Michel Lévy**. Note sur la prolongation vers le sud de la chaîne des Aiguilles-Rouges, montagnes de Pormenaz et le Prarion. *Bull. Serv. Carte géol.*, t. III, n° 17, 37 p., 6 pl.

1892. — **D. Hollande**. La géologie du département de la Haute-Savoie au point de vue agricole. Conférence faite au concours régional agricole d'Annecy. 1 br. in-24. 43 p. Annecy, 23 juin 1892.

1892. — **E. Haug**. Sur la formation de la vallée de l'Arve, *C. R. Acad. Sc.* 21 nov.

1892. — **M. Lugeon**. Sur la géologie du Chablais. *Bull. Soc. géol. Fr.* 3e sér., t. XX, p. 334-336.

1892. — **E. Haug**. Sur la continuation vers le sud des plis de la Dent du Midi. *Compte-rendu sommaire des séances de la Soc. géol. de Fr.*, 19 déc. t. XX, p. CLXXXIV-CLXXXVIII.

1893. — **Renevier et Lugeon**. Géologie du Chablais et Faucigny-Nord. *Bull. Soc. Vaud. Sc. nat.* 3e sér., vol. XXIX, p. 86-90.

1893. — **Marcel Bertrand**. Le Môle et les collines de Faucigny (Haute-Savoie). *Bull. Serv. Carte géol.*, t. IV. n° 32, 49 p., 1 carte.

1893. — **Hans Schardt**. L'origine des Préalpes Romandes, *Arch. des Sc. phys. et nat.*

1894. — Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000. Feuilles Thonon, Annecy, Vallorcine, avec notices explicatives.

1894. — **E. Haug**. Les zones tectoniques des Alpes de Suisse et de Savoie. *C. R. Acad. Sc.*, 19 mars.

1894. — **E. Haug**. L'origine des Préalpes Romandes et les zones de sédimentation des Alpes de Suisse et de Savoie. *Arch. des Sc. phys. et nat.* 15 août.

1894. — Livret-guide géologique dans le Jura et les Alpes de la Suisse, dédié au Congrès géologique international, 1 vol. in-8°, 306 p., 10 pl.

PREMIÈRE PARTIE

RÉSUMÉ STRATIGRAPHIQUE

CHAPITRE I.

TERRAINS ANTÉRIEURS AU TRIAS

Les terrains antérieurs au Trias ne jouent, dans la région qui fait particulièrement l'objet du présent travail, qu'un rôle tout à fait secondaire. En ce qui concerne les terrains anciens du massif du Mont-Blanc, qui n'entrent pas en ligne de compte ici, et ceux du massif des Aiguilles-Rouges, sur lesquels reposent en discordance les dépôts secondaires décrits dans la suite, je ne puis mieux faire que de renvoyer le lecteur aux descriptions magistrales qu'en a données M. Michel Lévy. Quant aux terrains anciens de l'extrémité septentrionale du massif de Belledonne, ils supportent également en discordance les terrains secondaires, sous lesquels ils disparaissent vers le nord. La « boutonnière » de Mégève correspond à une surface où l'ablation du manteau secondaire, sur le seuil qui sépare la vallée de l'Arve de celle de l'Arly, a été assez intense pour permettre aux terrains antétriasiques de reparaître momentanément. L'étude de cet affleurement rentre dans le cadre du présent travail.

Sur la feuille d'Annecy j'ai marqué la plus grande partie de l'affleurement de terrains anciens de Mégève en Permien, ne coloriant avec la teinte des Micaschistes que l'entrée de la vallée du Planay, c'est-à-dire la partie située au S.E. de Mégève. On sait qu'Alphonse Favre avait considéré tous les terrains antétriasiques de la boutonnière de Mégève comme des schistes cristallins archéens ; les raisons qui m'ont fait les attribuer en grande partie au Permien sont les suivantes : 1° la nature franchement détritique de toutes les roches que j'ai recueillies, à l'exception de celles de l'entrée de la vallée de Planay ; 2° la prédominance des argilolithes, fortement métamorphisées, il est vrai ; 3° l'absence des schistes ardoisiers analogues à ceux du Houiller du Prarion et de Pormenaz ; 4° enfin et surtout le fait que M. Termier avait envisagé, à Flumet, comme permiennes des roches identiques. Toutes les roches anciennes de Mégève sont en couches

à peu près verticales, leur direction est en général N.N.O.-S.S.E. ; il m'a été impossible, dans le temps dont je disposais, d'établir une limite précise entre les roches cristallophylliennes au S.E. de Mégève et les roches supposées permiennes, la limite admise sur la feuille d'Annecy est donc tout à fait arbitraire et provisoire ; de plus, j'avais rapporté l'impression que les deux séries sont concordantes.

Les récentes observations de M. Ritter [1] dans la vallée de l'Arly sont venues remettre en question mes assimilations. En amont de Flumet et au-dessus des Molières, près Ugines, on observe une double discordance : des schistes rouges lie de vin, que M. Ritter considère comme archéens, supportent en discordance le terrain houiller, dont les couches redressées sont elles-mêmes recouvertes en discordance par les quartzites du Trias. M. Ritter a bien voulu me montrer les coupes qui présentent ces faits remarquables, elles sont de la plus grande netteté. J'ai pu m'assurer également, sous la conduite de mon collaborateur et ami que les conglomérats, les grès et les schistes argileux des gorges de l'Arly, dans lesquels on a recueilli des végétaux houillers incontestables, sont intimement associés à des schistes beaucoup plus cristallins et à des roches détritiques fortement métamorphisées, qui m'ont paru identiques avec certaines roches de Mégève, que j'avais considérées comme permiennes ; mais ces roches détritiques fortement cristallines sont ici indubitablement houillères. D'autre part, les schistes rouge lie de vin, qui supportent le Houiller en discordance, m'ont beaucoup rappelé certaines argilolithes très cristallines de Mégève. Dans ces conditions, la détermination comme permienne d'une partie des terrains antétriasiques de Mégève devient très problématique, ceux-ci pouvant être aussi bien antéhouillers que houillers. La présence du Permien dans les gorges de l'Arly devient elle-même extrêmement douteuse ; si ce terrain existe, il est impossible de le séparer du Houiller, avec lequel il forme un tout indissoluble. Dans le nord du massif de Belledone l'indépendance stratigraphique du Permien, surtout en l'absence de fossiles, est aussi difficile à établir que dans la Tarentaise, où M. Marcel Bertrand s'est vu obligé de réunir le Permien et le Houiller en une formation unique, le Permo-Houiller. Pour la vallée de l'Arly la même solution s'impose, mais pour les environs de Mégève il demeure réservé à des recherches ultérieures de faire la part de ce qui appartient au Permo-Houiller et de ce qui est antéhouiller.

Dans les régions voisines, où le Houiller affecte son faciès normal, c'est-à-dire dans les massifs du Prarion et des Aiguilles-Rouges, la présence du Permien est plus que problématique ; dans le massif de la brèche du Chablais, par contre, où le Houiller normal affleure à Taninges, on connaît aussi du Permien avec le faciès des grès rouges, mais en affleurements distincts de ceux du Houiller.

Les dépôts houillers et permiens dont il vient d'être question appartiennent

[1] Comptes-rendus des collaborateurs pour la campagne de 1894, p. 146. *Bull. Serv. Carte géol*, n° 44.

au géosynclinal extérieur des Alpes occidentales [1], qui comprend plus au sud le Houiller de la Mure et de Barles et les grès probablement permiens d'Allevard. Cette traînée de dépôts est séparée des dépôts permo-houillers du Valais, de la Haute-Tarentaise, de la Haute-Maurienne et du Briançonnais, qui constituent le géosynclinal intérieur, par une zone anticlinale émergée, dans laquelle le Houiller et le Permien font généralement défaut et qui comprend le massif du Mont-Blanc [2], le petit massif du Rocheray, l'axe central des Grandes-Rousses et le massif du Pelvoux.

Dans le géosynclinal intérieur, l'Archéen, le Permo-Houiller et le Trias paraissent s'être déposés sensiblement en concordance ; dans le géosynclinal extérieur, le Permo-Houiller est discordant sur les formations antéhouillères à Ugines et à Flumet, ainsi qu'à Pormenaz, dans le massif des Aiguilles Rouges ; la concordance de l'Archéen et du Houiller dans le massif du Prarion et dans le massif de Belledonne n'est peut-être qu'apparente ; enfin, dans toute cette zone extérieure, la discordance du Trias sur le Permo-Houiller paraît un fait général. Il n'y a donc pas symétrie dans les allures des couches dans les deux géosynclinaux.

[1] Voir E. Haug, L'origine des Préalpes.

[2] La présence exceptionnelle de petits lambeaux de Houiller, comme celui du pied du glacier de la Frasse, dans le massif du Mont-Blanc, n'infirme pas la notion d'un géanticlinal émergé, puisqu'il s'agit de formations probablement lacustres.

CHAPITRE II.

SYSTÈME TRIASIQUE

Dans les hautes chaînes calcaires de Savoie le Trias existe toujours entre les terrains anciens du soubassement et les terrains jurassiques ; sur le bord sud-est de la zone, ses affleurements forment un liseré continu au contact du massif des Aiguilles-Rouges et du Prarion ; puis ils constituent le pourtour de la boutonnière de Mégève et s'étendent de Flumet à Albertville et au-delà, dans le Grésivaudan, en bordure du massif de Belledonne. Dans l'intérieur même de la zone, le Trias n'apparaît que très localement : on l'observe au fond du Fer-à-Cheval de Sixt ; à Vervex, entre Sallanches et le Fayet ; dans les masses exotiques des Annes et de Sulens ; enfin, il forme quelques lambeaux de recouvrement en relation avec la masse de la brèche du Chablais, qui reposent sur le Flysch du seuil de Châtillon, entre les deux vallées du Giffre et de l'Arve. La plupart de ces affleurements ont déjà été décrits, soit par A. Favre, soit surtout par Maillard, par MM. Hollande, Michel Lévy et Lugeon ; je me contenterai donc de résumer brièvement les caractères stratigraphiques du Trias dans les hautes chaînes calcaires de Savoie et dans quelques-unes des régions immmédiatement adjacentes.

Il est difficile, en général, de reconnaître dans le Trias de la Haute-Savoie plus de deux subdivisions : les Quartzites, qui sont considérés par la plupart des auteurs comme l'équivalent du Grès bigarré, et les calcaires dolomitiques et cargneules, assimilés le plus souvent au Trias moyen et au Trias supérieur ou à ce dernier terme seulement, mais que je suis tenté d'envisager comme les équivalents du Muschelkalk seul. Le Keuper manquerait dans la plupart des affleurements et on ne devrait, selon moi, lui attribuer que les marnes rouges de Matringe et des Annes, qui sont supérieures aux calcaires dolomitiques et aux cargneules.

Les Quartzites possèdent des caractères lithologiques extrêmement constants, si ce n'est dans leurs parties inférieures, où elle prennent quelquefois le faciès « bésimaudite », décrit par M. Michel Lévy. D'ordinaire c'est une roche blanche ou jaunâtre, saccharoïde, formée en grande partie de grains de quartz, associés à du feldspath. Les jaspes de Saint-Gervais y constituent un accident dont l'état des lieux ne m'a pas permis de vérifier les conditions de gisement. L'épaisseur des Quartzites est extrêmement variable ; dans le vallon de la Motte, près Mégève, elle atteint une vingtaine de mètres, mais elle est d'ordinaire bien inférieure,

en particulier sur le bord nord-ouest du massif des Aiguilles-Rouges, où localement elle peut se réduire à zéro, comme c'est le cas dans une cheminée au nord du lac de Pormenaz [1]. Les Quartzites font encore entièrement défaut aux Hochettes, au sud de Saint-Nicolas-de-Véroce, où les cargneules du Trias moyen reposent immédiatement sur les micaschistes.

Le Trias moyen est constitué par des calcaires dolomitiques, par des dolomies vacuolaires ou cargneules et localement par du gypse. Les calcaires dolomitiques des gorges de Saint-Gervais sont identiques au Muschelkalk d'autres régions des Alpes occidentales. Quoique les calcaires dolomitiques soient ordinairement surmontés par des cargneules, je ne crois pas que cette succession ait rien de constant. Le principal gisement de gypse est celui de Vervex, en aval du Fayet, dans la vallée de l'Arve. L'importance du revêtement glaciaire empêche d'étudier les relations stratigraphiques de ce gypse.

Le Trias moyen fait entièrement défaut sur presque tout le pourtour de la boutonnière de Mégève, de sorte que les schistes du Lias reposent immédiatement sur les quartzites. En d'autres points, comme à Flumet, les calcaires dolomitiques sont très réduits.

L'absence totale du Trias sur plusieurs points du massif du Mont Blanc et son caractère rudimentaire sur le bord occidental du massif des Aiguilles-Rouges et sur le massif de Belledonne indiquent un élargissement considérable du géanticlinal alpin dans la direction ouest et, par suite, une réduction du géosynclinal occidental ; le géosynclinal du Briançonnais paraît avoir conservé, par contre, sa position et une profondeur assez considérable.

[1] Michel Lévy, *Bull.* n° 27, p. 9.

CHAPITRE III.

SYSTÈME JURASSIQUE.

Lias. — Dans les hautes chaînes calcaires de Savoie, telles qu'elles ont été délimitées plus haut, le Lias présente trois faciès nettement distincts, que, dans des travaux antérieurs, j'ai désignés sous les noms de *faciès rhodanien*, de *faciès chablaisien* et de *faciès dauphinois*. Quant au *faciès briançonnais*, il n'est pas développé dans la région qui nous occupe, mais il est bon de remarquer que, dans la région voisine de la brèche du Chablais, le Lias, représenté par des calcaires et des schistes noirs, à bancs de brèche interstratifiés [1], n'est pas sans présenter certaines analogies avec le Lias de la zone du Briançonnais.

Le Lias à faciès dauphinois, par lequel je commencerai mon aperçu, joue de beaucoup le rôle le plus considérable ; il forme à lui seul toute la dépression qui sépare la chaîne des Aravis des massifs anciens de Belledonne et du Prarion, à l'exception de la boutonnière de Mégève et du témoin de Jurassique moyen du Mont Joli ; il constitue également le soubassement du massif de Platé, sur ses versants sud et ouest, et s'étend dans le synclinal de Chamonix, qui sépare le massif des Aiguilles-Rouges de celui du Mont Blanc, des Contamines à Martigny. Par suite de l'imperméabilité relative de ses schistes, ses affleurements sont presque partout couverts de prairies ou de pâturages. Les torrents y ont creusé de profonds ravins.

La grande dépression liasique qui relie la vallée de l'Arve à celle de l'Arly n'est autre chose que la continuation de la bande liasique qui longe la bordure occidentale du massif de Belledonne, dans le Grésivaudan et dans la vallée du Drac ; la bande liasique du synclinal de Chamonix ou du col de Voza peut être suivie le long de la bordure orientale du massif de Beaufort et s'étend jusque dans l'Oisans, englobant les massifs anciens du Rocheray et des Grandes-Rousses. Dans tous ces affleurements les caractères lithologiques du Lias se poursuivent avec une remarquable constance ; il est cependant un point par lequel le Lias de la région qui nous occupe se différencie de celui des régions plus méridionales des Alpes françaises. Dans l'Oisans, dans le Champsaur, dans le Gapençais, dans les montagnes au nord-est de Digne, le Lias à faciès dauphinois peut être subdivisé, d'après ses caractères lithologiques, en deux subdivisions d'importance à peu près égale : le Lias calcaire, à la base, et le Lias schisteux, au som-

[1] Lugeon, Notice explicative des feuilles de Thonon et d'Annecy.

met. Dans la Haute-Savoie, le Lias schisteux est incomparablement plus développé que le Lias calcaire ; aux environs de Sallanches et de Servoz, les formations calcaires font même à peu près entièrement défaut. Dans la vallée de Montjoie et au sud de Mégève, une série puissante de calcaires gris en dalles, souvent gaufrés et lustrés, joue un rôle assez considérable et forme même des escarpements qui contrastent avec les pentes douces des schistes ; mais ces calcaires n'occupent pas la base du Lias, au moins au sud de Mégève, car ils sont supportés par une série de schistes, qui reposent immédiatement sur les terrains triasiques. Quant à la grande masse schisteuse, elle atteint près de 800 mètres d'épaisseur, au pied du Mont Joly, et comprend des schistes tantôt noirs et riches en matière organique, tantôt gris, lustrés, analogues à ceux de l'Oisans ou du Valais.

Les fossiles sont extrêmement rares dans le Lias à faciès dauphinois de la Haute-Savoie : M. Hollande cite *Ammonites serpentinus*, *Pecten liasinus* et *Belemnites acutus* des environs de la Giettaz ; je n'ai jamais pu trouver, dans toute la région, que des fragments informes de Bélemnites. Il est évident que, dans ces conditions, on ne peut y établir des subdivisions paléontologiques, aussi tout le Lias du seuil de Mégève et du synclinal de Chamonix a-t-il été teinté sur la feuille d'Annecy d'une teinte unique (I^{4-1}). C'est en vain que l'on recherche dans la région à faciès dauphinois les couches à *Avicula contorta*, qui sont si bien développées dans la région à faciès chablaisien et qui paraissent réprésentées sur le versant occidental du massif du Mont Blanc, sur le flanc du Mont Catogne, par un calcaire foncé avec lumachelle, signalé par M. Schardt [1]. Ce calcaire supporte un calcaire siliceux et un grès arkose, qui correspond peut-être aux *grès singuliers* du col des Fours et à des calcaires gréseux que M. Lugeon me dit avoir observés, en compagnie de M. Potier, à l'ouest de Saint-Nicolas-de-Véroce.

Le Lias du cirque des Fonds, près Sixt, présente tous les caractères du Lias à faciès dauphinois ; en revanche, celui du Fer-à-Cheval et du fond de la vallée du Giffre, se rapproche déjà bien davantage du Lias à faciès rhodanien. En effet, Maillard a trouvé des Cardinies à la base de la série et A. Favre signale des Gryphées aux environs de Sixt. Je n'attacherais aucune importance à ces faits si, plus au nord et au nord-est, le Lias inférieur n'était également représenté par des calcaires à Gryphées à Arbignon, dans le soubassement de la Dent de Morcles ; aux environs de Bex et dans plusieurs des lambeaux de recouvrement que M. Lugeon a étudiés dans les plus grands détails entre le val d'Illiez et le massif de la brèche du Chablais [2] et parmi lesquels se trouve le gisement bien connu du col de Morgins. Ces calcaires à gryphées (faciès rhodanien), dont les affleurements actuels appartiennent à plusieurs zones tectoniques distinctes, se sont déposés sur un haut-fond ou dans une zone littorale, qui confine au nord-est à une zone où le Lias proprement dit (Aalenien exclus) fait entièrement défaut, les couches à *Harpoceras opalinum* (haute vallée de la Gryonne, col du Pillon) ou le Malm (Tréveneusaz) venant à reposer immédiatement sur le Trias. C'est une langue

[1] Livret-guide, p. 189.
[2] Feuille de Thonon.

de terre ferme, qui paraît s'être étendue depuis le Chablais jusqu'au lac de Thoune et que nous retrouvons aux époques du Dogger et du Néocomien [1]. Faisant pendant à la zone des calcaires à Gryphées, nous trouvons, bordant au nord-ouest cette terre émergée, une bande de calcaires liasiques à entroques et à Brachiopodes, vraie brèche à Echinodermes (Rossinière, près Château d'Oex, Arvel, Grammont, etc.), qui caractérise la zone la plus intérieure des Préalpes extérieures.

Enfin, les chaînes plus extérieures des Préalpes présentent, aussi bien dans les Préalpes romandes que dans le Chablais, un faciès spécial du Lias que je désigne sous le nom de faciès chablaisien et qui doit être envisagé comme un faciès de mer relativement profonde, correspondant à la présence d'un géosynclinal. Le Lias inférieur et moyen et quelquefois sans doute le Lias tout entier (au Môle) sont à l'état de calcaires noirs ou bleu foncé, compactes, avec nodules de silex. On y a trouvé en plusieurs points, à la Pointe d'Orchex, au Môle, aux environs de Meillerie, à la Blumensteinalmend près Thoune, des Ammonites et des Bélemnites; les autres fossiles y sont très rares. Le Lias supérieur est d'ordinaire représenté par des schistes marneux à Posidonomyes et Ammonites du genre *Harpoceras*. Partout, dans toute la zone du Lias à faciès chablaisien, le Rhétien est représenté par des calcaires et des schistes foncés à *Avicula contorta*, souvent très fossilifères, dont la découverte permit à Alphonse Favre, dès 1859, d'établir avec certitude l'âge triasique des gypses et des calcaires dolomitiques de la Savoie.

Si j'ai donné cet aperçu des caractères du Lias dans des régions situées en dehors des limites du présent travail, c'est afin de pouvoir étudier le rôle que jouent les dépôts liasiques des deux montagnes des Annes et de Sulens, qui surgissent comme des masses étrangères au milieu de la zone des hautes chaînes calcaires de Savoie. Ces dépôts présentent le faciès chablaisien le plus franc. A. Favre [2] avait déjà été frappé des analogies qui existent entre le Lias de la montagne de Sulens et celui de Matringe; les recherches ultérieures n'ont fait que confirmer ces analogies.

Les couches à *Avicula contorta*, découvertes par l'abbé Vallet en 1861, contiennent à Sulens et aux Annes les mêmes fossiles [3] et possèdent identiquement les mêmes caractères lithologiques qu'à Matringe et à Meillerie.

M. Lugeon a pu établir dans le Lias trois subdivisions, qui concordent fort bien avec celles que l'on reconnaît en Chablais. A la base, dans les calcaires gris à rognons de silex, mon collaborateur et ami a recueilli, à Maroly, *Belemnites acutus* Mill. et plusieurs Ammonites, parmi lesquelles *Arnioceras Hartmanni* Opp., également signalé par M. Hollande, et un gros fragment d'*Arietites bisulcatus* Brug. Les calcaires compactes, en gros bancs, de la partie moyenne, lui ont fourni

[1] V. E. Haug. L'origine des Préalpes romandes et les zones de sédimentation des Alpes de Suisse et de Savoie. *Arch. Sciences phys. et nat.* 15 août 1894.
[2] Recherches, I., p. 207.
[3] Vallet, Note sur l'infra-lias et le trias de la Haute-Savoie. *Bull. Soc. géol. Fr.* 2e sér. t. XVIII, p. 798. Hollande, Mont. jurass. de Sulens et des Almes, p. 714. Maillard, *Bull.* n° 6, p. 21.

Arietites Nodotianus d'Orb. (au sommet de Lachat) et de nombreuses Bélemnites. La partie supérieure est constituée aussi bien aux Annes qu'à Sulens par des schistes marneux, identiques aux schistes toarciens du Chablais.

Comme on le voit, l'analogie entre les dépôts liasiques des Annes et de Sulens avec ceux des chaînes extérieures des Préalpes est frappante [1]; je montrerai à la fin de ce travail tout le parti qu'on en peut tirer et je me bornerai pour le moment à la remarque qu'elle est manifestement contraire à toute hypothèse qui envisagerait les Annes et Sulens comme des lambeaux de recouvrement, témoins d'un grand pli couché qui aurait sa racine *à l'est* de l'emplacement actuel des deux masses liasiques; l'hypothèse d'après laquelle le pli couché aurait eu sa racine à Mégève doit être, en particulier, rejetée d'emblée, car Mégève est en pleine région à faciès dauphinois. Si les Annes et Sulens sont des lambeaux de recouvrement, ces lambeaux ne peuvent provenir que d'une masse charriée venant de la zone du Chablais.

Dogger. — Le Bajocien et le Bathonien, qu'il est impossible de séparer l'un de l'autre dans les hautes chaînes calcaires de Savoie, jouent un rôle assez considérable dans le massif du Haut-Giffre, dans le soubassement du massif de Platé, sur le versant sud-est de la chaîne des Aravis; il fait, par contre, entièrement défaut dans le Genevois et dans les Bauges. L'ensemble des deux étages est constitué au sud du massif de Platé et jusqu'à la vallée de l'Isère, par une série de calcaires gris ou noirs, plus ou moins marneux, facilement altérables, formant des bancs qui alternent avec des marnes ou des schistes marneux. Les calcaires, qui se délitent souvent en masses prismatiques à arêtes émoussées, sont presque toujours traversés de veines spathiques blanches. Les fossiles paraissent excessivement rares. M. Hollande [2] signale aux Chalets de Cœur, près Sallanches, et à la Crépinière, près la Giettaz, les *Ammonites Parkinsoni* et *Humphriesianus*.

Les calcaires du Dogger forment presque toujours des abrupts couverts de forêts dans les régions peu élevées, à peu près dénudés à de plus grandes altitudes; leurs affleurements constituent une bande continue, interrompue seulement par les alluvions de la Chaise et de l'Arve, depuis Albertville jusqu'à l'éboulement de Servoz. On les retrouve à l'est de la dépression de Mégève, sur toute la crête qui sépare le bassin de l'Arly de la vallée de Montjoie, à l'exception du sommet même du mont Joli, qui est en Oxfordien. A. Favre a trouvé au Mont Joli des fossiles caractéristiques de l'étage aalenien, qui présente donc ici les mêmes caractères lithologiques que le Bajocien proprement dit.

Au Mont Joli, dans le synclinal du col de Voza et au pied de l'escarpement des Fiz, le Dogger est en général moins marneux et ses calcaires sont plus noirs que sur le versant sud-est de la crête des Aravis. Dans le massif du Haut-Giffre, le

[1] Les *petits individus de Gryphæa arcuata* signalés par M. Hollande aux Annes et à Sulens ne sauraient être invoqués pour assimiler les couches liasiques de ces montagnes au faciès rhodanien; ils n'ont d'ailleurs été jusqu'ici retrouvés par aucun autre observateur.
[2] Documents inédits utilisés sur la feuille d'Annecy.

Dogger est constitué, d'après les observations de Maillard (*Bull.* n° 22, p. 24), par un calcaire esquilleux, spathique, bleu foncé ou noir, avec bélemnites, peu puissant. Dans le synclinal de Chamonix et en particulier dans le massif de la Croix de Fer, à l'ouest du col de Balme, le Bajocien et le Bathonien sont également, d'après M. Lugeon [1], à l'état de calcaires spathiques, ici fortement laminés.

Ces modifications de faciès, au nord-est de notre région, sont à rapprocher du passage du faciès dauphinois du Lias au faciès rhodanien. On sait, en effet, que dans la zone du Briançonnais, en particulier dans la Haute-Ubaye, dans le val Ferret, dans la vallée de la Lizerne, dans les Alpes Bernoises, le Dogger est à l'état de calcaires à entroques. C'est le faciès de la zone sublittorale, tandis que le Dogger de la chaîne des Aravis présente le faciès franchement vaseux et ne se distingue de celui du Gapençais, des Préalpes extérieures, de la zone des Cols (environs de Bex) que par l'absence des empreintes connues sous le nom de *Cancellophycus*. Je rappellerai également que le faciès des calcaires à entroques se rencontre encore au Chamossaire, c'est-à-dire sur le bord interne d'une zone médiane des Préalpes où le Dogger fait défaut, tandis que sur le bord externe de de cette zone on trouve les couches à *Mytilus*, qui ne sont pas sans présenter quelques analogies avec le Dogger des faciès briançonnais et provençal.

On voit donc que la distribution des faciès dans les Alpes de la Savoie et de la Suisse occidentale était sensiblement la même à l'époque du Dogger qu'à l'époque du Lias, avec cette différence que, au Lias, le faciès du géosynclinal des Préalpes extérieures (faciès chablaisien) n'était pas le même que celui du géosynclinal de la zone intérieure des Préalpes, tandis que le Dogger des deux géosynclinaux, séparés par un anticlinal émergé, est à peu près identique [2]. Il est d'autant plus remarquable de constater que, dans le synclinal de la Table, dans le Grésivaudan (feuille d'Albertville), le Dogger marno-calcaire présente, d'après les observations de M. Paquier [3], des intercalations de calcaires à entroques et même un banc de véritable brèche.

Oxfordien. — Au pied sud du massif de Platé, sur le versant sud-est de la chaîne des Aravis et dans le synclinal du col de Voza, le Callovien et l'Oxfordien

[1] Feuille de Vallorcine.

[2] Il est peut-être nécessaire de faire une exception pour le Môle, où, d'après M. Marcel Bertrand, le Dogger serait représenté par des « calcaires à silex délitables ». Cependant, M. Bertrand mentionne, au-dessus de ces calcaires, des calcaires marneux, schisteux, où les silex ont disparu et qui renferment des moules d'Ammonites indéterminables, des Posidonies, des traces de *Cancellophycus*, etc. M. Bertrand assimile ces calcaires aux calcaires marneux grisâtres de Ville et de Viuz que Favre considère comme calloviens, sur la foi des fossiles suivants : *Amm. viator* d'Orb., *A. Hommairei* d'Orb., *A. Potingeri* Sow., *Toxoceras*, *Posidonomya alpina*, *Chondrites*. *Phylloceras viator* et *Toxoceras* (*recte Patoceras*) me paraissent infirmer la détermination d'A. Favre et indiquer avec certitude que l'on a affaire à du Bajocien supérieur (zone à *Cosmoceras subfurcatum*). Les calcaires à silex délitables se trouveraient de ce fait considérablement vieillis et le Dogger du Môle présenterait le faciès caractéristique des Préalpes extérieures.

[3] V. Paquier, Contributions à l'étude du Bajocien de la bordure occidentale de la chaîne de Belledonne. *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble*, t. II, 2e fasc. 1894.

sont représentés partout par une puissante masse d'argiles schisteuses noires, qui constituent un sol imperméable, couvert de prairies humides. M. Hollande signale aux chalets de Merdacier, près la Giettaz : *Ammonites cordatus*, *A. arduennensis*, *A. tortisulcatus*, *Belemnites hastatus*. Le même faciès existe entre Saint-Ferréol et Serraval.

Dans le massif du Haut-Giffre et au col d'Anterne, le Callovien seul est schisteux et contient en assez grande abondance des fossiles des zones à *Reineckeia anceps* et à *Peltoceras athleta* (Maillard, *Bull.* n° 22, pag. 32). L'Oxfordien, par contre, est représenté par des calcaires noirs en dalles minces. C'est exactement le même développement que dans le massif de la Dent de Morcles et dans les chaînes extérieures des Alpes Bernoises, où M. Moesch distingue toujours les schistes oxfordiens à fossiles pyriteux (« Oxfordschiefer » = Callovien) des couches de Birmensdorff calcaires. Dans la région qui nous occupe, la fauve argovienne, si bien représentée aussi dans les Préalpes extérieures, n'est pas encore connue : la limite entre l'Oxfordien et les calcaires du Jurassique supérieur est donc entièrement arbitraire. Sur la feuille d'Annecy, j'ai marqué les calcaires schisteux et les schistes avec la teinte de l'Oxfordien (J^{2-1}) et les calcaires compactes avec celle du Jurassique supérieur (J^{7-3}).

Jurassique supérieur. — En l'absence presque complète de fossiles, il est impossible de distinguer, dans les hautes chaînes de Savoie, les étages Rauracien, Séquanien, Kimeridgien et Portlandien, que l'on a été obligé, sur la feuille d'Annecy, de réunir sous un monogramme unique J^{7-3}. Tout au plus peut-on reconnaître, dans la masse puissante de calcaires qui constitue le Jurassique supérieur ou Malm (Callovien et Oxfordien exclus), des calcaires gris ou bleus, bien stratifiés, avec délits marneux à la base, et des calcaires souvent bréchoïdes, en gros bancs, sans délits marneux, au sommet. Ces derniers représenteraient le Portlandien ou Tithonique.

Les calcaires du Jurassique supérieur forment, dans toute la région, des escarpements de 300 à 500 mètres de hauteur, supportant un replat correspondant aux couches plus marneuses du Néocomien inférieur et recouvrant souvent de leurs éboulis les schistes oxfordiens.

Sauf dans les environs de Serraval, où M. Hollande a recueilli plusieurs espèces séquaniennes et tithoniques, les fossiles sont partout extrêmement rares. On ne trouve guère que des *Perisphinctes*, des *Aspidoceras*, des *Phylloceras* indéterminables.

Les caractères minéralogiques du Malm sont remarquablement constants, la seule variation que l'on puisse signaler c'est que, dans le massif du Haut-Giffre, les calcaires sont plus noirs que dans le soubassement du massif de Platé, dans le Genevois. Des calcaires noirs identiques (« Hochgebirgskalk ») se retrouvent dans les Alpes Vaudoises et dans les Alpes Bernoises, tandis que le Malm des Préalpes extérieures présente les plus grandes analogies avec celui du Genevois et des Bauges.

CHAPITRE III

SYSTÈME CRÉTACÉ.

Valanginien. — La grande uniformité de faciès qui avait marqué la fin de l'époque jurassique se retrouve dans les hautes chaînes calcaires de Savoie au début de la période crétacée. Comme dans toutes les régions des Alpes occidentales où le Valanginien possède le faciès vaseux, on peut distinguer, dans celle qui nous occupe. des calcaires marneux (C_{VI}) à la base, correspondant aux couches de Berrias, ou zone à *Hoplites Boissieri*, surmontés d'une puissante série de marnes à *Hoplites Roubaudi* (C_V). Les deux subdivisions sont d'ailleurs réunies par des passages insensibles, de même que les calcaires marneux de la base passent graduellement aux calcaires du Jurassique supérieur. Dans le massif du Haut-Giffre, l'absence à peu près complète de fossiles et les récurrences nombreuses de bancs calcaires jusque dans le haut de l'étage rendent impossible la distinction des deux niveaux, que l'on a dû réunir ici sous une teinte unique (C_{V-VI}).

Tandis que les calcaires marneux qui font suite au Jurassique supérieur sont noirs dans le massif du Mont Ruan et du Grenairon, plus au sud ils sont gris ou bleuâtres et sont exploités près de la cascade d'Arpenaz, où ils ont plus de 50 mètres d'épaisseur, pour la fabrication de la chaux hydraulique. On les retrouve dans tout le soubassement du massif de Platé, sur le versant sud-est de la chaîne des Aravis, dans le Genevois et en particulier dans les anticlinaux qui entourent le massif de Sulens, où ils alternent avec des bancs marneux. Partout la ressemblance avec les couches de Berrias de l'Ardèche et du Dauphiné est des plus frappantes. Je n'ai rencontré de fossiles qu'à Serraval et dans la Pointe de Sellive (*Phylloceras semisulcatum* d'Orb., *Hoplites* sp.).

Les marnes à Ammonites pyriteuses, dont on connaît maintenant des affleurements tout le long des Alpes occidentales, depuis les Alpes-Maritimes jusque dans la Suisse orientale. présentent un fort beau développement sur le versant méridional du massif de Platé et dans la chaîne des Aravis. Leurs affleurements sont visibles à grande distance, grâce à leur teinte sombre, à leur surface dénuée de végétation et aux ravins profonds qui les entament. Leur épaisseur atteint 100 à 200 mètres.

Sur le col qui mène des chalets de Doran à ceux des Fours j'ai recueilli, à plus de 2000 mètres d'altitude, des exemplaires pyriteux parfaitement déterminables d'*Haploceras Grasianum* (d'Orb.) et de *Phylloceras semisulcatum* (d'Orb.) [1].

[1] Sur Bovonnaz, dans le massif de la Dent de Morcles, M. Renevier a recueilli plusieurs petites Ammonites pyriteuses dont les déterminations devraient toutefois être revues.

Le faciès vaseux du Valanginien existe également dans tout le Genevois et dans les chaînons orientaux des Bauges, mais dans ces régions il est très difficile à délimiter de l'Hauterivien. Pour rencontrer le faciès jurassien du Valanginien, il faut aller dans le Salève et dans les parties occidentales des Bauges. Dans les hautes chaînes calcaires suisses, par contre, où les chaînes extérieures (Justisthal) présentent en général le faciès vaseux, c'est en se dirigeant vers l'intérieur des Alpes que l'on rencontre le faciès jurassien du Valanginien. Dans les Alpes françaises, cette zone sublittorale intérieure est encore inconnue et il est probable qu'elle a disparu entièrement par ablation.

Hauterivien. — Les grandes différences de faciès que l'on a souvent signalées entre les dépôts crétacés des hautes chaînes calcaires de Suisse et de Savoie et ceux des Préalpes commencent à se faire sentir avec l'Hauterivien. En coupant transversalement les Préalpes, sur la rive droite du Rhône, en partant de la plaine pour se diriger vers les hautes chaînes calcaires, on rencontre successivement les zones hétéropiques suivantes : 1° dans les Préalpes extérieures, le Néocomien vaseux à Céphalopodes ; 2° dans les Préalpes médianes et intérieures, une région où le Néocomien fait entièrement défaut, par suite, sans doute, de la présence d'une terre émergée ; 3° à la limite des Préalpes et des Hautes Alpes Vaudoises, une seconde zone de Néocomien vaseux à Céphalopodes ; 4° dans les hautes chaînes calcaires, le Néocomien à faciès jurassien. Sur la rive gauche du Rhône, on ne connaît plus la seconde zone de Néocomien vaseux à Céphalopodes et le Néocomien à faciès jurassien est en contact immédiat avec la région sans Néocomien, qui comprend toutes les chaînes intérieures du Chablais, tandis que, dans les chaînes extérieures, l'Hauterivien possède le faciès vaseux.

Contrairement à ce qui est généralement admis, l'Hauterivien des chaînes calcaires de la rive gauche de l'Arve n'affecte pas partout le faciès jurassien des calcaires à *Echinospatagus cordiformis*. Ce faciès, qui caractérise le massif de la Dent du Midi et du Haut-Giffre, ainsi que le massif de Platé, ne s'étend pas vers le sud, dans la chaîne des Aravis, au-delà du col des Aravis, et, vers l'ouest, au-delà d'une ligne allant du Grand-Bornand à Cluses, le niveau à *Echinospatagus* ne joue plus qu'un rôle secondaire au milieu d'une puissante série de calcaires marneux alternant avec des schistes, qui représentent le faciès vaseux [1].

Aux alentours de la montagne de Sulens, l'Hauterivien semble faire entièrement défaut, car les dépôts tertiaires reposent, d'une manière générale, directement sur les calcaires de Berrias ou même sur ceux du Jurassique supérieur ; mais cette absence des termes supérieurs du Néocomien est due très probablement à des érosions anténummulitiques ou plutôt antésénoniennes.

Je résumerai successivement les caractères de l'Hauterivien dans la région orientale à faciès jurassien et dans la région à faciès vaseux (provençal),

[1] Aux chalets de l'Enclave près Thorens des calcaires spathiques, qui contiennent en abondance *Echinospatagus cordiformis* et *Exogyra Couloni*, alternent d'après Maillard (*Bull.* n° 6, p. 54) avec des marnes schisteuses.

On sait que M. Renevier distingue dans l'Hauterivien des Hautes Alpes vaudoises deux subdivisions que M. Schardt a retrouvées dans le massif de la Dent du Midi : le calcaire gris néocomien, à la base, et le Néocomien brun à *Toxaster*, au sommet. Le « calcaire gris » est constitué par de gros bancs de calcaire foncé, spathiques, formant saillie, contenant à la Dent du Midi des débris de Crinoïdes que M. Schardt rapporte au *Millericrinus valanginiensis* Lor. Le « Néocomien brun » comprend des bancs de 15 à 20 cm. de calcaire grenu brun, alternant avec des marnes ; *Echinospatagus cordiformis* et *Ostrea Couloni* y sont quelquefois assez abondants.

Dans le massif du Criou et des Avoudruz, l'Hauterivien présente encore les mêmes subdivisions, mais, dans le massif de Platé, dans la chaîne de la Pointe-Percée et au rocher de Cluses, il est constitué par une masse uniforme de calcaires brun foncé, spathiques, succédant brusquement aux marnes valanginiennes et atteignant plus de 200 mètres d'épaisseur. Ces calcaires offrent aux agents atmosphériques une résistance presque aussi considérable que les calcaires urgoniens et forment une partie des sommets déchiquetés de la chaîne des Aravis.

L'Hauterivien vaseux existe dans tous les chaînons du Genevois et dans les chaînons orientaux des Bauges. Maillard en a donné des coupes détaillées au défilé de St-Clair et au-dessus de la Pirraz, près Talloires. Dans ces points, comme dans tout le Genevois, ce sont les calcaires marneux et les schistes noirs en alternances multiples qui prédominent; des calcaires spathiques s'introduisent au sommet et forment un représentant très réduit des calcaires à *Echinospatagus cordiformis* de la région à faciès jurassien ; au pont Saint-Clair, on observe un peu plus bas un niveau glauconieux, que M. Hollande retrouve partout dans les Bauges, immédiatement au-dessus du Valanginien. C'est dans ce niveau glauconieux qu'Alphonse Favre [1] a recueilli, au pont Saint-Clair, une faunule des plus remarquables, comprenant les espèces suivantes :

Belemnites pistilliformis d'Orb.	*Ammonites radiatus* Brug.
» *fusiformis* Rasp.	» *subfimbriatus* d'Orb.
» *binervius* Rasp.	» *cryptoceras* d'Orb.
» *minaret* Duv.	*Nerinea* sp.
» *dilatatus* Bl.	*Pleurotomaria* sp.
Nautilus pseudoelegans d'Orb.	*Fimbria corrugata* P. et C.
Crioceras Duvali Lév.	*Terebratula* sp.
» *Emerici* d'Orb.	*Rhynchonella* sp.

Cette liste, dans laquelle prédominent les Céphalopodes alpins, et dans laquelle manquent les espèces caractéristiques du faciès jurassien, indique bien que l'Hauterivien du Genevois possède le type alpin et qu'il ne peut être mis en opposition avec l'Hauterivien des Préalpes du Chablais, comme on l'a fait souvent.

Des alternances de calcaires marneux et de schistes, telles que Maillard les

[1] *Bull.* n° 6, p. 10 et 12.
[1] Recherches, t. II, p. 199.

décrit dans les chaînons extérieurs du Genevois, se rencontrent également, d'après mes observations, sur le versant est de la Tournette, dans la chaîne du Mont Charvin et dans les chaînons les plus orientaux des Bauges. Immédiatement au sud de Faverges, en particulier, affleurent des calcaires compactes, à cassure conchoïdale, noirs en profondeur, gris par altération, formant des bancs d'épaisseur variable et alternant avec des schistes noirs quelquefois bitumineux. J'ai été frappé de la grande ressemblance que présentent ces couches avec le Néocomien à Céphalopodes du Moléson, que j'avais visité quelques semaines auparavant. Malheureusement tous mes efforts pour y trouver des fossiles ont été vains. L'âge hauterivien de ces calcaires ne saurait toutefois faire aucun doute, car ils supportent tantôt l'Urgonien, tantôt directement le Flysch.

Dans les régions où l'Hauterivien présente le faciès vaseux, il passe insensiblement à sa base aux marnes noires valanginiennes ; c'est pourquoi, dans le Genevois, on a réuni, sur la feuille d'Annecy, le Valanginien et l'Hauterivien sous une teinte unique (C_{IV-V}).

Dans les régions des calcaires bruns à *Echinospatagus cordiformis*, par contre, la limite entre ces calcaires et les marnes sous-jacentes est nettement tranchée et se voit même à distance dans les escarpements.

L'Hauterivien des chaînons occidentaux des Bauges est représenté, d'après M. Hollande [1], par des calcaires à *Echinospatagus cordiformis*, séparés du Valanginien à faciès jurassien par la couche glauconieuse dont il a été question plus haut. La présence du faciès jurassien dénote le voisinage des chaînons méridionaux du Jura. De même, dans le Salève et dans le Semnoz, le Valanginien et l'Hauterivien présentent aussi le faciès jurassien.

Si donc on coupe transversalement les Alpes en partant de Genève, pour aboutir à Sallanches, on traverse successivement trois zones hétéropiques de l'Hauterivien : la zone jurassienne du Salève, la zone à faciès vaseux ou provençal du Genevois et la zone du rocher de Cluses et de la chaîne des Aravis, à faciès jurassien. La zone sans Néocomien, qui divisait, sur la rive droite du Rhône, la zone vaseuse en deux zones distinctes, n'existe plus sur la rive gauche de l'Arve. Plus au sud, par exemple à la latitude d'Albertville, la succession des zones de sédimentation serait sans doute la même, si l'on connaissait les dépôt néocomiens qui existaient vraisemblablement sur la rive gauche de l'Isère, avant que l'érosion ne les eût fait disparaître.

On s'explique aisément les causes qui ont déterminé la répartition des faciès du Néocomien dans les Alpes de Savoie.

Le Néocomien vaseux paraît s'être déposé au fond d'un géosynclinal où s'accumulaient les boues chargées de matière organique en décomposition, de manière à rendre impossible la vie des organismes à test calcaire. Sur les bords du géosynclinal, les courants de la surface, qui, dans l'axe du géosynclinal, au large, ne se faisaient pas sentir, tout au moins à une certaine profondeur, balayaient le fond de la mer et empêchaient son envasement; de là possibilité pour les orga-

[1] Dislocations des mont. calc. de Savoie, p. 140.

nismes à test ou à squellette calcaire (Lamellibranches, Brachiopodes, Echinodermes) de s'établir et de se multiplier et formation de calcaires zoogènes, tels que les calcaires à entroques. On comprend ainsi pourquoi ces calcaires ne se déposaient que dans le voisinage des anciens rivages. La même interprétation s'applique à la répartition des faciès vaseux et calcaires du Lias inférieur et du Dogger, qui est en général à peu près la même que celle des faciès du Néocomien [1]. Dans les trois cas, le géosynclinal qui suit les chaînes extérieures des Alpes était divisé, au nord de l'Arve, en deux géosynclinaux secondaires par un anticlinal médian émergé. Mais, tandis que les faciès zoogènes du Lias inférieur et du Dogger, caractéristiques des zones littorales, se retrouvent sur le pourtour de cette terre émergée, il n'en est pas de même pour le Néocomien, dont le faciès vaseux se trouve vraisemblablement jusque sur les côtes de l'anticlinal médian, sans doute parce qu'une dénivellation trop brusque ne permettait pas l'existence, sur le rivage, d'un seuil sous-marin balayé par les courants.

Urgonien et Rhodanien. — Les calcaires que l'on désigne en Savoie sous le nom d'Urgonien reposent toujours sur des couches à faune hauterivienne et contiennent à leur partie supérieure une faune dite rhodanienne, qui représente l'Aptien inférieur. Cette partie supérieure présentant des caractères lithologiques propres, on peut considérer l'Urgonien proprement dit comme correspondant à peu près au Barrémien. C'est aussi l'âge que l'on peut lui assigner dans le Jura.

L'Urgonien proprement dit est constitué dans le massif de Platé, dans le Genevois et dans les Bauges par un calcaire blanc ou jaunâtre, saccharoïde ou compacte et à cassure esquilleuse, dont la stratification est à peine indiquée et qui atteint jusqu'à 400 mètres de puissance. Dans les environs de Sixt et dans le massif de la Dent du Midi, l'Urgonien devient plus foncé, prenant ainsi, en même temps que le Jurassique supérieur, les caractères qu'il possède dans les Alpes Suisses. Il forme soit des escarpements verticaux, soit, quand la surface du terrain est sensiblement parallèle aux plans de stratification, des lapiaz ou rascles souvent très accidentés, comme ceux du Désert de Platé, qui sont célèbres, et ceux du versant nord-ouest de la chaîne des Aravis. Les masses urgoniennes se reconnaissent facilement à distance à leurs teintes blanches qui réfléchissent vivement la lumière et contribuent à donner au paysage des chaînes calcaires de Savoie son caractère si pittoresque.

On a appliqué à tort au faciès des calcaires urgoniens l'épithète de *récifal*, qui devrait être réservée à des masses lenticulaires ou réellement réciformes de calcaires formés par l'accumulation d'organismes ayant vécu sur place. Les calcaires urgoniens, bien que d'origine zoogène, ne présentent rien d'analogue, ils ne sont jamais englobés dans des formations marneuses et s'étendent sur de grandes surfaces en bancs puissants. Ils sont probablement formés par la consolidation de boues calcaires résultant de la trituration, par des eaux très agitées, d'organismes à test calcaire, C'est dans ces boues, déposées par des eaux encore évidemment

[1] V. L'origine des Préalpes romandes, etc., p. 13.

saturées de calcaire, que vivaient les *Requienia*, les *Radiolites*, les Nérinées, qui se rencontrent presque partout dans les calcaires urgoniens. A. Favre et Maillard citent surtout les espèces suivantes :

Nerinea Renauxiana d'Orb.	*Requienia ammonia* d'Orb.
» *Voytiana* de Mort.	*Radiolites Blumenbachi* Stud.

Les calcaires dits rhodaniens sont plus jaunes, plus marneux et plus régulièrement stratifiés que les calcaires urgoniens ; on y rencontre encore des Rudistes, mais ce sont surtout *Orbitolina lenticularis* et les Echinides, et en particulier *Pygaulus Desmoulinsi* et *Heteraster oblongus*, qui s'y trouvent fréquemment.

Maillard, qui dit avoir observé à peu près partout les calcaires rhodaniens, ne les a pas distingués, sur ses minutes, des calcaires urgoniens, aussi a-t-on dû réunir, sur la feuille d'Annecy, l'Urgonien et le Rhodanien sous une teinte unique (C_{II-III}).

Dans les environs de Faverges, l'Urgonien fait souvent défaut et le Flysch repose alors immédiatement sur l'Hauterivien, mais il est probable qu'il s'y est déposé et qu'il a été enlevé par les érosions anténummulitiques. Dans les Préalpes, le faciès zoogène de l'Urgonien n'est représenté qu'exceptionnellement au Monsalvens, c'est à-dire sur le bord externe de la zone, où, d'après Gilliéron, des calcaires oolithiques blanchâtres reposent sur le Néocomien schisteux. Partout ailleurs, le faciès vaseux paraît s'être continué à l'époque du Barrémien, comme l'attestent les *Holcodiscus* et les *Pulchellia* qu'Ooster signale dans le Néocomien des Préalpes et en particulier du ravin de la Vevayse. Il importe toutefois de constater que les couches d'Altmann, qui, dans la Suisse orientale, supportent les calcaires urgoniens (Schrattenkalk), contiennent une faune nettement barrémienne, au moins barrémienne inférieure, comme M. Sayn a pu le vérifier récemment, en étudiant les fossiles du Sentis conservés dans les collections du Polytechnicum fédéral de Zurich. Dans la Suisse orientale et centrale, les calcaires urgoniens représentent donc l'Aptien inférieur ou tout au plus le Barrémien supérieur ; on ne saurait donc conclure, d'une manière absolue, de leur absence, dans la zone des Préalpes, au-dessous de schistes à faune barrémienne inférieure, que ces calcaires ne s'y sont pas déposés. Il est possible qu'ils aient été enlevés par des érosions ultérieures, comme ils paraissait l'avoir été dans les environs de Faverges ; il se peut aussi que la sédimentation ait pris fin dans les Préalpes après le dépôt du Barrémien inférieur, par suite d'une exondation générale de la région.

Aptien. — L'Aptien proprement dit ou sous-étage gargasien, qui fait suite au Rhodanien, est en général fort peu développé dans les hautes chaînes calcaires de Savoie. Dans les Bauges, d'après M. Hollande, il fait entièrement défaut. Dans le Genevois, Maillard a rencontré au mamelon d'Epa, près de Dran, des marno-calcaires à *Exogyra aquila ;* il cite en outre quelques autres points où l'Aptien est moins fossilifères et où il se confond facilement avec le Gault. Dans le massif du Haut-Giffre, Maillard attribue à l'Aptien des schistes rouges et verts,

tandis que, dans les massifs de la Dent du Midi et de la Dent de Morcles, l'étage est représenté par des grès verdâtres qui contiennent surtout *Exogyra aquila*, *Ostrea macroptera*, *Cyprina angulata*, etc.

L'Aptien, quand il existe, présente donc, dans les hautes chaînes calcaires de Savoie, le faciès de la Perte-du-Rhône, faciès essentiellement littoral et de mer peu profonde. Au point de vue oroplastique il se confond généralement avec le Gault.

Albien. — L'étage albien ou Gault est, dans la région qui nous occupe, de toutes les subdivisions du Crétacé celle qui contient le plus de fossiles et, comme ces fossiles se trouvent dans une roche gréseuse ou argileuse qui contraste d'une manière frappante avec toutes les roches de la région, le Gault a attiré de bonne heure l'attention des géologues et a fait l'objet de travaux nombreux. Les travaux paléontologiques de Pictet et Roux sur le Gault des Alpes de Suisse et de Savoie, les observations d'Alphonse Favre consacrées au Gault des Fiz et du Genevois, les études de M. Renevier sur le Gault et le Cénomanien du Pas de Cheville, dans les Alpes Vaudoises, sont classiques. Maillard a signalé lui aussi des gisements albiens intéressants dans le Genevois. Mes courses sur la feuille d'Annecy, entreprises dans un tout autre but que celui de faire des recherches stratigraphiques détaillées, n'ont apporté aucun élément nouveau à l'étude du Gault.

Les grès et les schistes noirs albiens constituent partout une bande gazonnée et un niveau d'eau entre les deux masses calcaires de l'Urgonien et du Sénonien.

Dans les chaînes les plus extérieures du Genevois, le Gault, de même que le Sénonien, fait défaut et le Flysch repose en général immédiatement sur l'Urgonien ; on sait d'autre part que l'on n'a jamais rencontré, dans toute la zone des Préalpes, aucun dépôt que l'on puisse attribuer à l'étage albien. Le faciès glauconieux du Gault des hautes chaînes calcaires se trouve dans bien des régions et la raison d'être de la répartition sur de si grandes surfaces d'un faciès si particulier nous échappe encore.

Sénonien. — Partout où le Gault est développé, il supporte, dans les hautes chaînes calcaires de Savoie, des calcaires gris, compactes, marneux, dans lesquels on a trouvé il y a longtemps des fossiles de la Craie blanche. L'épaisseur de ces calcaires varie entre moins de 1 m. et 80 m. ; il est évident que, dans ces conditions, leur rôle orographique est très variable : quand leur puissance est considérable, on se trouve en présence d'escarpements ou de lapiaz comparables à ceux de l'Urgonien ; toutefois, les parties supérieures sont souvent schisteuses et sont alors gazonnées.

Les fossiles les plus abondants du Crétacé supérieur sont des Foraminifères, non encore étudiés ; mais on a signalé également en plusieurs points, notamment aux environs d'Annecy, *Ananchytes ovata*, *Inoceramus Cuvieri*, *Belemnitella mucronata*, fossiles essentiellement caractéristiques du Sénonien. On n'a jamais rencontré en Savoie de fossiles cénomaniens ou turoniens et pourtant dans les Alpes Suisses le « Seewer-Kalk » et le « Seewer-Schiefer », qui correspondent à notre

Sénonien, reposent sur du Cénomanien et du Turonien fossilifères. Dans les hautes chaînes calcaires de Savoie, de même que dans le massif de la Chartreuse et dans le Vercors, le Sénonien reposerait donc immédiatement sur le Gault et serait transgressif par rapport aux termes plus anciens du Crétacé. Toutefois, les preuves certaines de cette transgression sénonienne font encore défaut, car il se pourrait que les étages inférieurs du Crétacé supérieur existassent, quoique sans fossiles, à la base des calcaires considérés dans leur ensemble comme sénoniens.

Dans les Préalpes, par contre, on a des preuves nombreuses de la transgressivité du Sénonien, représenté ici par les « couches rouges », souvent décrites par A. Favre, Gillieron, par MM. Favre et Schardt, Renevier, Lugeon, etc. Ces couches reposent tantôt sur le Néocomien, tantôt sur le Jurassique supérieur, tantôt même sur des formations plus anciennes. Dans les cas où elles reposent sur le Néocomien, M. Renevier les décrit comme reliées à ce terrain par des passages insensibles, mais ce passage pourrait bien n'être qu'apparent et serait alors de même ordre que des passages que j'ai observés dans les Basses-Alpes au contact des marno-calcaires du Berriasien et de la Mollasse rouge aquitanienne. Dans le cas de la superposition immédiate aux calcaires du Jurassique supérieur, il y aurait, d'après M. Rittener, dans le massif de la Gummfluh, ravinement de ces calcaires et remplissage des cavités par les « couches rouges ».

On a souvent considéré le Sénonien des Préalpes comme une formation de mers profondes, le comparant aux boues rouges à Globigérines des océans actuels. Cette assimilation me paraît peu fondée, je serais plutôt disposé à envisager les « couches rouges » comme des dépôts de mer très peu profonde, presque lagunaires, analogues en bien des points aux Marnes irisées. Leur transgressivité et leur coloration rouge, due à la présence de sesquioxyde de fer, sont en corrélation intime et s'expliquent en supposant la destruction, par l'arrivée des eaux marines, de dépôts de latérite formés sur la terre ferme, pendant la période d'émersion qui précéda la transgression sénonienne. L'analogie entre certaines formations transgressives, telles que le Vieux Grès Rouge, le Permien, le Trias, l'Aquitanien et la latérite remaniée a déjà frappé bien des auteurs[1].

Dans le massif des Annes, où il paraît y avoir des traces d'une émersion pendant une partie de la période crétacée, M. Lugeon a trouvé également du Sénonien *rouge* ; dans les régions où la sédimentation paraît avoir été continue, par contre, le Sénonien est *blanc*. Sauf la couleur il n'y a guère de différence entre les deux formations, il y aurait donc grand intérêt à comparer les Foraminifères qu'elles contiennent toutes deux en abondance.

[1] V. en particulier Richthofen, Führer für Forschungsreisende, p. 466 et Vélain, article Latérite, *Grande Encyclopédie*, XXI, p. 998.

CHAPITRE IV

SYSTÈME ÉOGÈNE

On peut établir dans les formations éogènes des hautes chaînes calcaires de Savoie les subdivisions suivantes :

1° Les calcaires à *Nummulites perforata*, représentant le Lutétien supérieur (e^1) et connus seulement dans les deux vallées synclinales du Charbon et d'Entrevernes, dans les Bauges, et dans le massif de la Dent de Morcles, où ils ont été signalés par MM. Hollande et Renevier ;

2° Les schistes et les calcaires priaboniens (e^3) ;

3° Le Flysch ;

4° Les grès de Taveyannaz ou grès mouchetés ; ces deux dernières formations paraissent correspondre au Tongrien (m_{II-1}).

Le Priabonien est représenté dans le massif de la Dent du Midi et dans celui de Platé par des schistes, contenant la faune saumâtre bien connue des Diablerets et de Faudon, et par des calcaires à *Nummulites cf. striata*. C'est dans les schistes inférieurs que se trouvent les lignites, qui furent exploités à Pernant, près Araches. Ces dépôts ont été décrits par Alphonse Favre, par Maillard et par MM. Ernest Favre et Schardt ; je n'ai rien à ajouter aux observations de mes devanciers.

M. Hollande a décrit les marnes à *Cytherea Vilanovæ* et *Cerithium diaboli* ainsi que les calcaires à *Nummulites cf. striata* dans les chaînes intérieures du Genevois et dans les Bauges.

Les couches priaboniennes sont recouvertes partout par le Flysch, mais cette formation est transgressive par rapport aux dépôts de l'Eocène supérieur. Dans le Chablais et dans les Préalpes de la rive droite du Rhône, le Flysch repose, comme on sait, immédiatement sur les terrains secondaires, sans interposition de calcaires ou de schistes à Nummulites. *Il en est de même en beaucoup de points des chaînes extérieures du Genevois et dans une partie du synclinal de Serraval et du Reposoir*. Les couches priaboniennes font défaut dans les plis que traverse le Borne entre Saint-Pierre et Entremont, de sorte que le Flysch repose immédiatement soit sur l'Urgonien, soit sur le Sénonien ; dans les mêmes chaînes, vers le S.O., ces mêmes assises n'existent que très sporadiquement et ce n'est qu'en approchant du lac d'Annecy qu'on les retrouve d'une manière un peu plus constante. Elles semblent également faire défaut sur l'anticlinal de la Clusaz, où le Flysch succède directement au Rhodanien. Enfin, dans le synclinal de Serraval,

autour du massif de Sulens, le Flysch repose tantôt sur le Jurassique supérieur, tantôt sur les couches de Berrias, tantôt sur l'Hauterivien, et les schistes et calcaires nummulitiques ne s'observent qu'en quelques points isolés, comme par exemple au Mont de Marlens. Alphonse Favre a signalé au Bouchet des poudingues à cailloux cristallins que M. Hollande [1] considère comme postérieurs aux couches à *Nummulites striata* et qui se trouveraient donc à la base du Flysch, ce qui correspondrait bien au caractère transgressif de ce dernier. Des poudingues analogues se trouvent à Châtillon, à la limite des Préalpes et des hautes chaînes.

Dans les hautes chaînes calcaires suisses et dans la Haute-Provence, le Flysch est toujours séparé des calcaires et des schistes priaboniens par une puissante série de grès très siliceux, bien stratifiés, connus sous les noms de grès du Hohgant, de grès d'Annot, de grès de Castellane. Dans les hautes chaînes calcaires de Savoie, ces grès font entièrement défaut, à moins que l'on doive leur attribuer des « grès quartzeux grinçant, localement développés », que Maillard signale au Désert de Platé, au-dessus des calcaires à petites nummulites (*Bull.* n° 22, p. 21).

Je n'ai aucun fait nouveau à apporter comme contribution à la connaissance du Flysch dans la région qui nous occupe ; ce Flysch a été souvent décrit et ses caractères sont d'ailleurs très uniformes. Je veux seulement présenter quelques remarques au sujet des grès mouchetés ou grès de Taveyannaz, qui reposent sur le Flysch dans toute la zone des hautes chaînes calcaires de Savoie et dans les Alpes Suisses. Les observations de Studer, d'Alphonse Favre, de M. Renevier, de Maillard, de M. Hollande et les miennes sont absolument concordantes sur ce point et j'insiste sur ce fait, car dans la région située au sud du massif du Pelvoux, où existent des grès mouchetés d'aspect identique à ceux de Taveyannaz, ces grès font suite immédiatement aux couches priaboniennes et supportent toute la masse du Flysch ; de plus, j'ai pu reconnaître récemment [2] qu'ils constituaient un équivalent latéral des grès d'Annot. En Savoie et en Suisse il n'en est pas de même, les grès de Taveyannaz de ces régions occuperaient donc un niveau plus élevé que dans le Dauphiné méridional.

Tout est énigmatique dans cette formation des grès mouchetés. L'origine éruptive de leurs éléments est incontestable et cependant on ne connaît sur le versant suisse et français des Alpes aucun centre volcanique qui aurait pu fournir ces éléments : les roches basiques englobées dans le Flysch des Préalpes sont certainement bien antérieures au Tertiaire ; les tufs de labradorite à pyroxène, signalés récemment par MM. Pierre Lory et Termier [3] au sud du massif du Pelvoux, semblent former un dyke au milieu du Flysch et sont par conséquent plus récents que les grès mouchetés de la région ; enfin, les tufs d'andésite du Flysch que

[1] *Bull. Soc. géol.*, 3e sér., t. XVII, p. 717.

[2] Excursion géologique dans la haute vallée du Drac, *Comptes-rendus Soc. géol. Fr.*, 5 nov. 1894.

[3] Termier et P. Lory. Sur deux roches éruptives récemment découvertes dans le massif de Chaillol (Hautes-Alpes). *Ibid.*, 5 mai 1895.

M. Termier à recueillis à la Clusaz [1] sont plus anciens que les grès mouchetés, dont plusieurs lambeaux sont conservés dans le synclinal du Reposoir.

La localisation des grès mouchetés est non moins singulière. Dans les hautes chaînes calcaires de Savoie ils existent uniquement dans le synclinal du Reposoir et dans le massif de Platé et des Grands Vents, où ils prennent un développement considérable. Ils sont totalement inconnus dans les Bauges, dans les chaînes extérieures du Genevois, dans toute la zone des Préalpes, dans le val d'Illiez et dans le massif de la Dent de Morcles. Dans les hautes chaînes calcaires suisses ils n'existent que dans le massif des Diablerets (Taveyannaz, versant méridional du Wildstrubel) ; à l'est du lac de Thoune on n'a signalé leur présence que dans le voisinage du massif de l'Aar, jusque dans les Alpes de Glaris, et ils font entièrement défaut dans les chaînes extérieures.

Enfin, on ne connaît aucune trace de grès mouchetés entre Serraval, dans la Haute-Savoie, et le massif du Pelvoux. Au sud du Pelvoux, ils prennent un développement immense, mais leur épaisseur diminue rapidement vers le midi : au sud du Drac d'Orcières ils ont déjà disparu et ils font entièrement défaut dans le bassin de la Durance.

On conçoit que, en présence de ces faits remarquables, on ait cherché une origine lointaine des matériaux des grès mouchetés. On sait qu'Alphonse Favre les faisait venir de la région volcanique du Vicentin[2].

En terminant cet exposé sommaire des formations néogènes dans les hautes chaînes calcaires de Savoie, il me reste à motiver la classification adoptée dans le présent travail et sur la feuille d'Annecy, classification qui est en contradiction avec celle qui est en usage parmi beaucoup de géologues, surtout parmi nos confrères suisses.

J'examinerai successivement le parallélisme des couches nummulitiques de Savoie avec les formations équivalentes des autres régions méditerranéennes, puis je rechercherai comment la série méditerranéenne doit être parallélisée avec la série du bassin de Paris et de l'Europe septentrionale.

Depuis les beaux travaux de Tournouër [4], l'identification des formations num-

[1] P. Termier. Sur l'existence de tufs d'andésite dans le flysch de la Clusaz (Haute-Savoie). *C. R. Acad. Sc.*, 6 avril 1891.

[2] Ces pages étaient déjà envoyées à l'impression lorsque parut dans les *Archives des Sciences physiques et naturelles* (15 mai, 15 juin 1895) un important travail de MM. Duparc et Ritter, intitulé : « Le grès de Taveyannaz et ses rapports avec les formations du Flysch ». Les auteurs y ont admis pour les grès mouchetés la même origine que Favre. D'autre part ils arrivent à la conclusion que ces grès se trouvent à tous les niveaux dans le Flysch. Quoique j'ai constaté moi-même, en plusieurs points, la présence de grès mouchetés presque immédiatement au-dessus des schistes et des calcaires à nummulites, je n'en maintiens pas moins qu'en Suisse et en Savoie la grande masse de ces grès est nettement supérieure à la masse principale du Flysch. J'aurais toutefois désiré voir marquer les grès de Taveyannaz sur la feuille d'Annecy par de simples hachures sur un fond de Flysch et sans contours propres, pour bien marquer qu'ils ne sont qu'un faciès particulier du Flysch ; mais, pour des raisons d'exécution technique, il n'a pu être donné suite à mon désir.

[4] *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2e sér., t. XXIX, p. 718.

mulitiques des Alpes françaises avec celles du Vicentin, région classique pour l'étude des dépôts éogènes dans le bassin méditerranéen, est basée sur des données précises ; on sait maintenant avec certitude que les marnes à *Serpula spirulæa* et les calcaires à Orbitoïdes et à Operculines d'Allons et d'Entrevaux correspondent aux couches de Priabona et que les grès à *Natica crassatina* de Barrême occupent un niveau bien plus élevé, correspondant au groupe de Castel-Gomberto, c'est-à-dire aux sables de Fontainebleau. La découverte, par MM. Munier-Chalmas et Hébert, des couches de la Granella à *Cerithium diaboli* entre les couches de Roncà et celles de Priabona est venue depuis ajouter un élément nouveau à la comparaison de la série du Vicentin avec celle des Alpes occidentales. L'existence *au même niveau* de ces couches à *Cerithium diaboli* dans le Vicentin, dans les Diablerets, à Faudon et dans la vallée du Verdon ne saurait faire aucun doute. On est d'autant plus en droit de s'étonner de voir M. Renevier paralléliser les couches à *Cerithium diaboli* des Diablerets avec les couches de Roncà, qui, dans le Vicentin, occupent manifestement un niveau plus inférieur faisant suite au niveau de San-Giovanni-Ilarione, à *Nummulites perforata*. Ces deux niveaux, qui se retrouvent dans le même ordre en Hongrie [1], reposent sur le groupe des assises à *Nummulites lævigata, atacica* et *Pratti*, dont l'assimilation aux couches à *Nummulites lævigata* du bassin de Paris est généralement admise. La détermination de l'âge des couches de Roncà a donné lieu, par contre, à des divergences d'opinions assez sensibles et c'est à ces divergences qu'il me semble que l'on doive attribuer les malentendus qui règnent quant à la position des couches à *Cerithium diaboli* et des couches de Priabona. Tandis que beaucoup d'auteurs, entre autres M. Renevier, parallélisent les couches de Roncà avec le Calcaire grossier supérieur, MM. Hébert et Munier-Chalmas les assimilent au Bartonien. L'opinion de mes deux maîtres, à laquelle je me rallie entièrement, est basée sur la présence, dans les couches de Roncà et dans les couches équivalentes de Tokod, en Hongrie, d'espèces essentiellement caractéristiques des sables de Beauchamp, telles que *Fusus polygonus* Lam., *Fusus subcarinatus* Lam., etc. Or on sait que c'est précisément l'apparition de ces espèces spéciales qui *seule*, dans le bassin de Paris, permet de distinguer paléontologiquement les sables de Beauchamp du Calcaire grossier, le Bartonien du Lutétien.

[1] Le niveau de Roncà correspond à l'horizon des Nummulites striées de l'échelle des Nummulites établie par Max von Hantken, horizon caractérisé par *Nummulites striata* et *contorta*. Or à Faudon, d'après les indications bien nettes de Charles Lory, les couches à *Nummulites striata* se trouvent *au-dessous* des couches à Natices du niveau des Diablerets ; la succession est donc la même que dans le Vicentin. Il ne faudrait pas conclure toutefois, de la présence de *Nummulites striata* dans une couche nummulitique que cette couche se trouve nécessairement au niveau de Roncà (Bartonien); on sait que des variétés de cette espèce ont été signalées par Hantken jusque dans les marnes de Bude à *Clavulina Szaboi*. Dans les Alpes vaudoises, les calcaires à Nummulites sont au-dessus des couches à *Cerithium diaboli*, mais de la Harpe comptait parmi les petites Nummulites des bancs supérieurs de ces calcaires 80 0/0 de *Numm. garansensis* (= *Fichteli*), 15 0/0 de *Numm. striata*, 5 0/0 de *Numm. intermedia*. On est donc dans le niveau des Nummulites réticulées, dans le niveau supérieur de Biarritz, en plein Priabonien.

Les couches de Roncà terminent donc, dans le Vicentin, l'Eocène moyen, le Parisien *sensu lato*. Dans les Alpes Vaudoises, les couches à *Nummulites perforata* sont séparées des couches à *Cerithium diaboli*, comme l'a montré M. Renevier, par des marnes d'eau douce à *Limnea longiscata*, qui occupent le niveau exact des couches de Roncà et correspondent au calcaire de Saint-Ouen, *faciès lacustre du Bartonien*. M. Renevier place ces mêmes marnes au niveau du Calcaire grossier inférieur et des couches du Monte Bolca !

Les couches à *Cerithium diaboli* de la Granella, les couches de Priabona et les marnes de Brendola peuvent être réunies en un étage unique, que MM. Munier-Chalmas et de Lapparent [1] ont désigné sous le nom de *Priabonien*. En Hongrie, cet étage se termine par les marnes bien connues de Bude, à *Clavulina Szaboi*, et supportent des couches à *Cyrena convexa*, qui correspondent au Sannoisien et occupent, par rapport aux marnes de Bude, la même position qu'occupe, par rapport au gypse de Montmartre, le Sannoisien des environs de Paris. D'autre part, dans le Vicentin, les couches de Montecchio-Maggiore, qui reposent sur le Priabonien, représentent la base du Tongrien, le sous-étage sannoisien. Je crois que tous ces faits concourent à démontrer avec certitude que l'étage priabonien, tel qu'il est représenté dans le Vicentin et en Hongrie, correspond exactement à l'Eocène supérieur, tel que le comprennent les géologues parisiens, c'est-à-dire aux marnes à *Pholadomya ludensis* et au Gypse. On sait que cette série, en grande partie lagunaire, est représentée en Belgique et dans le Nord de l'Allemagne par des couches franchement marines : les sables de Vliermael à *Ostrea ventilabrum*, les couches de Lattorf et la formation de l'ambre du Samland. Dans cette dernière se trouve *Salenia Pellati*, espèce du Priabonien de Biarritz, dont la présence amena M. Fritz Nœtling à ranger les couches du Samland dans l'Eocène supérieur. Plus tard, ce même auteur, méconnaissant le parallélisme de la série de Priabona et de Biarritz avec les couches de Lattorf et de Vliermael, revint sur sa détermination et mit les couches du Samland dans l' « Oligocène inférieur ». On voit que le parallélisme du Priabonien et du « Lattorfien » une fois admis, il ne s'agit plus que d'une question d'accolade : on pourra ranger la série de Priabona soit dans l'Eocène supérieur, si l'on adopte la classification française, — basée sur le caractère essentiellement éocène de la faune de Biarritz, — soit dans l'Oligocène inférieur, si l'on adopte la classification allemande, mais on doit se garder d'assimiler le Priabonien au Bartonien.

Du moment qu'à Nice [2] et dans les Basses-Alpes les couches correspondant à la série de Priabona représentent l'Eocène supérieur (e^3), il s'en suit avec évidence que les grès d'Annot et le Flysch, qui leur sont superposés, appartiennent

[1] De Lapparent, *Traité de géologie*, 3e édit., p. 1219 et Note sur la nomenclature des terrains sédimentaires, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3e sér., t. XXI, p. 479.

[2] Max von Hantken (Die Clavulina Szaboi-Schichten im Gebiete der Euganeen und der Meeralpen. *Math.-u. Naturw. Ver. aus Ungarn*, vol. II, 1884) a signalé à Scarena (l'Escarène) et à Gorbio, près de Nice, une faune très riche de Foraminifères des couches à *Clavulina Szaboi* de Hongrie, c'est-à-dire du Priabonien supérieur. Les couches des environs de Nice contenant cette faune supportent immédiatement le Flysch.

à l'Oligocène proprement dit, tout au moins au Sannoisien (m_{III}). L'opinion généralement répandue, d'après laquelle le Flysch se placerait au niveau du Gypse doit être abandonnée, au moins pour la Provence. Dans les hautes chaînes calcaires de Savoie, où manquent les grès d'Annot et où la série priabonienne fossilifère paraît moins complète, la question n'est pas aussi simple et il se peut qu'une partie du Flysch représente le Priabonien supérieur ; c'est pourquoi, sur les feuilles d'Annecy et de Thonon, on lui a attribué le signe $m_{II}\,e^3$. Mais le Flysch s'élève certainement très haut dans la série oligocène, car aux Déserts, dans les Bauges, il repose, d'après les observations de M. Hollande [1], sur des couches contenant une faune semblant représenter le Sannoisien.

[1] Dislocations, p. 156.

DEUXIÈME PARTIE

DESCRIPTIONS LOCALES

CHAPITRE PREMIER

MASSIF DE LA DENT DU MIDI ET DU HAUT-GIFFRE

Je commencerai l'étude de ce massif par la Dent du Midi proprement dite, à laquelle MM. Ernest Favre et Hans Schardt ont déjà consacré un chapitre remarquable de leur mémoire. J'ai d'ailleurs eu la bonne fortune de faire à deux reprises, en 1892 et en 1894, des excursions dans ce massif en compagnie de mon confrère et ami, M. Schardt.

Anticlinal de Champéry. — Le val d'Illiez est constitué, depuis le col de Coux jusqu'à Monthey, par des terrains éocènes et oligocènes, au milieu desquels est percée une longue boutonnière de terrains secondaires, qui constitue l'anticlinal de Champéry. Le pittoresque village de Champéry (1.052 m.) est bâti sur le replat d'une falaise d'Urgonien, au pied de laquelle coule la Vièze, qui creuse son lit dans les calcaires hauteriviens. Sur la rive droite, se trouve une seconde falaise d'Urgonien, faisant face à la première, avec laquelle elle se réunit en aval, près du village de Val d'Illiez, et en amont, au confluent de la Vièze et de la Saufflaz. En ce dernier point, la jonction n'est point complète ; la falaise de la rive gauche se continue vers le S.O., celle de la rive droite s'arrête brusquement, coupée par une faille parallèle au cours de la Saufflaz. Pour retrouver la continuation de cette bande d'Urgonien, il faut s'élever à environ 500 mètres plus haut. Le sentier en zigzag, qui mène de la vallée (1.057 m.) aux châlets de Bonnavaux (1.556 m.), s'élève d'abord dans les calcaires hauteriviens à *Echinospatagus cordiformis*, et ce n'est qu'à peu près à 1.400 mètres d'altitude que l'on atteint la base de la falaise urgonienne, qui supporte le Flysch et les pâturages de Bonnavaux et que l'on peut suivre vers l'O.S.O. jusqu'au-dessus des chalets d'En Barmaz, où elle se réunit à la bande urgonienne de la rive gauche. Entre Val d'Illiez et le confluent des deux torrents, les deux flancs de la boutonnière sont entièrement symétriques ; mais, en amont de ce dernier point et à partir de la faille de la Saufflaz, il y a dissymétrie complète. La bande d'Urgonien est faiblement inclinée vers le S.E. sur la rive droite ; sur la rive gauche, elle subit une torsion de 90° environ et les couches sont verticales au nord d'En Barmaz.

Au-dessous de Champéry, les couches les plus anciennes qui affleurent au centre de la boutonnière appartiennent à l'Hauterivien et l'anticlinal n'est qu'un simple pli droit, très surbaissé. Au Champ de Barmaz, par contre, le noyau de l'anticlinal est mis à jour sur une plus grande profondeur et les calcaires du

Jurassique supérieur apparaissent sur la rive droite du torrent, recouverts par les marno-calcaires du Berriasien et par les marnes noires du Valanginien. Le versant nord du vallon présente la série complète des couches néocomiennes redressée à la verticale ; tandis que sur le versant sud, par suite de chevauchements, sur le détail desquels je n'ai pas à entrer ici, les couches jurassiques se présentent en double succession, séparées par une bande étirée de marnes valanginiennes. L'Urgonien lui-même paraît avoir été refoulé sur cet ensemble, de sorte que l'Hauterivien n'existerait pas en ce point. Quoiqu'il en soit, il est manifeste que le flanc sud-ouest de l'anticlinal oblique d'En Barmaz est refoulé sur le noyau même de ce pli.

La boutonnière de Champéry et d'En Barmaz s'arrête complètement à 2 kilom. 1/2 à l'est du col de Coux : l'anticlinal auquel elle correspond disparaît sous le Flysch et il est impossible d'en retrouver la moindre trace vers le S.O., sur la rive droite de l'Arve.

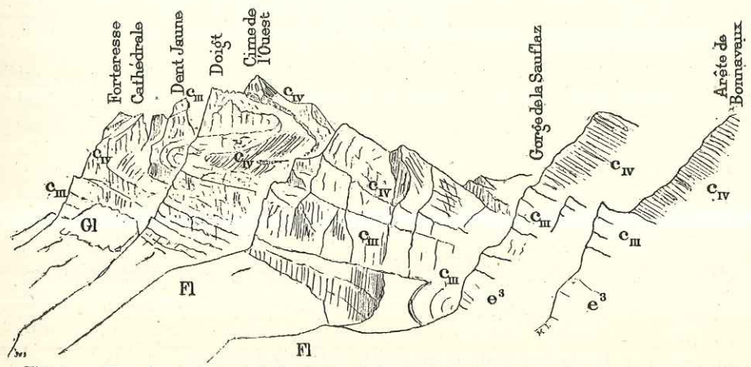


Fig. 1. — Façade nord-ouest de la chaine de la Dent du Midi, vue prise du col de Coux. Dessin de M. Maurice Lugeon.

C_{III}, Urgonien. — C_{IV}, Hauterivien. — e^3, Eocène supérieur. — Fl, Flysch. — Gl, Glacier.

Façade nord-ouest de la Dent du Midi. — La fig. 1 de la Pl. XIV du beau mémoire de MM. E. Favre et H. Schardt représente la *façade* de la Dent du Midi, depuis la Cime de l'Est jusqu'à la gorge d'Ancel, vue d'au-dessus de Morgins. Quand on est un peu familiarisé avec l'aspect qu'offrent à distance les différentes couches de la région, on peut facilement se rendre compte, depuis Champéry, sous un éclairage favorable, du grand renversement des assises crétacées sur la série éocène, également renversée, et il est non moins facile de constater la continuité parfaite des bandes tout le long de cette façade (fig. 1). En se dirigeant vers l'ouest et en s'élevant au-dessus des chalets de Barmaz, dans la direction du col de Coux, on suit les mêmes bandes à l'ouest de la gorge d'Ancel, vers le Bostan. La série renversée allant du Flysch à l'Hauterivien et comprenant le calcaire nummu-

litique, le Sidérolithique, le Sénonien, le Gault, l'Aptien et l'Urgonien constitue indubitablement le flanc renversé du plus inférieur des plis couchés de la Dent du Midi ; de celui dont l'axe anticlinal, en partie conservé, passe au-dessous de la Dent Jaune, qui constitue elle-même un témoin de l'Urgonien du flanc normal du même pli. Ce pli est encore nettement couché sous l'arête de Bonnavaux ; mais, en approchant du Bostan, et à 1 kilom. environ de la frontière française, le pli se redresse assez brusquement et devient presque droit. C'est l'anticlinal du Bostan ou de la Vouille, si bien décrit par Maillard, qui en se redressant s'individualise en se séparant de l'anticlinal des Dents Blanches, dont je vais avoir à m'occuper. La continuité de son flanc nord-ouest avec le flanc renversé de l'anticlinal inférieur de la Dent du Midi ne peut faire l'objet du moindre doute. J'ai pu m'assurer ainsi que ce dernier anticlinal et celui du Bostan ou de la Vouille ne sont qu'un seul et même pli, comme l'avait montré M. Schardt (*loc. cit.*, p. 583) et comme l'admettait également Maillard (*Bull.* n° 22, p. 11).

L'anticlinal de la Vouille peut être suivi vers le S.O. sur territoire français jusqu'aux environs du col de la Golèze, où il disparaît sous un manteau de Flysch, comme l'anticlinal de Champéry disparaissait sous le Flysch du col de Coux.

Le signal de Bostan est séparé du signal de Foilly par le vallon de Bostan, qui constitue un synclinal de Flysch, au milieu duquel surgit un petit anticlinal secondaire de Nummulitique. Maillard a montré, dans son mémoire posthume (p. 13), que ce synclinal du vallon de Bostan passe vers l'est sur le flanc des Dents Blanches, comme on peut le voir fort bien sur les fig. 8 et 9 de ce mémoire [1]. L'anticlinal du signal de Foilly est en grande partie érodé, ses restes constituent l'arête hauterivienne des Dents Blanches. Au N.E. de la gorge d'Ancel, on reconnaît également, au-dessus de l'anticlinal inférieur, qui correspond à l'anticlinal de la Vouille, un synclinal correspondant à celui du Bostan et un second anticlinal, qui n'est autre que celui de Foilly. Ces plis, au lieu d'être juxtaposés, comme sur la frontière franco-suisse, sont ici superposés ; mais leur raccordement, depuis le col de la Golèse jusqu'à la Cime de l'Est, sur toute la façade de la Dent du Midi, ne présente aucune difficulté.

Versant sud-est de la Dent du Midi. — Toute l'arête de la chaîne de la Dent du Midi, depuis les Dents Blanches jusqu'à la Cime de l'Est, est constituée par les calcaires hauteriviens, et il en est de même du versant sud-est de cette chaîne, jusqu'à une certaine distance de l'arête. Les coupes de M. Schardt permettent de reconnaître, dans ce versant, au moins un synclinal très net, faisant suite au synclinal des Dents Blanches : c'est celui du col des Paresseux (H. Schardt, *loc. cit.*, Pl. 18, fig. 3), auquel paraît correspondre celui qui est situé entre l'arête des Dents Blanches et le col du Sagerou (*ibid.*, Pl. 14, fig. 3). Sur tout ce versant, il n'apparaît pas trace de terrains jurassiques, ainsi que l'a montré M. Schardt,

[1] Je n'ai pas eu l'occasion d'étudier la faille transversale de la Béda ; cet accident, qui se trouve sur territoire suisse, n'a d'ailleurs qu'un intérêt local.

et il en est de même dans le massif de Gagnerie (*ibid.*, Pl. 14, fig. 2, 4, 5 et Pl. II, fig. 1 du présent mémoire). Au S. d'une ligne passant par le col de Susanfe, longeant le val de Susanfe dans toute sa longueur et aboutissant au col qui sépare le Mont Sagerou des Dents Blanches, l'Hauterivien fait place aux marnes noires valanginiennes, au milieu desquelles les calcaires du Jurassique inférieur apparaissent, d'abord sous forme de longues bandes anticlinales (Schardt, *loc. cit.*, Pl. 14, fig. 3 et Pl. II, fig. 2 du présent mémoire), pour prédominer ensuite dans le massif du Mont Ruan et des Tours Salières.

La plaine de Salanfe, située entre ce dernier massif et les rochers de Gagnerie, a été étudiée par M. Schardt, qui a montré l'existence, sur la partie septentrionale de son pourtour, d'une bande de Nummulitique, s'étendant du col du Jora jusqu'au col d'Emaney et supportant la série renversée des dépôts crétacés et jurassiques. La bande éocène s'arrête un peu au delà du col d'Emaney et paraît être réduite ici au Flysch, compris entre deux bandes d'Urgonien très aminci, qui se réunissent en une bande unique au S.O. du col. La bande supérieure fait partie de la série renversée, la bande inférieure appartient à la série normale et doit être en continuité souterraine avec l'Urgonien de l'anticlinal de Champéry. Les observations de M. Schardt (*loc. cit.*, p. 577) montrent que la série des couches secondaires qui supporte les dépôts éocènes du soubassement de la Dent du Midi et qui s'appuie sur les terrains cristallins du Salentin présente des lacunes considérables, correspondant probablement, d'une part, à des érosions antérieures au Flysch ; de l'autre, à une réduction de la puissance des dépôts au voisinage du massif ancien. Au col d'Emaney, cette réduction se complique de laminages considérables, portant tant sur la série renversée que sur la série normale écrasée.

La continuité de l'Eocène sur toute la façade nord-ouest, sur le versant oriental et sur le versant méridional de la Dent du Midi, jusqu'au col d'Emaney (Pl. II, fig. 1, 2), montre avec évidence que toute l'extrémité orientale de la chaîne doit être considérée comme un entassement de plis refoulés sur les dépôts éocènes, constituant dans leur ensemble un vaste pli couché, parfaitement symétrique de celui de la Dent de Morcles, sur la rive droite du Rhône. M. Schardt [1] explique d'une manière très ingénieuse les relations des plis crétacés de la Dent du Midi et des plis jurassiques des Tours Sallières. Je cite textuellement son interprétation :

« La paroi des Dents du Midi est formée par plusieurs plis de néocomien entassés les uns sur les autres, si bien que le jurassique paraît faire absolument défaut dans l'intérieur de ces lacets. Et pourtant un pli anticlinal de néocomien suppose toujours un noyau de jurassique, dont les contours sont plus ou moins parallèles avec les courbures du néocomien ; or, cela paraît manquer aux Dents du Midi.

« Bien que les Tours Salières, au sud du col de Susanfe, soient entièrement formées de terrains jurassiques, également en plis déjetés et couchés, formant dans leur ensemble une grande voûte culbutée, il n'y a pas possibilité d'établir

[1] *Bull. Soc. Vaud. Sc. nat.*, 3e sér., vol. XXVII, Proc. verb., p. VII, 17 déc. 1890.

un parallélisme direct entre les lacets du néocomien des Dents du Midi et ceux du jurassique des Tours Salières. Or il existe néanmoins une *analogie frappante de forme* entre deux des plis du néocomien et du jurassique de part et d'autre ; d'où M. Schardt conclut que le jurassique des Tours Salières est bien l'*ancien* noyau des plis du néocomien des Dents du Midi, mais que ce dernier s'est *détaché* du jurassique au moment du renversement de la voûte et s'est plissé librement en *accentuant* seulement les plis primitivement indiqués et que l'on retrouve encore dans le noyau jurassique ainsi dénudé. C'est un mécanisme semblable à celui qui s'opère lorsque la neige glisse sur un plan incliné.

« ... Le massif des Tours Salières et des Dents du Midi tout entier, qui est formé dans son ensemble par une grande voûte renversée par dessus une synclinale écrasée de terrain éocène, pourrait être envisagé comme produit par le glissement de la nappe sédimentaire sur un plan incliné, formé par la surface des terrains sédimentaires et du carbonifère-trias. »

Le renversement des terrains secondaires sur le synclinal éocène couché a lieu sur une grande surface et sur une largeur de près de 4 kilom., ainsi qu'on peut en juger par l'affleurement de Nummulitique dans la plaine de Salanfe, affleurement résultant de l'intersection de la surface du terrain avec le synclinal couché. L'affleurement s'arrêtant au col d'Emaney, à partir de ce point la charnière du synclinal doit se trouver reportée vers le N.O., de telle sorte que les couches éocènes ne sont plus entamées. En même temps que l'Eocène disparaît, les plis du Jurassique du massif du Mont Ruan se redressent assez rapidement, à mesure que l'on se dirige vers le S.O.

La coupe, Pl. II, fig. 4, du présent travail, passant par la pointe du Sagerou et par le Pic de Tanneverge permet de se rendre compte de l'allure nouvelle des plis. On voit nettement que la charnière synclinale du pli éocène de la façade nord-ouest ne passe plus sous les plis du Néocomien. A partir de la frontière française, les plis cessent d'être *superposés* et sont désormais *juxtaposés*, comme l'ont admis MM. Hans Schardt et Maillard[1]. Entre la coupe des Tours Saillières et du col d'Emaney (Pl. II, fig. 2) et la coupe du Sagerou et de Tanneverge (Pl. II, fig. 4) la charnière synclinale du pli couché éocène doit donc subir une inflexion très brusque ; elle paraît sauter du col d'Emaney à l'alpe de Bonnavaux (Pl. II, fig. 3). Or ce changement rapide de direction correspond précisément au point où, sur la façade nord-ouest, la bande de Flysch et l'anticlinal de Champéry sont affectés par le grand décrochement horizontal de la Saufflaz, que j'ai décrit plus haut. Cette coïncidence n'est sans doute pas accidentelle et il semble bien que le synclinal éocène soit affecté lui-même par le décrochement. On comprend ainsi pourquoi il cesse brusquement de s'étaler en pli couché sur une largeur de plusieurs kilomètres, pour faire place à un pli relativement droit, qui reste cantonné au flanc nord de l'arête de Bonnavaux. En même temps que le synclinal se redresse, les anticlinaux et les synclinaux néocomiens et jurassiques, qui lui étaient superposés, se redressent également et se disposent les uns à côté des autres.

[1] Schardt, *loc. cit.*, p. 597 ; Maillard, *Bull.* n° 22, p. 13.

Fer à cheval de Sixt. — Abordons maintenant ces mêmes plis par le versant français.

Une profonde échancrure permet d'en suivre les contournements, c'est le Fer à cheval de Sixt, cirque gigantesque à murailles verticales, taillé comme à l'emporte-pièce, par suite d'effondrements suivant des lignes concentriques, au milieu du massif dominé par les Avoudruz, la Pointe de Tanneverge, le Cheval Blanc. Le lit du Giffre se trouve en moyenne à 1.000 mètres, alors que les cimes environnantes atteignent de 2.500 à 3.000 mètres.

Le mémoire posthume de Maillard contient un croquis (*loc. cit.*, p. 27, fig. 22) qui permet de se rendre bien compte de l'allure des plissements du Fond de la Combe, quoiqu'il corresponde à une coupe oblique à la direction des couches. C'est la contre-partie de la vue du versant opposé du col du Sagerou, donnée par M. Schardt (*loc. cit*, Pl. XIV, fig. 3). Les marnes noires valanginiennes suivent tous les plissements que décrivent les calcaires du Jurassique supérieur ; le croquis fig. 11 de Maillard, orienté perpendiculairement à la fig. 22, représente un synclinal de Valanginien qui, à la Vogealle, s'enfonce dans les replis du Malm.

Le cours supérieur du Giffre, en amont de Sixt, est parallèle à la direction générale des couches ; l'érosion a profondément entamé le Jurassique et n'a plus laissé subsister, au sud du Mont Ruan, que des lambeaux de Néocomien, correspondant à des restes de synclinaux et formant des bandes allongées, orientées S.O.-N.E., qui constituent des replats, séparant chacun deux falaises de Malm, comme, par exemple, une bande sur laquelle s'appuie le bord nord-ouest du glacier de Prazon et la bande du Grenairon, dont je parlerai plus bas.

Le Trias affleure au fond du Fer à cheval, dans le lit de deux torrents tributaires du Giffre (A. Favre, Maillard). Au-dessus viennent les calcaires et les schistes noirs du Lias, qui constituent les premiers escarpements. Les calcaires du Dogger forment la première falaise, dans laquelle est taillé le sentier menant aux chalets de Borée, et prennent part aux plissements que les parois abruptes du socle de Tanneverge coupent à peu près normalement à la direction des charnières. Une bande de Dogger correspondant à un anticlinal apparaît au S.E. du Fer à Cheval, sur le versant du Cheval Blanc, au milieu des schistes oxfordiens. Partout l'érosion n'a laissé subsister que des témoins des grands replis du Jurassique qu'il est souvent difficile de raccorder entre eux. Les schistes oxfordiens sont affectés de plissements multiples, qu'il est d'autant plus malaisé de suivre que les surfaces occupées par l'Oxfordien sont plus ou moins gazonnées. Les calcaires du Jurassique supérieur, par contre, décrivent de vastes plis parfaitement visibles au fond de la Combe, mais en grande partie détruits par l'érosion plus au sud. De chaque côté du ravin qui descend du col de Tanneverge vers le Fer à cheval se trouve une bande de Malm [1] apparaissant au milieu de l'Oxfordien et constituant un témoin d'un synclinal très développé vers le nord, au-dessous du glacier de Prazon, mais dont il n'existe plus aucune trace au sud du Fer à Cheval.

[1] La bande située sur le versant méridional du ravin est marquée par erreur en Dogger sur la feuille d'Annecy. Au lieu de $J_{I\text{-}IV}$ il faut lire $J^{7\text{-}3}$.

Maillard hésitait sur la nature des terrains qui forment le sommet de l'imposante Pointe de Tanneverge. Il n'en avait pas fait l'ascension et M. Schardt et moi avons également dû reculer devant les difficultés qu'elle présente. Un examen attentif à la longue-vue nous a donné néanmoins la certitude que les couches noires qui recouvrent le grand abrupt de Jurassique supérieur sont des marnes valanginiennes, supportant elles-mêmes une calotte de calcaires hauteriviens (Pl. II, fig. 4). Le relèvement que subissent les couches vers l'est (fig. 2) indique nettement l'amorce d'un pli synclinal couché, dont le flanc renversé aurait disparu ; il est tout à fait en contradiction avec l'hypothèse d'une calotte d'Oxfordien, qui supposerait un anticlinal couché, déversé de l'ouest vers l'est.

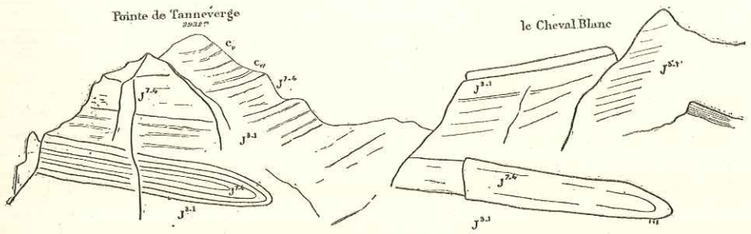


Fig. 2. — Pointe et col de Tanneverge, vus des chalets de Granges-Communes. $J^{3\text{-}1}$, Marnes callovo-oxfordiennes. — $J^{7\text{-}4}$, Calcaires du Jurassique supérieur. — C_{VI}, Marnes valanginiennes. — C_V, Hauterivien.

Au sud du Fer à Cheval s'élève le Grenairon, énorme crête rocheuse partant du Cheval Blanc pour se diriger vers le S.E., séparant la haute vallée du Giffre du cirque des Fonds. La crête elle-même est composée de Jurassique supérieur redressé; plus bas se trouve, sur le versant nord-ouest, une seconde bande de Jurassique supérieur peu incliné, formant également abrupt et séparé de la crête par une surface déclive de marnes valanginiennes, qui occupent le fond d'un synclinal en grande partie détruit par l'érosion (Pl. III, fig. 1 et cliché fig. 3), et qui paraît être la continuation de celui de la Pointe de Tanneverge. L'axe de ce synclinal n'est pas horizontal, il plonge sous un angle assez prononcé vers le S.O., en même temps que la crête du Grenairon s'affaisse graduellement dans la même direction. En dessous de l'abrupt inférieur de Jurassique supérieur apparaît une bande de marnes oxfordiennes sur laquelle se trouvent les chalets de Communes et qui correspond à une charnière anticlinale, puis reparaissent les couches du Jurassique supérieur qui présentent un pendage général vers la vallée du Giffre, leur surface coïncidant à peu près avec la surface du terrain. En quelques points, elles portent des lambeaux peu étendus de marnes valanginiennes. Plus bas, en descendant vers le nord, on arrive sur les calcaires du Dogger, qui plongent également vers l'ouest.

A partir du versant nord du cirque des Fonds et sur tout le grand plateau déclive du Buet, on ne trouve plus trace de Jurassique supérieur ; les couches

oxfordiennes plongent régulièrement vers le N.O. et ce n'est que leur soubassement de Dogger et de Lias qui présente des plissements, visibles dans le cirque des Fonds et que Maillard a décrits (*Bull.* n° 22, p. 29).

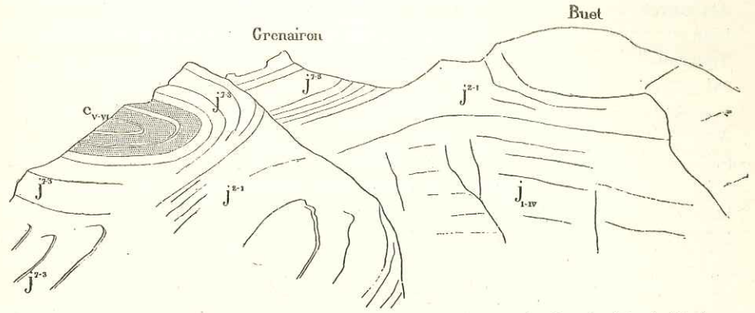


Fig. 3. — Grenairon et Buet, vus des chalets de Grasse-Chèvre, sur le chemin du col d'Anterne. $J_{I\text{-}IV}$, Dogger. — $J^{2\text{-}1}$, Marnes callovo-oxfordiennes. — $J^{7\text{-}3}$, Calcaires du Jurassique supérieur. $C_{V\text{-}VI}$, Marnes valanginiennes et Berriasien.

Massif crétacé au nord du Giffre. — Le massif limité par le cours du Giffre en amont de Samoëns, par le Clévieux, les cols de la Golèse et de Coux, la frontière suisse et le col du Sagerou et composé en grande partie de couches de Crétacé a été fort bien décrit par Maillard (*Bull.* n° 6, p. 30 à 33 et *Bull.* n° 22, p. 11-19) ; je n'en ai étudié que le versant nord-ouest, et me suis borné à juxtaposer dans la coupe Pl. III, fig. 1 du présent travail, pour les parties centrales, les fig. 7, 10, 13 et 18 du mémoire posthume de Maillard, en les réduisant à la même échelle.

Cette coupe montre les plissements suivants entre le col de Coux et le Fer à Cheval :

a. Anticlinal du signal de Bostan (Urgonien, Gault, Nummulitique) ;

α. Synclinal du vallon de Bostan avec petit anticlinal secondaire (Nummulitique et Flysch) ;

b. Anticlinal du signal de Foilly et anticlinal du vallon de Noddaz et de la Tête du Taureau (Néocomien), très resserrés et séparés par un petit synclinal ;

β. Synclinal des chalets de Barmes (Urgonien, Gault, Sénonien) ;

c. Anticlinal de la Couarra, légèrement déjeté vers le N.O. (Hauterivien, Urgonien) ;

γ. Synclinal des Avoudruz (Aptien, Gault, Sénonien, Nummulitique) ;

d. Amorce d'un anticlinal au Sambey (Valanginien, Jurassique supérieur).

L'anticlinal du Bostan et l'anticlinal multiple de Foilly et de la Tête du Taureau se continuent vers l'est, le premier dans l'arête de Bonnavaux, le second, par le col de Sagerou, dans le vallon de Susanfe, sur le flanc méridional duquel il se traduit par une barre de Jurassique supérieur séparant deux bandes de Valanginien : mais, à partir du synclinal des chalets de Barme, il n'est plus possible

d'homologuer les ondulations très surbaissées du Crétacé avec les plis très serrés et renversés du Jurassique du Fond de la Combe.

Les différentes couches se sont évidemment plissées indépendamment les unes des autres ; l'Urgonien, très peu flexible, n'a pas suivi les ondulations des couches bien stratifiées du Jurassique et du Néocomien ; dans le synclinal de la Tête au Taureau, les efforts orogéniques se sont même traduits par des cassures verticales (Maillard, *Bull.* n° 22, fig. 10).

Je ne parlerai pas de la faille oblique qui sépare la tête du Criou de celle des Avoudruz et qui doit être considérée comme un chevauchement transversal ; elle a été étudiée et figurée par Maillard (*Bull.* n° 6, Pl. VI, fig. 4).

La vallée du Clévieux, au N.E. de Samoëns, permet d'étudier commodément le bord nord-ouest du massif crétacé qui nous occupe. Aux environs du col de la Golèze on voit d'abord l'anticlinal du Bostan (*a*) disparaître sous un manteau de Flysch, la bande du Flysch du col de Coux venant rejoindre celle du synclinal du vallon de Bostan (α). Les deux anticlinaux (*b*) très resserrés et déversés vers le N.O., qui constituent le signal de Foilly et la Tête du Taureau, se réunissent vers le S.O. en un anticlinal unique, qui n'est plus déjeté et forme la belle voûte urgonienne du pic de Tuet. Vers le Clévieux, sur le versant sud-ouest du Tuet, les couches crétacées plongent vers le S.O. et l'anticlinal disparaît ainsi sous le Flysch, formant à son extrémité un véritable dôme. Le synclinal β, qui passe entre la Tête du Taureau et la Couarra jusqu'au Pied du Crêt, dans la vallée du Clévieux, sous forme d'une étroite bande de Sénonien, bordée de deux bandes de Gault, interrompue seulement aux chalets de Barmes et descendant en pente douce d'une altitude de plus de 2.000 mètres à moins de 1.000 mètres, pour venir se fondre avec l'affleurement de Sénonien qui forme le flanquement sud-ouest du Tuet.

L'anticlinal de Couarra (*c*), légèrement déjeté vers le N.O., est coupé obliquement par l'accident transversal (pli-faille) des Avoudruz et il en est de même des bandes anticlinales d'Hauterivien qui accidentent le grand lapiaz urgonien situé au nord des châlets de Foilly.

Le pli-faille des Avoudruz ne s'étend pas vers l'ouest au-delà d'une ligne allant du pic de Tuet au sommet de Criou. L'escarpement nord-ouest des rochers de Criou me paraît devoir recevoir une interprétation différente de celle qu'en a donné Maillard (*Bull.* n° 22, fig. 12, p. 17). La falaise inférieure n'est pas, comme l'indique Maillard, du Jurassique supérieur, mais bien de l'Urgonien ; elle constitue le flanc inverse d'un pli déversé vers le N.O. pl. III, fig. 2), dont le noyau est représenté par une bande d'Hauterivien et dont le flanc normal est formé par une seconde falaise d'Urgonien, celle qui porte le Gault et le Sénonien du sommet de Criou. La surface de l'escarpement est parallèle à la charnière du pli; sur la rive droite du Clévieux, il n'en est plus de même et le pli est coupé par une surface oblique à la charnière ; cette dernière est elle-même entamée, de sorte que le pli se présente en entier[1]. Maillard n'en a pas vu le flanc renversé (*Bull.* n° 22, fig. 14),

[1] Une belle source vauclusienne jaillit à une certaine hauteur au-dessous du niveau du Clévieux, à la limite de l'Hauterivien et de l'Urgonien du flanc normal.

Sur la feuille d'Annecy le noyau du pli couché a été marqué par erreur en Gault (C^{a-1}), tandis qu'il est en Hauterivien (C_{IV}).

cette partie de sa figure est donc inexacte. De même la faille du Clévieux, qui séparerait la colline de Chantemerle des rochers de Criou, n'existe pas, et les deux flancs de la vallée se correspondent parfaitement.

Faille du vallon des Fonds. — Les couches urgoniennes du Criou et de la Pointe Rousse et les couches albiennes, sénoniennes et éocènes qui les surmontent plongent rapidement vers le S.O. et atteignent la vallée du Giffre entre Samoëns et Sixt. Le Jurassique supérieur de la Pointe du Sambet présente le même plongement et finit par passer sous le village de Sixt. Cette inclinaison du Jurassique supérieur se retrouve également sur la rive droite du torrent des Fonds, ce qui explique pourquoi tout le versant ouest du Grenairon est constitué par des calcaires du Malm supportant quelques témoins de marnes valanginiennes.

Lorsque l'on se trouve en face des Faucilles du Chantet, on est frappé du contraste qu'offrent en aval de ce point, les deux versants de la vallée des Fonds : sur la rive droite, le Jurassique supérieur non plissé, plongeant fortement vers le S.O. ; sur la rive gauche, les mêmes couches présentant le célèbre contournement en C, c'est-à-dire formant un vaste anticlinal couché, dont la charnière est tournée vers le N.O. et dont l'axe est dirigé S.O.-N.E., perpendiculairement à la vallée des Fonds.

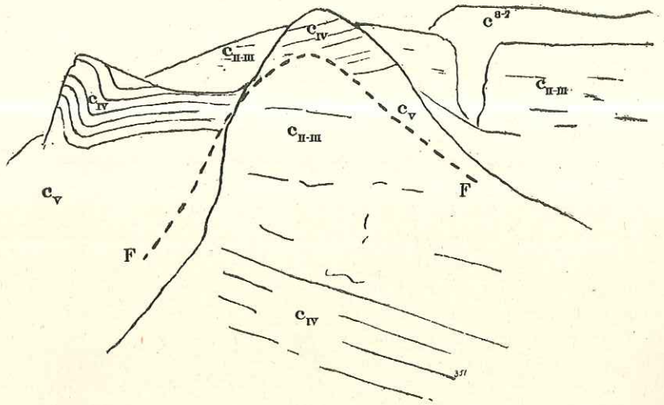


Fig. 4. — Pointe des Places et faille de la rive gauche du torrent des Fonds.
C^{a-7}, Sénonien. — C_{II-III}, Urgonien. — C_{IV}, Hauterivien. — C_V, Valanginien. — F, Faille.

En avant des Faucilles, à la cascade d'Anterne, on aperçoit, comme plaquées contre les calcaires du Malm, des couches marneuses bien stratifiées, appartenant sans doute à l'Oxfordien et plongeant dans le même sens que les couches de la rive droite. Il est manifeste que ces bancs inclinés vers le S.O. butent par faille contre les couches plissées des Faucilles du Chantet ; la faille est à peu près perpendiculaire au plongement des couches de la rive droite et à l'axe du

plissement des couches de la rive gauche du torrent des Fonds, elle disparaît entièrement vers le S.E., dans la direction des chalets de Grasse Chèvre. Elle peut être suivie, par contre, vers le N.O., sur la rive gauche du torrent. Entre la cascade du Rouget et celle du Déchargeur, un lambeau d'Urgonien est plaqué contre l'Hauterivien de la Pointe des Places (fig. 4) ; l'Hauterivien qui supporte ce lambeau est plaqué contre les marnes valanginiennes. Ici la faille se dédouble, car l'Hauterivien du lambeau affaissé de la rive gauche du torrent bute contre le Jurassique supérieur de la rive droite.

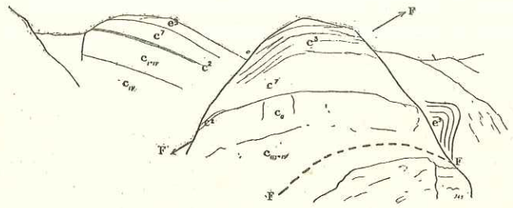


Fig. 5. — Rive gauche du Giffre, en aval de Sixt.
C_V, Hauterivien. — C_U^m, Urgonien. — C^2, Albien. — C^7, Sénonien. — c^3, Eocène supérieur. FF, Failles.

Au N.N.O. de ce point (fig. 5), près des Faix, un lambeau d'Urgonien est affaissé par rapport à la masse principale de Néocomien de la rive gauche du Giffre et se trouve au niveau de l'Urgonien de la rive droite, dont il n'est séparé que par une étroite gorge creusée par l'érosion (Maillard, *Bull.* n° 22, fig. 15).

La faille est donc parallèle au cours inférieur du torrent des Fonds, elle coupe l'angle formé par ce dernier et le Giffre et longe ensuite jusqu'à Samoëns le cours du Giffre, dont elle a évidemment déterminé la direction S.E.-N.O. Elle sépare les couches de la rive droite, fortement inclinées vers le S.O., des couches plutôt inclinées vers le N.O., de la rive gauche.

Depuis Samoëns jusqu'au cirque des Fonds, les couches jurassiques et crétacées et les charnières des plis qui les ont affectées sont uniformément inclinées vers le S.O. Elles possèdent cette inclinaison jusqu'à une ligne de fracture, que l'on peut désigner sous le nom de *faille du vallon des Fonds*, et au delà de laquelle les couches du massif de Platé sont inclinées vers le N.O. ou plissées suivant des plis à charnières horizontales. Grâce à la présence de cette faille, il devient très difficile de suivre dans le massif de Platé les dislocations du massif du Haut Giffre.

CHAPITRE II

MASSIF DE PLATÉ ET DES GRANDS VENTS

Si l'on jette un coup d'œil sur une carte géologique, même à grande échelle, de la Savoie, on est frappé de l'avancée remarquable de la limite orientale des affleurements crétacés entre Sixt et la vallée de l'Arve. Tandis que, sur la rive droite de l'Isère et entre cette rivière et l'Arve, cette limite, due à l'érosion et sans relation aucune avec l'ancien rivage, suit la direction générale des chaînes alpines et se retrouve avec la même direction entre Sixt et Saint-Maurice en Valais, elle avance brusquement vers le S.E., entre les vallées de l'Arve et du Giffre, de manière à circonscrire un quadrilatère, dont Magland, l'aiguille de Varens, le col d'Anterne et Sixt occupent les quatre sommets.

C'est le massif de Platé et des Grands-Vents, entouré de couches jurassiques sur les côtés ouest, sud-est et est, où les couches crétacées forment des falaises abruptes, tandis que, sur le côté nord-ouest, un manteau presque continu de Flysch et de grès de Taveyannaz s'élève insensiblement depuis la vallée du Giffre (pont de Morillon, 663 m.) jusqu'aux plus hauts sommets du plateau (Pointe de Platé, 2.553 m.).

Je viens de décrire la faille qui marque, entre la vallée du Giffre et la cascade d'Anterne, la limite orientale des affleurements crétacés du massif de Platé ; Maillard a étudié en détail le vallon de Salles et les Fiz (*Bull.* n° 22, p. 19-22), de même que le désert de Platé et tout le massif de la Croix de Fer (*Bull.* n° 6, p. 28-29) ; il ne me reste donc plus à m'occuper que du versant nord du massif et des escarpements de la rive droite de l'Arve.

Soubassement du massif de Platé. — Au col d'Anterne les calcaires du Jurassique supérieur se trouvent environ à la cote 2.300 ; à partir de ce point ils s'abaissent graduellement, formant une falaise continue, contournant tout le bord méridional du massif de Platé, jusqu'au-dessus de la cascade d'Arpenaz, et supportant partout toute la série crétacée. Au nord de Passy, ils descendent à peu près à l'altitude de 1.200 mètres et plongent visiblement vers le S.E. Entre les chalets de Varan et le nant d'Arpenaz ils se relèvent peu à peu jusqu'au-dessus de 1.600 mètres, formant toujours un abrupt d'au moins 200 mètres de haut, qui ne peut être franchi qu'en deux ou trois points.

Les calcaires du Dogger sont très réduits au col d'Anterne, leur affleurement vers le S.O. est presque constamment masqué par le grand éboulement de Servoz.

Ils reparaissent au nord de Passy, avec un développement analogue à celui qu'ils présentent sur la rive droite de l'Arve, et forment un abrupt peu escarpé, séparé de l'abrupt kimeridgien par un affleurement de marnes oxfordiennes puissantes, correspondant à une pente douce, jonchée d'éboulis tombés de la falaise supérieure.

Au N.O. de Passy, la coupe du socle du massif de Platé ne présente plus cette succession normale. Le torrent de Reninge, au-dessus de Saint-Martin, traverse *trois* abrupts de Dogger superposés, séparés l'un de l'autre et de l'abrupt de Malm par des marnes oxfordiennes. Au-dessus du hameau de Luzier on observe deux grandes falaises successives de Malm et, enfin, à la cascade d'Arpenaz le Malm forme les contournements célèbres, figurés et décrits par de Saussure dès 1779 [1].

L'interprétation des dislocations que présente la rive droite de l'Arve, en face de Sallanches (Pl. III, fig. 4, 5); est des plus difficiles et ce n'est qu'après une série de courses que je suis arrivé à une solution qui me paraît satisfaisante [2].

Les difficultés d'abord des falaises, l'insuffisance des affleurements, l'absence des fossiles compliquent singulièrement les recherches ; aussi ne faut-il pas s'étonner que Maillard ne se soit pas rendu compte tout de suite de la nature des accidents tectoniques et qu'il ait donné de la cascade d'Arpenaz une coupe que mes observations n'ont pas confirmée.

Des profils relevés le long des torrents de Reninge, de Luzier, d'Arpenaz démontrent, d'une manière certaine, l'existence d'accidents tectoniques parallèles au cours de l'Arve, qui ont affecté le soubassement du massif de Platé perpendiculairement à la direction générale des plis.

Dans le torrent de Reninge, au-dessus de Saint-Martin, l'on observe la succession suivante :

1° Schistes du Lias ;

2° Calcaires du Dogger, formant une falaise de 300 mètres de hauteur, que j'ai pu gravir sur la rive droite ;

3° Schistes oxfordiens, formant une pente douce ;

4° Deuxième falaise de Dogger ;

5° Synclinal de schistes oxfordiens (fig. 6) ;

6° Troisième falaise de Dogger, correspondant probablement à un anticlinal ;

7° Schistes oxfordiens, sur lesquels est construit le barrage de l'Administration des Forêts ;

8° Grande paroi de Malm.

Vers le N.O. le synclinal oxfordien disparaît et les deux parois de Dogger se réunissent en une seule, qui ne dépasse guère vers le nord le nant de Luzier. Vers le S.O., le synclinal oxfordien disparaît également et la paroi de Dogger

[1] H.-B. de Saussure, *Voyages dans les Alpes*, t. I, Pl. IV, p. 396.

[2] V. Note succincte et préliminaire de M. Haug, sur la prolongation de l'accident du Prarion, le long de la rive droite de l'Arve, *in* Michel Lévy, *Bull.* n° 27, p. 36, 37.

E. Haug. Sur la formation de la vallée de l'Arve. *C. R. Acad. Sciences*, 21 nov. 1892. T. CXV, p. 899-901.

s'arrête au-dessus du Grand-Essert. La puissance énorme qu'atteignent les schistes callovo-oxfordiens à Bay, entre la paroi de Dogger et la paroi de Malm. indique des plissements, amenant des répétitions de couches et correspondant sans doute aux dislocations que nous avons vues dans la coupe de Reninge.

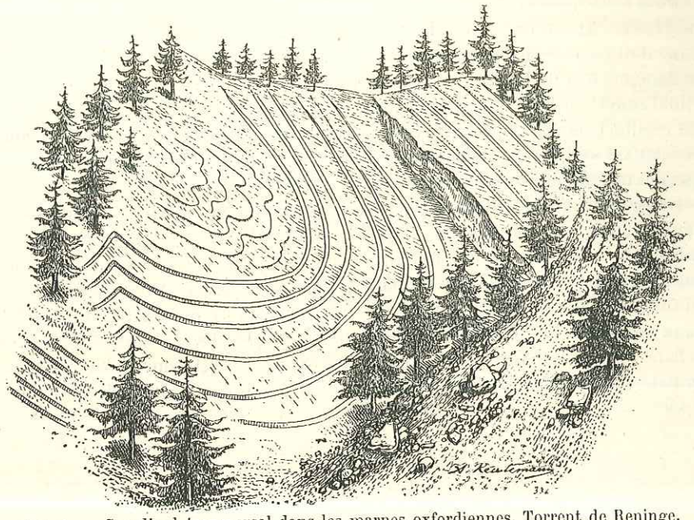


Fig. 6. — Synclinal transversal dans les marnes oxfordiennes. Torrent de Reninge.

Entre Passy et le nant de Luzier, il existe donc une falaise unique de Malm, tandis que le Dogger forme deux et même trois abrupts. Au nord du Nant de Luzier, le Dogger n'affleure plus et le Malm constitue, sur 1 kilomètre de longueur, deux falaises nettement distinctes (v. Pl. I), séparées par une bande de schistes oxfordiens et en apparence superposées. Au nant de Luzier, la falaise inférieure ou antérieure est brusquement coupée et bute contre l'Oxfordien.

A la cascade d'Arpenaz, on observe d'une manière très nette les faits suivants : une courbure inférieure des calcaires du Jurassique supérieur constitue un synclinal couché, à concavité dirigée vers le nord et contenant un noyau de calcaires marneux de Berrias ; une courbure supérieure constitue un anticlinal couché, à concavité dirigée vers le sud ; le flanc normal de cet anticlinal est en continuité avec la falaise inférieure de Malm que l'on suit jusqu'au nant de Luzier. Au-dessus vient un replat occupé par une épaisse forêt de sapins, dans laquelle toute observation géologique est impossible ; puis, si l'on pouvait remonter le torrent, l'on atteindrait une troisième falaise de Malm : c'est la falaise supérieure, que nous avons trouvée continue jusqu'au col d'Anterne. Vers le nord, les couches de cette falaise s'incurvent et décrivent un vaste anticlinal couché, absolument semblable à l'anticlinal inférieur. Les chalets des Arcels sont situés sur le replat

qui sépare les deux anticlinaux et, en descendant vers le nant de Ripaz, on se trouve sur les couches verticales du Tithonique et de Berrias de l'anticlinal inférieur, en même temps que l'on voit très nettement sur sa gauche l'anticlinal supérieur.

Tous ceux qui m'ont précédé dans la région et, en dernier lieu, Maillard (*Bull.* nº 22, fig. 33), avaient cru voir les deux anticlinaux en superposition. Maillard admettait un rebroussemement synclinal à l'endroit où nous avons vu s'arrêter le flanc normal de l'anticlinal inférieur et reliait ce flanc à la charnière de l'anticlinal supérieur par une barre de Malm dont je n'ai pu constater la moindre trace. En réalité, la falaise supérieure de Malm et la falaise inférieure, toutes deux flancs normaux d'anticlinaux, sont sans continuité aucune ; entre les deux n'affleurent que des marnes et des schistes noirs.

La seule manière d'interpréter ces faits consiste à considérer les deux anticlinaux couchés, non pas comme *superposés* et réunis par un synclinal, mais comme *juxtaposés* et séparés par une faille perpendiculaire à leurs charnières. L'anticlinal inférieur s'est abaissé par rapport à l'anticlinal supérieur, ou, ce qui revient au même, ce dernier a été surélevé par rapport à l'inférieur et les deux anticlinaux n'en formaient primitivement qu'un seul. Sur la lèvre orientale de la faille, le flanc renversé du pli, inaccessible à l'observation, s'est trouvé porté au niveau du flanc normal de la lèvre orientale, d'où l'apparence de trois parois superposées.

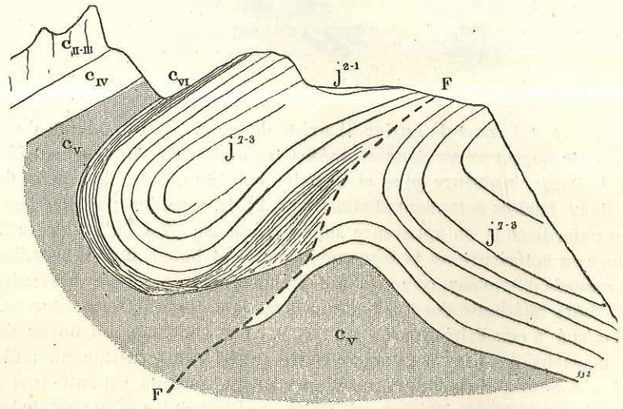


Fig. 7. — Faille transversale au pli d'Arpenaz, vue des Granges de Luth.
J^{2-1}, Marnes oxfordiennes. — J^{7-3}, Calcaires du Jurassique supérieur. — C_{VI}, Berriasien. — C_V, Valanginien. — C_{IV}, Hauterivien. — C_{II-III}, Urgonien. — F, Faille.

On peut s'assurer de la réalité de cette interprétation en montant au-dessus du hameau de Luth, sur la rive droite du nant de Ripaz. On se trouve alors en face des charnières des deux anticlinaux et l'on peut constater alors de la manière la plus nette la solution de continuité due manifestement à une faille. Le plan de la fig. 7, représentant cet accident remarquable, est légèrement oblique

au plan qui passerait par les deux charnières, de sorte qu'une partie des couches est vue par la surface.

La faille qui a affecté l'anticlinal d'Arpenaz est évidemment la même qui coupe la falaise inférieure et fait buter au nant de Luzier les calcaires du Kimeridgien et du Tithonique contre les schistes callovo oxfordiens. Perpendiculaire à l'axe du pli d'Arpenaz, elle se trouve dans l'axe même des plissements dont nous avons constaté l'existence dans la coupe du ravin de Reninge. Il paraît légitime de la considérer comme une faille oblique, passant vers le sud à un véritable pli-faille, dont la présence explique l'amincissement de la falaise moyenne de Dogger entre le nant de Luzier et le Grand-Essert. Elle semble se continuer vers le S.E., au-delà de Bay, et déterminer près de Passy un affaissement de l'Oxfordien de Charousse par rapport au Dogger de la lèvre orientale, affaissement compensé d'ailleurs par une seconde faille parallèle à la première et passant dans le creux par lequel s'élève la route de voitures qui mène à Bay. Grâce à cette seconde faille, la falaise inférieure de Dogger du soubassement du massif de Platé n'est interrompue que sur un court espace, les schistes oxfordiens de Charousse venant remplacer momentanément les calcaires du Dogger. Cette falaise inférieure se termine à Luzier par un pli qui reproduit exactement le pli inférieur du Malm d'Arpenaz (Pl. I).

Poursuivons maintenant vers le nord la continuation probable de la faille d'Arpenaz.

Les calcaires tithoniques du flanc normal de l'anticlinal inférieur d'Arpenaz passent sous le cône de déjection du torrent de Ripaz ; à Oex ils forment une voûte surbaissée et supportent les calcaires marneux de Berrias, sur lesquels est bâti le hameau de Luth. Au-dessous viennent les marnes valanginiennes, qui affleurent avec une épaisseur inusitée, et dans lesquelles est creusé presque en entier le bassin de réception du torrent de Ripaz.

Le col qui mène de Luth à la Colonnaz correspond à un accident remarquable, décrit déjà par A. Favre [1] et plus récemment par Maillard [2]. Une faille met en contact l'Urgonien et les marnes valanginiennes, le Nummulitique et l'Hauterivien. Une source abondante jaillit de la faille sous la chapelle du hameau de la Colonnaz. Comme au-dessous de la cascade d'Arpenaz, c'est la lèvre orientale qui est surélevée par rapport à la lèvre occidentale ; la faille est nettement inverse, car sa trace forme un angle rentrant, dans le ravin de la Colonnaz. Elle s'arrête au ravin de Pernant, à la rencontre d'un plissement longitudinal, comme je l'exposerai plus loin.

Depuis Pernant, au nord, jusqu'à Passy, au sud, nous avons pu suivre, d'une manière presque continue, une dislocation, pli-faille ou faille, inclinée vers l'est, dont la lèvre orientale est surélevée par rapport à la lèvre occidentale. C'est un accident transversal, presque perpendiculaire à l'axe des plissements

[1] *Recherches*, II, p. 233, pl. XIII, fig. 3.
[2] *Bull.* nº 6, p. 28.

S O.-N.E. qui dominent la tectonique de la région, mais parallèle aux plis du ravin de Reninge, dont l'axe est environ N.O.-S.E. ; de plus, il est presque rigoureusement parallèle à la vallée de l'Arve, de sorte qu'il explique le changement brusque de direction que présente ce cours d'eau à partir du Fayet. Enfin, il est également à peu près parallèle à la faille de Samoëns, que j'ai étudiée plus haut, et le long de laquelle c'était, au contraire, la lèvre occidentale qui était surélevée.

Le massif de Platé et des Grands Vents se trouve donc compris entre deux failles sensiblement parallèles, le long desquelles il s'est surélevé par rapport aux régions qui sont dans son prolongement au N.E. et au S.O. Dans tout ce massif les couches s'inclinent, d'une manière générale, vers le N.O, mais elles présentent quelques ondulations de peu d'amplitude, affectant les couches crétacées et nummulitiques. La principale de ces ondulations est l'anticlinal de Platé, dont l'axe dirigé S.O.-N.E. passe environ par l'aiguille de Varens, le Désert de Platé et la Pointe de Salles. Des deux côtés de cette ligne les couches présentent un plongement assez accusé vers le N. O. et vers le S.O., plongement qui se traduit d'ailleurs également dans la falaise de Jurassique supérieur du soubassement.

L'anticlinal couché de la cascade d'Arpenaz paraît correspondre exactement à celui des Faucilles du Chantet, leur charnière commune est plus ou moins parallèle à l'axe de l'anticlinal de Platé. On est frappé de voir qu'un plissement d'une pareille importance n'affecte que les couches jurassiques et que les couches crétacées susjacentes ne présentent que de faibles ondulations. Les marnes valanginiennes ont évidemment isolé les deux masses de calcaire, qui ont pu, par suite, se disloquer indépendamment les unes et des autres. Les calcaires du Jurassique supérieur, en raison de la grande profondeur à laquelle ils se trouvaient, profondeur qui les rendait plus plastiques (« Hochgebirgsdruck » Heim), mais surtout en raison de leurs couches bien stratifiées et alternant avec des lits marneux, ont été plissés d'une manière intense ; les couches de calcaires construits compactes de l'Urgonien, par contre, se sont comportées comme une masse rigide et se sont rompues en certains points. Ainsi s'explique la cassure signalée par Maillard (*Bull.* n° 22, p. 22, fig. 17) dans le ravin de Salles et le léger chevauchement qui l'accompagne.

Versant nord du massif de Platé. — Le versant septentrional du massif de Platé, au nord de la Croix de Fer et de la Tête Pelouse, se compose exclusivement de dépôts éogènes : marnes et calcaires nummulitiques, Flysch, grès de Taveyannaz. Ces couches sont en général peu disloquées et plongent assez régulièrement vers le nord. Les contours du grès de Taveyannaz ont été marqués sur la feuille d'Annecy d'après les observations inédites de M. John Briquet, qui a exploré avec grand soin tout le massif de Platé, en collaboration avec M. Emile Chaix de Genève. Le versant méridional de la vallée du Giffre, entre Châtillon et Samoëns, a été étudié en grand détail par M. Lugeon, qui y a signalé des paquets

de Trias et de brèche jurassique formant des lambeaux de recouvrement sur le Flysch et le grès de Taveyannaz.

En ce qui me concerne, je me suis contenté d'explorer les environs de Pernant, dans le but de suivre la continuation vers le N.O. de la faille d'Arpenaz et de la Colonnaz. J'ai pu constater que, contrairement à ce que j'avais pensé d'abord, cette faille ne se continue pas au-delà de la mine de Charbon de Pernant, qu'en ce point elle s'infléchit vers le N.E. et qu'elle se raccorde avec un anticlinal (fig. 8) dont la charnière est dirigée S.O.-N.E. et qui se traduit par une bande étroite de Nummulitique, séparant deux bandes de Flysch et se continuant jusqu'aux environs des chalets de Vernant. Cet anticlinal n'est pas suffisamment entamé par l'érosion pour qu'il soit possible de reconnaître si l'on a affaire à un pli déjeté vers le N.O. ou à une simple flexure.

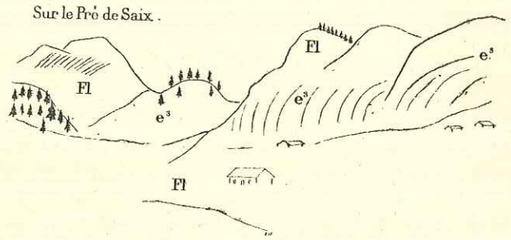


Fig. 8. — Rive gauche du vallon de Vernant, avec charnière anticlinale de l'Eocène supérieur (e^3). — Fl, Flysch.

Je pencherais plutôt en faveur de cette dernière manière de voir, car à Notre-Dame des Grâces, entre Samoëns et Sixt, les couches nummulitiques de la rive gauche du Giffre forment un véritable genou (fig. 5), qui est évidemment la continuation de l'anticlinal du versant sud du vallon de Pernant. L'anticlinal du Nummulitique se continue certainement sous le Flysch, au N.E. du lac de Vernant, entre la Tête de Pré des Saix et les Grands Vents. Cet accident est donc exactement parallèle à l'anticlinal couché des Faucilles du Chantet et de la cascade d'Arpenaz et doit être attribué à la même poussée.

Environs de Cluses. — Le rocher de Cluses, dans lequel l'Arve a creusé une étroite vallée d'érosion, fait à la fois partie du massif de Platé et du massif du Genevois, mais son étude géologique ne pourrait, sans inconvénients, être répartie dans deux paragraphes distincts et comme les chaînons du Genevois, dont il forme la continuation vers l'est, ne sont pas étudiés en détail dans le présent travail, je préfère parler ici des parties situées sur la rive droite de l'Arve, aussi bien que de celles qui se trouvent sur la rive gauche. Le rocher de Cluses est un vaste anticlinal dont le déversement vers le N.O. a déjà été signalé par Alphonse Favre [1]. Le noyau de la voûte est en calcaire hauterivien, la voûte elle-même est

[1] *Rech.* II, p. 228, pl. XIII, fig. 1, 4.

formée par les calcaires urgoniens qui passent au-dessus de Nancy, sur la rive gauche de l'Arve, et constituent, sur la rive droite, la pointe de Chevran (1228 m.). Les couches renversées du Gault, du Sénonien et de l'Eocène, qui, d'après Alphonse Favre, flanquent la voûte au N.E., ne sont plus actuellement visibles et sont sans doute recouvertes par des blocs d'Urgonien éboulés.

A l'est de la Pointe de Chevran, l'anticlinal de Cluses est coupé par une faille perpendiculaire à sa charnière ; la lèvre nord-est est surélevée et amène l'Hauterivien en contact avec l'Urgonien. Cette dislocation, signalée par Maillard (*Bull.* nº 6, p. 27), est exactement dans le prolongement de la faille d'Arpenaz et de la Colonnaz, mais elle ne se traduit d'aucune manière dans la région intermédiaire entre les deux accidents, sur le plateau de Flysch d'Aràches. La partie de l'anticlinal de Cluses située au N.E. de la faille s'enfonce sous le Flysch, qui forme jusqu'au Giffre le versant nord du massif de Platé.

Il est probable que, de même que le ravin que suit la route de Saint-Sigismond à Aràches, la coupure de l'Arve doit également son origine première à un accident transversal, car les deux côtés de la cluse ne se correspondent pas exactement : sur la rive gauche l'on observe des dislocations qui n'ont pas leur équivalent sur la rive droite ; au-dessous de Nancy, l'Urgonien du flanc sud-est de la voûte descend en effet presque jusqu'à la vallée, indiquant un petit synclinal secondaire, qui décompose en deux anticlinaux secondaires l'anticlinal principal de Cluses.

Enfin, la gorge du Foron de Scionzier, qui entame profondément notre anticlinal, correspond elle aussi à un accident transversal, qui a facilité l'action de l'érosion. Tandis que, sur la rive droite du torrent, l'anticlinal est déversé vers le N.O., comme à Cluses, de telle sorte que le Flysch plonge à 45° sous l'Urgonien, sur la rive gauche l'anticlinal forme une voûte symétrique. Ce changement dans le plongement du flanc nord de l'anticlinal ne s'opère pas par torsion des couches, mais il se produit brusquement, grâce à un décrochement (*Blatt*) perpendiculaire à la charnière du pli.

Au S.E. de l'anticlinal de Cluses l'on observe des dislocations particulièrement compliquées. Maillard a déjà signalé sommairement (*Bull.* nº 6, p. 27) les failles obliques des environs de la grotte de Balme ; la fig. 9 en donne une représentation plus détaillée. En montant de la Balme à Aràches on rencontre sur la droite un vaste anticlinal urgonien, couché et à flanc inverse étiré, les lacets du chemin se trouvent précisément dans la charnière du pli. La célèbre grotte de Balme est creusée dans le flanc normal du pli, elle doit sans doute son origine à la dissolution partielle du calcaire par les eaux souterraines. Le toit d'une partie de la grotte ou d'une grotte voisine a dû s'effondrer, car plus au sud les couches susjacentes du Gault et du Sénonien simulent un synclinal, mais ont en réalité glissé dans un entonnoir formé dans leur substratum urgonien. Le Sénonien qui couronne la première falaise urgonienne est chevauché par une deuxième écaille d'Urgonien, formant une deuxième falaise, couronnée à son tour par le Gault et le Sénonien. Vers Magland on observe un troisième chevauchement, amenant l'Hauterivien en superposition sur l'Urgonien.

Cette structure imbriquée se répète sur la rive gauche de l'Arve, mais ici les bois qui recouvrent tout ce versant, à l'exception des abrupts verticaux, rendent les observations encore plus difficiles que sur la rive droite.

Au sud de la Frasse et à l'est de Romme, la grande masse urgonienne, cou-

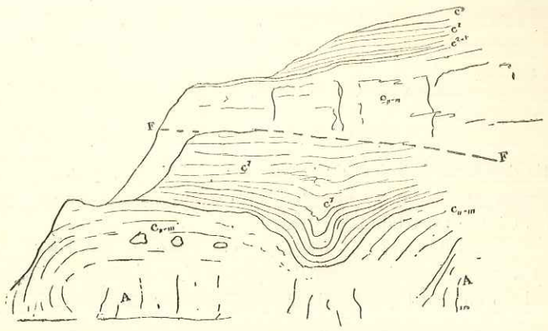


Fig. 9. — Chevauchement de la Grotte de Balme.
C_{u-m}, Urgonien. — C^{2-1}, Albien. — C^7, Sénonien. — e^3, Eocène supérieur. — A, Eboulis. — F, Contact anormal.

ronnée par l'Eocène de la montagne de Vormy, paraît refoulée sur le Flysch qui constitue l'épaulement sud-est de l'anticlinal de Cluses. La ligne de contact anormal se contitue vers le S.O. jusqu'au-dessus de Saint-Charles, dans la vallée du Reposoir; elle paraît se raccorder vers l'est avec le premier chevauchement de la grotte de Balme. Le deuxième et le troisième de ces chevauchements passent sur la rive gauche un peu au nord et au sud de Chamonix, près Magland. mais ils ne paraissent pas se continuer bien loin vers l'ouest et viennent sans doute se confondre avec le premier chevauchement dans la paroi urgonienne qui domine la Frasse.

La complication tectonique des escarpements de la rive gauche de l'Arve, qui font face à Magland, est encore augmentée par le fait qu'un grand paquet d'Urgonien s'est affaissé à l'est d'une faille dirigée presque N.-S., de sorte que l'on observe ici deux parois successives d'Urgonien, séparées par une pente douce constituée par l'Hauterivien.

Les importantes sources vauclusiennes qui viennent sourdre au niveau de la vallée, dans les environs de Magland, sont en relation intime avec la présence des nombreuses dislocations qui ont affecté les terrains crétacés sur les deux rives de l'Arve.

CHAPITRE III

RIVE GAUCHE DE L'ARVE

La partie des Alpes calcaires de Savoie située sur la rive gauche de l'Arve peut être divisée en quatre bandes parallèles constituant autant de sous-zones tectoniques distinctes : le seuil de Mégève, la chaîne des Aravis, le synclinal du Reposoir et les chaînons du Genevois. Ces derniers ayant été étudiés en détail par Maillard et le synclinal du Reposoir devant faire l'objet d'un mémoire spécial, je ne traiterai ici en détail que les deux premières sous-zones.

Seuil de Mégève et Mont-Joli. — Les deux rives de l'Arve présentent, entre le Fayet et Sallanches, le contraste le plus frappant. Au massif escarpé de Platé, avec son soubassement disloqué, font face des collines peu élevées, formées surtout de Lias en couches à peu près horizontales. Le Mont-Joli se dresse sur ce socle, comme une pyramide isolée, à une altitude assez considérable (2.527 m.) et la crête des Aiguilles ferme l'horizon au sud. La rive gauche de l'Arve, entre les points indiqués, fait partie de la région étudiée par A. Favre [1] sous le nom de massif de Mégève et de Hauteluce ; je n'envisagerai ici que la partie située sur la feuille d'Annecy et je la délimite par le cours du Bonnant, par la vallée de l'Arve, entre le Fayet et Sallanches, et par une ligne allant de Sallanches à Flumet, en passant par le col Jaillet. Le centre de ce quadrilatère est occupé par la boutonnière primaire et triasique de Mégève ; les autres affleurements triasiques se trouvent uniquement sur les bords du massif, à Vervex et tout le long de la vallée du Bonnant. Le Mont-Joli est formé par des calcaires du Dogger, supportant un témoin de schistes callovo-oxfordiens. Tout le reste du quadrilatère est constitué par du Lias, en partie recouvert par des dépôts glaciaires. Les schistes du Lias présentent de nombreux plissements locaux, surtout sur la bordure occidentale, mais, dans leur ensemble, ils sont peu disloqués et forment avec le Trias une nappe à peu près horizontale, discordante sur le Permo-Houiller et le Cristallophyllien redressés verticalement.

La boutonnière de Mégève se trouve précisément sur la ligne de partage des eaux de l'Arve et de l'Arly, tributaire de l'Isère ; aucune crête ne sépare les deux bassins et le col de Mégève est un véritable *seuil*, au sens géographique du mot. Il n'atteint que 1121 m. d'altitude et peut être comparé au col Bayard, qui réunit

[1] *Recherches*, t. III, ch. XXIV.

la dépression de Gap à la vallée du Drac. Les schistes du Lias et surtout ceux du Permo-Houiller n'ont opposé qu'une faible résistance aux agents atmosphériques et l'érosion a fait rapidement son œuvre, une fois que la couverture de Dogger, dont le Mont-Joli constitue un témoin, eût été démantelée.

La boutonnière de Mégève constitue le prolongement souterrain de la chaîne cristallophyllienne et permienne de Belledonne et ne continue pas l'affleurement triasique (gypse) de Vervex. Il est au massif de Belledonne ce que la boutonnière de Vättis est au massif de l'Aar [1]. Le massif de Belledonne se termine en dôme à son extrémité septentrionale et disparaît sous un manteau de couches triasiques et liasiques discordantes. Je discuterai plus loin ses relations avec le massif des Aiguilles Rouges.

Chaîne des Aravis. — Au N.O. de la région que je viens de décrire s'étend, entre la vallée de l'Arve et celle de l'Isère, une longue chaîne crétacée, coupée en trois tronçons inégaux par les deux profondes entailles du col des Aravis et de la vallée de la Chaise. On peut appliquer à l'ensemble de la chaîne le nom de *chaîne des Aravis*. Le segment septentrional peut être désigné sous le nom de chaîne de la Pointe-Percée ou du Mont-Fleuri ; le segment moyen, sous celui de chaîne du Mont-Charvin ; quant au chaînon méridional je lui donnerai le nom de chaîne de la Belle-Etoile, employé par A. Favre. Les altitudes maxima des trois segments vont en décroissant du nord vers le sud : la Pointe-Percée atteint 2.752 m. et l'altitude de 2 600 m. est dépassée par plusieurs sommets du segment septentrional ; le Rocher de l'Etale et le Mont-Charvin ou Grand-Carre dans le segment moyen, ont respectivement 2.483 m. et 2.414 m. ; la Dent de Cons, dans le chaînon de la Belle-Etoile, n'atteint que 2.068 m. De même, l'entaille qui sépare le segment septentrional du segment moyen est beaucoup moins profonde que celle qui sépare ce dernier du segment méridional. Le col des Aravis est à une altitude de 1.498 m. tandis que, à la traversée de la chaîne, le cours de la Chaise se trouve entre 480 et 450 m. environ.

La chaîne des Aravis n'a été étudiée par Alphonse Favre que d'une manière très sommaire, un peu plus en détail par M. Hollande et n'a pas été parcourue du tout par Maillard. La partie située au sud du col des Aravis figure sur la carte géologique du département de la Savoie, de Lory, Pillet et Vallet.

La chaîne des Aravis est constituée par des bandes de terrains secondaires plus ou moins parallèles entre elles et à la direction générale de la chaîne ; les plus anciennes, c'est-à-dire les couches jurassiques, se trouvent exclusivement sur le versant sud-est, les couches crétacées inférieures constituent la crête et les parties élevées, le Sénonien et le Nummulitique, se rencontrent presque uniquement sur le versant nord est et peuvent déjà être considérées comme constituant le flanc sud-est du synclinal du Reposoir.

Versant sud-est. — Les couches jurassiques du versant sud-est de la chaîne

[1] A. Heim. Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Arve. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz.* Livr. XXV, p. 122.

des Aravis forment la continuation immédiate de celles qui affleurent sur la rive droite de l'Arve, en deçà de la faille d'Arpenaz, et qui présentent les beaux plissements que j'ai décrits plus haut.

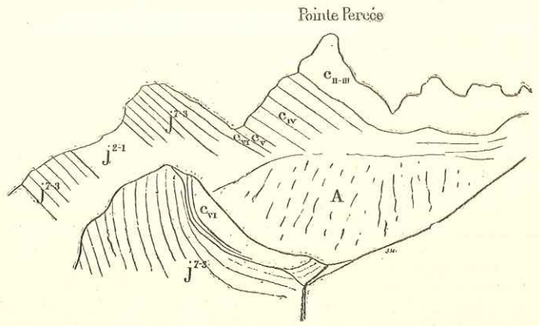


Fig. 10. — Cascade de Doran et Pointe Percée, vues du Grand Arvay, près St-Martin. J^{2-1}, Marnes oxfordiennes. — J^{7-3}, Calcaires du Jurassique supérieur. — C_{VI}, Berriasien. — C_{V}, Valanginien. — C_{IV}, Hauterivien. — C_{II-III}, Urgonien. — A, Eboulis.

A la cascade de Doran, qui fait face à celle d'Arpenaz, les calcaires du Jurassique supérieur sont plissotés et relevés verticalement dans leur ensemble (fig. 10). Ce redressement correspond à la charnière synclinale d'un pli, dont toute la partie anticlinale est enlevée par l'érosion (Pl. IV, fig. 2); il est nettement visible jusqu'à 1 km. de la cascade, point où, par suite d'un décrochement transversal, les couches du Malm sont brusquement portées à une plus grande altitude. A partir d'ici et jusqu'à la cascade des Fours, la charnière anticlinale est conservée, mais les deux flancs sont entamés de telle sorte que le noyau oxfordien de l'anticlinal apparaît sous la forme d'une bande gazonnée séparant deux falaises de Malm. La charnière anticlinale est bien visible dans le haut du vallon de Doran ; au col qui sépare ce dernier des pâturages des Fours, les marno-calcaires du Berriasien viennent s'appuyer sur les calcaires tithoniques, cachant ainsi la charnière anticlinale (Pl. IV, fig. 3 et 4) et s'élèvent jusqu'à la cime cotée 2.400 m. Au S.O. de la cascade des Fours, la bande oxfordienne correspondant au noyau de l'anticlinal couché disparaît, la surface d'érosion coupant le pli plus près de la charnière ; on se trouve en présence d'une falaise unique comprenant la série des couches du Malm en triple succession (Pl. IV, fig. 5).

Au sud de la Grande-Forclaz, la partie des couches du Malm que l'érosion a épargnée n'est plus plissée; le pli a été entièrement détruit et l'on ne voit plus, jusqu'au col des Aravis, qu'une falaise de Malm à succession unique (Pl. IV, fig. 6 et 7).

Mais dans tout l'espace compris entre la vallée de l'Arve et le col des Aravis, les plissements n'intéressent pas seulement les calcaires kimeridgiens et portlandiens, ils portent tantôt sur des couches plus récentes, tantôt sur des couches

plus anciennes. Dans la bande de schistes et d'argiles du Callovien et de l'Oxfordien, qui est occupée partout par de gras pâturages, il est impossible de constater l'existence de plissements ; mais la bande de calcaires du Dogger présente des dislocations tout à fait analogues à celles que j'ai signalées dans la bande du Malm, tout comme sur la rive droite de l'Arve, au sud de Luzier, les replis du Dogger répètent les replis du Malm de la cascade d'Arpenaz.

Dans les bois de Saint-Roch et de Cordon, à l'ouest de Sallanches, il est difficile d'observer les plis du Dogger, mais ceux-ci sont partout nettement visibles au S.O. du torrent de Cœur. Au Planay, la charnière synclinale est seule conservée (Pl. IV, fig. 5); à la Croisse Baulet l'on voit à la fois la charnière anticlinale et la charnière synclinale (Pl. IV, fig. 6) ; mais, comme pour le Malm, tout le flanc normal du pli couché a disparu.

A la Giettaz, le synclinal couché est encore fort bien visible dans les rochers dans lesquels la vallée est encaissée en aval du village (Pl. IV, fig. 7). Le contournement se fait dans le Dogger et non dans le Lias, contrairement à ce qu'indique M. Hollande[1]. Je n'ai pas observé la moindre trace de la faille qui, d'après le même auteur, mettrait en contact ce Lias plissé et l'Oxfordien.

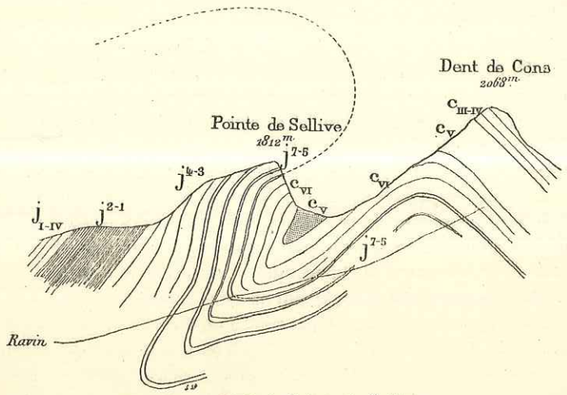


Fig. 11. — Pli de la Pointe de Sellive.
J_{I-IV}, Dogger. — J^{2-1}, Callovien et Oxfordien. — J^{4-3}, Argovien et Rauracien. — J^{7-5}, Séquanien, Kimeridgien, Portlandien. — C_{VI}, Berriasien. — C_{V}, Valanginien. — C_{IV}, Hauterivien.

Il en est de même entre la vallée de la Giettaz et celle de la Chaise ; ici, comme plus au nord, le Dogger est régulièrement intercalé entre les schistes noirs du Lias et les marnes oxfordiennes, qui supportent une falaise continue de calcaires du Malm. La même succession régulière se retrouve probablement au sud de la Chaise, mais la végétation et les dépôts glaciaires rendent difficiles les observations sur ce versant de la vallée.

[1] D. Hollande, Etude statigraphique des montagnes jurassiques de Sulens et des Annes. *Bull. Soc. géol.* 3e sér., t. XVII, p. 692, 693, fig. 3, 4.

Le col de l'Arpettaz correspond à un décrochement vertical de la chaîne, dont la lèvre sud-ouest est abaissée, de sorte que la série des sédiments est, de ce côté, moins profondément entamée par l'érosion et que les traces des plis sont en partie conservées. Le versant nord de la Pointe de la Sellive présente une coupe extrêmement nette (fig. 11), que j'ai relevée l'automne dernier en compagnie de M. E. Ritter. Le col qui sépare la Pointe de la Sellive de la Dent de Cons correspond à un synclinal dont le noyau est formé par les marnes noires valanginiennes et dont le plan axial plonge vers l'E.S.E. Le Valanginien repose sur les calcaires marneux du Berriasien (C_{VI}), dont les couches dessinent également le synclinal, mais se recourbent sous la Dent de Cons, prenant un plongement vers le N.O. et s'enfonçant sous l'Hauterivien de la crête. Les calcaires compactes du Malm forment le sommet de la Pointe de Sellive et sont renversés; ils plongent vers le S.E. et supportent les marnes oxfordiennes. La charnière anticlinale et tout le flanc normal du pli ont entièrement disparu.

M. Hollande[1] a donné une coupe de la Pointe de la Sellive qui est loin de concorder avec mes observations et dans laquelle il a introduit des failles dont il m'a été impossible de retrouver la moindre trace. De plus, M. Hollande marque du Callovien et de l'Oxfordien au col, à l'endroit où j'ai observé du Valanginien, et inversement, il met de l' « infra-néocomien » là où en réalité affleurent les marnes oxfordiennes.

De plus, je dois ajouter que j'ai reconnu les calcaires du Dogger au Châtelet, vers Marthod.

Le Roc Rouge reproduit exactement la disposition des couches que j'ai observée à la Pointe de Sellive; les deux sommets sont d'ailleurs deux témoins symétriques respectés par l'érosion, des deux côtés d'un profond ravin, et sont reliés par une bande étroite de calcaires jurassiques supérieurs. On suit facilement ces mêmes calcaires jusqu'au col de Tamié et même bien au-delà, en dehors des limites de la région étudiée dans la partie spéciale du présent travail. Le fort de Tamié est bâti sur les calcaires jurassiques inclinés vers le S.E. Il existe donc, sur le versant sud-est de la crête qui, sur la rive droite de la Chaise, fait suite à celle des Aravis, une nappe jurassique continue, dont les plissements sont en partie conservés et constituent certainement la continuation de l'anticlinal couché de la cascade d'Arpenaz. Cet important accident peut donc être suivi depuis le versant méridional du massif de Platé jusqu'au Roc Rouge près Albertville.

Crête des Aravis. — Depuis la vallée de l'Arve jusqu'au col des Aravis, l'abrupt énorme que forme le Jurassique supérieur est surmonté par des pentes plus douces correspondant aux affleurements des calcaires marneux berriasiens et des marnes noires valanginiennes. Ces couches se présentent par la tranche et supportent un nouvel abrupt, constitué par les calcaires bruns du sous-étage hauterivien, qui forment presque constamment la crête, depuis la Porte des Aravis jusqu'à la pointe d'Areu. Par suite de la forte inclinaison des couches vers le N.O., les calcaires massifs de l'Urgonien sont reportés sur le versant opposé et n'atteignent plus la crête qu'en un petit nombre de points : entre les

[1] Disloc. mont. de Savoie, pl. I, fig. 6.

Etages et la Porte des Aravis et aux environs de la Pointe Percée. Ils se présentent en grandes masses pyramidales, séparées les unes des autres par des bassins de réception de torrents et viennent s'appuyer sur les calcaires hauteriviens. La Pointe Percée (2.752 m.) et quelques cimes voisines se trouvent seules sur la crête et, vues du versant sud-est, elles ont l'air d'être implantées dessus (fig. 12, 13).

Au sud du col de Doran, qui permet d'aller du Reposoir à Sallanches en traversant la crête des Aravis, les couches valanginiennes et hauteriviennes ne présentent pas trace de plissement; mais les couches urgoniennes sont légèrement incurvées, de manière à esquisser l'amorce d'un synclinal.

Ce redressement des calcaires urgoniens est fort net à la Pointe Percée; mais il ne subsiste plus aucune trace d'un anticlinal couché, correspondant à ceux du Dogger et du Malm. Ce n'est qu'au nord du col de Doran que des plis affectant les couches néocomiennes ont été, au moins en partie, épargnés par l'érosion. Au nord de ce point et sur une longueur de près de 2 kilom., il existe sur l'escarpement sud-est de la crête des Aravis, grâce à l'intercalation d'une bande d'Urgonien, deux bandes d'Hauterivien, au lieu d'une (Pl. IV, fig. 1). La bande d'Urgonien forme un abrupt vertical laissant voir la surface des couches, tandis que les couches hauteriviennes se présentent par la tranche. Cette disposition montre que l'on est en présence de la charnière d'un pli synclinal couché, dont le noyau urgonien est intact, son enveloppe hauterivienne se trouvant, par contre, entamée par l'érosion dans le voisinage de la charnière. Mais ce n'est pas seulement la partie synclinale du pli couché qui est conservée, la Pointe d'Areu va nous montrer la partie anticlinale.

Cette cime, qui, de la vallée de l'Arve, se présente sous la forme d'une pyramide régulière, est facilement accessible en partant des chalets de Chérente. L'ascension, beaucoup moins pénible que celle de la Pointe Percée, ne saurait être trop recommandée, aussi bien aux touristes, à cause du panorama grandiose dont on jouit sur toutes les Alpes de Savoie, qu'aux géologues, à cause des dislocations remarquables que l'on y observe.

Sur le versant est de la Pointe d'Areu, la surface d'érosion, au lieu d'être parallèle à la charnière du pli, comme sur le versant méridional, lui est perpendiculaire et constitue une coupe naturelle de tout le pli couché; le *pli synclinal* se traduit par deux falaises d'Urgonien, séparées par une bande de Sénonien replié sur lui-même. Le Gault existe entre l'Urgonien et le Sénonien du flanc normal et constitue un niveau d'eau qui alimente l'unique source de la « montagne » de Chérente; dans le flanc renversé du synclinal, il semble que le Gault soit étiré, mais il est possible qu'il m'ait échappé en raison de son peu d'épaisseur et de la grande hauteur au-dessus du point d'observation où se trouve le contact de l'Urgonien et du Sénonien. Le synclinal affecte également les couches nummulitiques du versant septentrional et la charnière de leurs replis est nettement visible sur la crête qui se dirige du sommet vers les chalets de Chérente (Pl. IV, fig. 1). La charnière du *pli anticlinal* est entièrement conservée, le noyau est constitué par les couches hauteriviennes, dont le rebroussement au voisinage du plan axial peut être observé dans le grand ravin situé sur

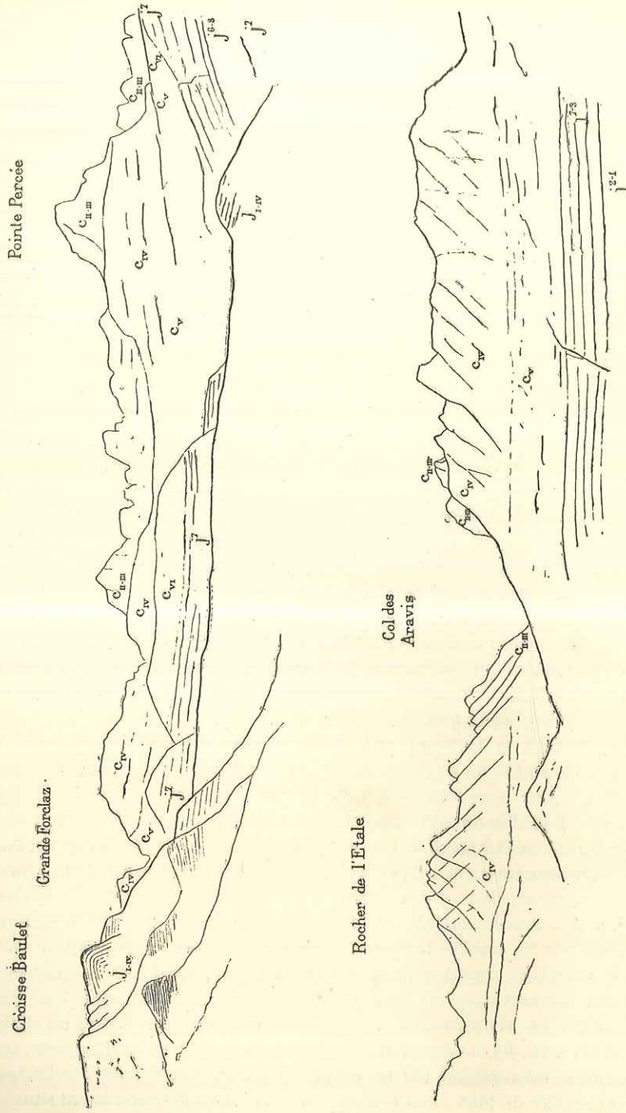


Fig. 12 et 13. — Vues de la crête des Aravis, prises des environs du col Jaillet.
J_{I-IV}, Dogger. — J^{2-1}, Marnes oxfordiennes. — J^{2-3}, Jurassique supérieur. — C_{VI}, Berriasien. — C_{V}, Valanginien. — C_{IV}, Hauterivien. — C_{II-III}, Urgonien.

le versant nord-est; le rebroussement de l'Urgonien et du Sénonien n'est visible que dans les parois inaccessibles du versant est, mais le plissement anticlinal des couches nummulitiques est visible par places sur le versant nord. L'Urgonien du sommet appartient déjà au flanc normal de l'anticlinal couché, il plonge environ à 45° vers le N.E. et supporte les couches sénoniennes très étirées et presque verticales. En raison de cette disposition des couches, la Pointe d'Areu, vue de la vallée du Reposoir, paraît constituée par les calcaires urgoniens, tandis que, depuis Sallanches, on pourrait être tenté de confondre l'Hauterivien avec le Nummulitique, comme l'a fait Maillard, dans les coupes théoriques qu'il a données du synclinal du Reposoir et de la chaine des Aravis (*Bull.* n° 6, Pl. V).

Entre le col des Aravis et la vallée de la Chaise, le Malm forme partout, comme au nord du col, un abrupt continu, au-dessus de la région de prés correspondant aux marnes oxfordiennes et au pied du grand escarpement sud-est de la chaîne. Jusqu'à la limite des feuilles d'Annecy et d'Albertville et un peu au-delà, la crête est constituée par des calcaires et des schistes hauteriviens (Pl. IV, fig. 5, 6), qui s'élèvent jusqu'à l'altitude de 2.483 m. au Roc de l'Etale. A partir du Mont Charvin, l'Urgonien passe de nouveau sur le versant sud-est et supporte une mince couche de Gault, puis les calcaires du Crétacé supérieur, qui forment la grande pyramide du sommet (2.414 m.) et la crête de la chaîne jusque vers Marlens. Sur le versant nord-ouest, des dislocations, dont il sera question dans le paragraphe relatif au synclinal du Reposoir, viennent troubler la succession régulière des couches.

Sur la rive droite de la Chaise et jusqu'au col de Tamié, c'est de nouveau l'Hauterivien qui forme la crête; il plonge régulièrement vers le N.O. et supporte tantôt les calcaires urgoniens, tantôt le Flysch. Au col de l'Arpettaz, la crête est momentanément interrompue par un petit décrochement, le long duquel la lèvre sud-ouest a été abaissée, de sorte que les marnes valanginiennes du col viennent buter contre l'Hauterivien.

La crête des Aravis se termine brusquement au col de Tamié, en même temps que le synclinal du Reposoir.

Synclinal du Reposoir. — Le versant nord-ouest de la chaîne des Aravis constitue en même temps le flanc sud-est du grand synclinal complexe ou synclinorium du Reposoir, dont le flanc opposé est formé par l'anticlinal de la Tournette, du Bargy et du rocher de Cluses. Le fond du synclinal est occupé par le Flysch, au milieu duquel surgissent les deux masses triasiques et liasiques des Annes et de Sulens, sur lesquelles je compte publier, en collaboration avec M. Maurice Lugeon, une monographie, qui comprendra également l'étude détaillée du synclinal lui-même.

La montagne des Annes et celle de Sulens sont séparées par un anticlinal de terrains crétacés à faciès des hautes chaînes qui traverse *obliquement* le synclinorium avec une direction O.S.O.-E.N.E., et qui le divise en deux synclinaux secondaires d'inégale grandeur, celui du Reposoir et celui de Serraval. Ce pli

presque transversal nait au N.E. de Thônes, où une voûte d'Urgonien apparaît sous le Flysch, entamée jusqu'au noyau hauterivien par le Nom, en aval de la Clusaz. A la tête du Danay la voûte disparaît sous le Flysch et les grès de Taveyannaz, pour reparaître de nouveau, en présentant son flanc nord-ouest, sur le versant gauche de la vallée de la Borne. Au Plan, l'Urgonien replonge sous le Flysch, mais je suis porté à considérer la boutonnière crétacée (Sénonien, Gault, Urgonien) des Sommiers (Pl. IV, fig. 3), comme la réapparition du même anticlinal, qui aurait pris maintenant une direction N.-S. Plus au nord, ce même anticlinal semble se résoudre en pli-faille et déterminer l'écrasement complet du synclinal du Reposoir à la Frasse, près Nancy-sur-Cluses.

Entre la Pointe d'Areu et le col des Aravis les couches plongent très régulièrement vers le N.O. sur le versant de la chaîne des Aravis qui constitue le flanc sud-est du synclinal du Reposoir (Pl. IV, fig. 3-7). Nous avons vu plus haut que la crête des Aravis était presque partout constituée par l'Hauterivien, sur lequel s'appuient, en couches fortement inclinées, les calcaires urgoniens, formant sur le versant du Reposoir de gigantesques épaulements. Contre ces épaulements, façonnés par l'érosion en masses triangulaires, qui, vues de la Clusaz, se présentent comme des pyramides alignées, viennent s'adosser en contre-bas des lèches de Sénonien, séparées de l'Urgonien par un bande gazonnée de grès albiens, dont les contours décrivent sur la carte une ligne en zig-zag. Le Sénonien est séparé du Flysch du fond du synclinal par une bande assez peu développée de calcaires nummulitiques.

Le flanc opposé du synclinal du Reposoir est accidenté aux environs du Grand-Bornand par des dislocations compliquées, que Maillard a étudiées en grand détail et sur lesquelles je n'ai pas à revenir ici (*Bull.*, n° 6. p. 20 et 56). Je n'ai rien à ajouter non plus à la description donnée par Maillard du massif des Annes.

La structure de la partie du synclinal du Reposoir située au sud de l'anticlinal de la Clusaz et que je désignerai sous le nom de synclinal de Serraval [1] est bien plus compliquée que celle du synclinal du Reposoir proprement dit. Dans les deux cas, les couches plongent en général très régulièrement de part et d'autre vers un axe médian, réalisant ainsi la disposition classique en fond de bateau. Mais, tandis que dans le synclinal du Reposoir chacun des flancs ne présente qu'une succession simple des couches crétacées et tertiaires, dans le synclinal de Serraval la même succession peut se répéter plusieurs fois, et l'on observe, sur chacun des flancs, une succession plusieurs fois répétée des mêmes couches ou une réapparition de couches plus anciennes, reposant en apparence normalement sur un des termes de la série. C'est la structure imbriquée, avec plongements isoclinaux, se reproduisant plus ou moins symétriquement de part et d'autre de l'axe du synclinal. La répétition de couches se fait tantôt par pli-faille, tantôt par simple pli. Ainsi, sur le flanc oriental du synclinal, dans le massif du mont

[1] La description sommaire qui suit est la reproduction presque textuelle d'une note préliminaire publiée dans les *Comptes-rendus de la Société géologique*, séance du 4 février 1895.

Charvin [1], la série Urgonien-Gault-Sénonien se reproduit au moins deux fois dans l'ordre de succession normal ; l'écaille supérieure supporte en contact anormal une lame de Jurassique supérieur, qui n'est autre chose que le flanc normal d'un synclinal couché de marnes valanginiennes supportant un anticlinal de calcaires jurassiques, à charnière tournée vers l'est, *vers l'intérieur des Alpes*. Un pli tout à fait symétrique s'observe à l'ouest de l'axe principal du synclinal, entamé par la gorge de la Chaise, en aval de Serraval ; il est déversé sur le Flysch, *vers l'extérieur des Alpes*.

Le flanc normal de chacun de ces deux anticlinaux déversés en sens inverse est constitué par les marnes du Néocomien inférieur et supporte une grande masse de Flysch, dans laquelle surgissent, entre les deux anticlinaux couchés qui lui servent de substratum et la montagne de Sulens, qui en occupe le centre, des lames de Malm, puis des lames de Sénonien, plongeant de part et d'autre vers Sulens.

Si donc nous faisons passer une coupe par la Tournette, Sulens et le mont Charvin, cette coupe sera semblable à toute coupe d'un faisceau de plis disposé en éventail composé, et, dans le cas qui nous occupe, on se trouvera en présence d'un *éventail composé imbriqué*. Mais ici nous rencontrons une nouvelle complication : si nous dirigeons notre coupe du nord au sud, ou plus exactement du N.N.E. au S.S.O., c'est-à-dire parallèlement à l'axe du synclinal de Serraval, nous constatons une disposition des couches tout à fait semblable à celle de la coupe précédente. Au sud de Sulens, une lame jurassique plonge vers le sud et fait face au village de Manigod ; elle est intercalée dans le Flysch et a été suivie, bien que d'une manière discontinue, par M. Lugeon jusqu'à la Perrière, au nord de Serraval, tandis qu'à l'est, elle se raccorde avec l'anticlinal de Malm que j'ai signalé entre Sulens et le Charvin, anticlinal que l'on suit vers le S.O. jusqu'à Marlens. Nous nous trouvons donc en présence d'un même pli qui contourne la montagne de Sulens au S.E., à l'E., au N. et à l'O., et dont l'axe subit une déviation de plus de 180°, la surface axiale plongeant toujours de la périphérie vers le centre, c'est-à-dire vers Sulens. Cette déviation serait inexplicable si l'on ne se rappelait l'existence d'un anticlinal dirigé O.S.O.-E.N.E. qui sépare le synclinal de Serraval de celui du Reposoir et qui a dû déterminer, sur le versant nord de Sulens, des dislocations présentant la même direction. Le raccordement avec la direction S.O.-N.E. peut s'expliquer par une poussée dans une direction intermédiaire, résultante des deux poussées élémentaires. De même, le chevauchement vers le sud de la lame jurassique du Bouchet paraît dû tout simplement à une poussée correspondant à la résultante des deux poussées O.-E. et S.E.-N.O., qui ont déterminé la formation des plis et des plis-failles des deux bords du synclinal de Serraval.

Le chevauchement vers le sud paraît également s'être fait sentir dans la lame calcaire de Marlens, qui réunit l'anticlinal couché de la rive gauche du Fier avec

[1] Entre le col des Aravis et la haute vallée du Fier, sur le versant ouest du rocher de l'Etale (v. feuille d'Annecy), et sur le versant ouest du mont Charvin (feuille d'Albertville).

celui de Serraval, car j'ai observé à l'est de Cons, sur la rive droite de la Chaise, une bande de calcaires du Malm, reposant sur le Flysch, et qui n'est autre chose que le bord méridional d'une nappe de Malm, charriée du nord vers le sud, sur le Flysch.

Les dislocations si particulières que présente le synclinal de Serraval peuvent donc s'expliquer, sans trop de difficulté, en admettant l'existence, au début du plissement postnummulitique, d'un éventail composé analogue à celui de la zone houillère du Briançonnais. Grâce à la compression latérale que continuait à subir l'ensemble de l'éventail, une partie des plis constituant cet éventail composé s'est transformée en plis-failles ; le flanc normal de chaque pli a été poussé sous le flanc normal du pli plus voisin de l'axe médian, les flancs inverses restant en profondeur ; il en est résulté de part et d'autre une disposition imbriquée et un resserrement, un étranglement des parties centrales. Les poussées latérales, composantes et résultantes, agissant vers un point commun, qui n'est autre que la montagne de Sulens, ont pu déterminer la « surrection » de ce massif, qui se serait comporté comme un lambeau passif et qui ne devrait donc être considéré ni comme un horst, ni comme un lambeau de recouvrement[1]. L'étranglement de la base est peut-être allé jusqu'à priver finalement la masse triasique et liasique de toute racine en profondeur.

J'ai cherché précédemment[2] à expliquer de la même manière la structure si remarquable de la zone des Préalpes romandes, dont la disposition en éventail imbriqué m'avait également frappé. En effet, l'analogie entre les Préalpes et le synclinal de Serraval est des plus évidentes ; elle ne porte pas seulement sur les dislocations des couches, car les faciès des terrains secondaires et tertiaires des deux régions présentent des ressemblances singulières. Le Trias et le Lias de Sulens sont identiques au Trias et au Lias des environs de Matringe, dans le Chablais. Ainsi que je l'ai exposé plus haut, le Néocomien supérieur (Hauterivien) du synclinal de Serraval possède le faciès vaseux, comme dans les Préalpes, et contrairement à ce qui a lieu en général dans les hautes chaînes calcaires de Savoie. Le Sénonien des deux régions présente les mêmes caractères paléontologiques[3]. Enfin, le Flysch débute au Bouchet et au plan des Mollies par un conglomérat contenant des roches cristallines et cristallophylliennes, comme dans les Préalpes vaudoises.

J'ai montré, dans un travail précédent, que, dans la zone des Préalpes, le Flysch repose sur des terrains de plus en plus anciens à mesure que l'on se dirige des bords interne et externe de la zone vers l'axe médian, par suite d'un soulèvement en voûte le long de cet axe. Dans le synclinal de Serraval, les mêmes

[1] M. Lugeon a étudié en grand détail la structure de la montagne de Sulens ; il est porté à y voir un synclinal toarcien couché, recouvert par un demi-anticlinal couché à noyau triasique.

[2] L'origine des Préalpes romandes et les zones de sédimentation des Alpes de Suisse et de Savoie. *Arch. des Sc. phys. et nat.*, 15 août 1894.

[3] Au pied septentrional des Annes, M. Lugeon a découvert, en septembre dernier, du Sénonien à l'état de *couches rouges*, et, non loin de là, un lambeau de brèche analogue à la brèche supérieure du Chablais.

faits se reproduisent : sur les bords, le Nummulitique repose sur le Sénonien ou sur l'Urgonien ; en d'autres points plus centraux[1], il est en contact immédiat avec les marno-calcaires noirs de l'Hauterivien ; plus au centre, enfin, dans les deux ceintures de Malm, le Flysch repose sur les calcaires de Berrias ou sur le Jurassique supérieur.

On voit, par ce qui précède, que le synclinal de Serraval reproduit, sur une moins grande échelle, la plupart des caractères stratigraphiques et tectoniques des Préalpes. On comprend, dès lors, quel est l'intérêt qui s'attache à une étude détaillée ; j'espère, avec la collaboration de M. Lugeon, qui a déjà fait de si belles recherches dans le Chablais, mener ce travail à bonne fin dans un avenir rapproché.

[1] Entre Serraval et Saint-Féréol ; au S.O. de Faverges ; sur le flanc oriental du synclinal de Serraval, entre le col de l'Arpettaz et les Combes, près Settenez.

TROISIÈME PARTIE

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES

CHAPITRE PREMIER

APERÇU GÉNÉRAL SUR LA TECTONIQUE DES HAUTES CHAINES CALCAIRES DE SAVOIE

Au N. O. du synclinal du Reposoir s'étend une région de chaînes crétacées, limitée sur son bord externe par le plateau mollassique des Bornes et par la vallée de l'Arve, qui la sépare également du massif de Platé et des Grands-Vents, tandis que, vers le S.O., le lac d'Annecy et le seuil de Faverges la délimitent de la région des Bauges.

On peut désigner sous le nom de *Genevois* la région ainsi définie. Maillard l'a étudiée en détail et lui a consacré plusieurs pages remarquables dans un de ses bulletins (*Bull.* n° 6) ; les contours qu'il en a donnés pour la feuille d'Annecy de la Carte géologique ont été publiés sans révision. Je n'ai donc ici qu'à résumer ses observations, qui serviront en grande partie de point de départ aux considérations qui vont suivre.

Dans ses profils transversaux des montagnes calcaires des environs d'Annecy (*Bull.* n° 6, Pl. VII et VIII), Maillard a distingué sept anticlinaux successifs, la plupart déversés vers le N.O., se traduisant par des voûtes urgoniennes souvent rompues et séparées par des bandes de Sénonien et de Nummulitique correspondant aux synclinaux. Il a donné, dans ses profils, à ces anticlinaux ou chaînes les numéros de I à VII, que je conserverai ici pour éviter toute confusion, bien que l'anticlinal n° I, celui du Semnoz, n'appartienne pas à la région géologique du Genevois et qu'il doive être considéré soit comme un chaînon jurassien, soit comme un chaînon intermédiaire entre le Jura et les Alpes.

En résumé, les chaînes crétacées du Genevois sont constituées par les anticlinaux et les synclinaux suivants (V carte, pl. VI) :

II. — Anticlinal du Mont Rampion, entre le lac d'Annecy et le Fier, plongeant sous la Mollasse, pour reparaître au-dessous de St-Pierre, à l'entrée de la vallée de la Borne et se continuer jusqu'à Dessy seulement. Entamé jusqu'à l'Hauterivien.

2. — Synclinal du Mont Rampion (Eocène supérieur) et de Dessy (Sénonien).

III. — Anticlinal de Veyrier, entre le lac d'Annecy et Nanoix ; disparaît à Nanoix sous la Mollasse et reparaît au-dessus de Saint-Laurent, entamé par la cluse de la Borne ; peut être suivi parallèlement au cours de l'Arve par Bouverat jusqu'à Vougy-d'en-Bas. Entamé jusqu'à l'Hauterivien.

3. — Synclinal de Saint-Clair, Aviernoz, Delairaz, Vougy (Flysch).

IV. — Anticlinal du Parmelan et de Soudine, se continue sous Brizon et Mont-Saxonnex jusqu'à Vougy. Entamé jusqu'au Valanginien.

4. — Synclinal du château de Menthon (Eocène supér.), de Perthuis (Gault) et de Champ-Laitier (Flysch) ; accidenté au nord de Brizon par deux anticlinaux accessoires, qui font apparaître, à Malatrait et au Châble, l'Urgonien et le Sénonien au milieu du Flysch [1]. Ces deux petits anticlinaux paraissent se réunir au-dessus de Mont-Saxonnex en un anticlinal unique IV *bis*, que l'on suit jusqu'à Marnaz, sur le bord de la vallée de l'Arve, où il se traduit par un pointement d'Urgonien au milieu du Flysch.

V. — Anticlinal de St-Germain, près Talloires, du Mont-Téret, des Frêtes et des rochers de Leschaux ; disparaît entièrement sous le Flysch à la Gouille, au-dessus de Mont-Saxonnex. Dénudé jusqu'au Jurassique au sud du Fier et dans la cluse de la Borne.

5. — Synclinal de la Dent de Lanfon (Urgonien), d'Ablon et des Glières (Flysch).

VI. — Anticlinal du Haut d'Alex, de Lachenaz, de Mondrolière ; ne s'étend pas vers le N.E. au-delà de la vallée de la Borne.

6. — Synclinal de la Tournette (sur les Maisons), de la Roche Murraz et du vallon du Lindion (Eocène sup.). Se subdivise en deux synclinaux, celui de la plaine de Dran (Flysch) et celui des Auges (Eocène sup.), par l'apparition d'un anticlinal secondaire VI *bis* (Maillard, prof. 2-5), faisant apparaître le Gault. Se soude sur la rive droite de la Borne avec le synclinal n° 5, par suite de la disparition de l'anticlinal VI.

VII. — Anticlinal de la Tournette, d'Entremont, de Jallouvre, du Bargy (ou des Vergys) et du Rocher de Cluses. Entamé jusqu'au Jurassique supérieur à Entremont. L'Urgonien de la charnière est érodé depuis la Tournette jusqu'au Jallouvre.

7. — Synclinal du Reposoir.

Comme l'a fait remarquer Maillard, les plis énumérés ci-dessus décrivent, entre le lac d'Annecy et l'Arve, un arc de cercle bien marqué ; ils constituent un faisceau qui « courant d'abord presque directement du sud au nord, s'infléchit au nord-est, puis se dirige à peu près ouest-est ». En général, ces plis sont déversés vers l'extérieur de la chaîne, de sorte que les lignes d'affleurement des terrains et les traces des plans axiaux des anticlinaux et des synclinaux forment à la traversée des vallées des angles rentrants qu'il ne faudrait pas prendre pour des sinuosités des plis. L'anticlinal V, ainsi que l'a montré Maillard, présente seul une tendance plus ou moins marquée au déversement vers le S.O., c'est-à-

[1] Maillard. *Bull.* n° 6, Pl. IV, fig. 2.

dire vers l'intérieur de la chaîne, d'où résulte une disposition en éventail de l'ensemble du faisceau, du moins dans la partie centrale, entre la vallée du Fier et celle de la Borne.

Je vais étudier successivement la continuation des plis du Genevois vers le N.E., puis vers le S.O.

Tous ces plis, à l'exception de l'anticlinal n° VII, sont coupés obliquement par la basse vallée de l'Arve, entre St-Laurent et Cluses, mais, en même temps, ils subissent un abaissement considérable de leurs axes et plongent sous le Flysch, sous lequel ils restent cachés dans tout le massif situé entre la vallée de l'Arve et celle du Giffre. L'anticlinal de Jallouvre et du Bargy, après avoir subi un léger décrochement horizontal dans le Foron de Scionzier, est traversé par la vallée de l'Arve, entre Magland et Cluses, puis il s'enfonce sous le Flysch du massif des Grands-Vents, après un nouveau décrochement, vertical celui-ci et correspondant au ravin de la Frasse.

Le synclinal du Reposoir, comme on l'a vu plus haut, se rétrécit graduellement vers le N.E., par suite du chevauchement en pli-faille de l'anticlinal de la Tête du Danay et des Sommiers; au S.E. de Nancy-sur-Cluses, il est entièrement écrasé. Sur la rive droite de l'Arve, il correspond au petit synclinal de Balancy. La couverture de Flysch du versant septentrional du massif des Grands-Vents ne permet pas de suivre vers le N.-E. la continuation des chevauchements de la Grotte de Balme et ce n'est qu'à partir de l'anticlinal de la cascade d'Arpenaz qu'il est de nouveau possible d'identifier les dislocations que l'on observe sur la rive gauche du Giffre avec celles des deux versants de la vallée de l'Arve. J'ai montré plus haut que l'anticlinal nummulitique du vallon de Pernant correspondait à celui de Notre-Dame-des-Grâces, et que le grand repli jurassique des Faucilles du Chantet était évidemment la continuation de celui de la cascade d'Arpenaz (VIII). Il est probable que le pli de l'Eocène supérieur et celui du Jurassique supérieur représentent en réalité un anticlinal unique, puisque le lieu géométrique des charnières des diverses couches plissées ne constitue pas une surface axiale plane, en raison de la manière différente dont se comportent les diverses couches vis à vis des efforts orogéniques. Quoiqu'il en soit, l'identité du pli d'Arpenaz avec celui des Faucilles du Chantet ne saurait faire aucun doute, et cet anticlinal fournit un point de repère précieux pour l'homologation des plis du Genevois avec ceux du Haut-Giffre.

La faille transversale de la vallée des Fonds coupe brusquement l'anticlinal des Faucilles du Chantet ; par suite de l'abaissement de la lèvre S.O., la partie synclinale du grand pli couché se trouve, sur la rive droite du vallon, élevée au niveau de la partie anticlinale. Tandis qu'au S.O. de la faille le pli couché est entièrement conservé, au N.E. l'érosion n'a respecté que la partie synclinale, le synclinal de marnes valanginiennes du Grenairon, dont l'axe est situé dans le prolongement de celui d'Arpenaz et du Chantet et s'élève graduellement vers le N.E. à une altitude telle que l'érosion a enlevé même la partie synclinale du pli, ne laissant plus subsister qu'un seul témoin de la partie correspondant

à la charnière, le synclinal de marnes valanginiennes de la Pointe de Tanneverge.

La faille tranversale du vallon des Fonds n'étant pas un décrochement horizontal, il ne peut y avoir aucun doute sur l'identité du synclinal du Grenairon et du sommet de Tanneverge avec le synclinal qui passe sous l'anticlinal couché de la cascade d'Arpenaz, de sorte que l'anticlinal de Granges-Communes et le synclinal qui passent immédiatement au-dessus des cascades du Fer-à-Cheval, qui apparaissent au N.O. du synclinal du Grenairon et à un niveau plus inférieur, doivent correspondre à des plis situés en profondeur, sous la vallée de l'Arve, entre la cascade d'Arpenaz et la grotte de Balme. Il est probable que l'anticlinal de Malm très surbaissé de la cascade de Luth n'est autre chose que le flanc normal d'un anticlinal couché dont la charnière est située sous le thalweg de l'Arve.

J'ai montré plus haut que le petit synclinal de la Balme et de Balancy, sur la rive droite de l'Arve, devait être considéré comme la continuation vers le N.E. du synclinal du Reposoir proprement dit, complètement écrasé par les chevauchements de la grotte de Balme, dont le plus septentrional au moins paraît correspondre à l'anticlinal de la Clusaz et des Sommiers.

De même que les anticlinaux du Genevois disparaissent les uns après les autres sous le Flysch en arrivant à la vallée de l'Arve, de même, sur la rive droite du Giffre, on voit successivement surgir du manteau de Flysch qui les cachait une série d'anticlinaux, présentant la même direction S.O.-N.E., donc également parallèles aux plis de la haute vallée du Giffre. Ces anticlinaux, en commençant par les plus intérieurs, sont les suivants (V. carte, pl. VI:

1° L'anticlinal couché de l'entrée de la vallée du Clévieux formant le versant sud de la colline de Chantemerle, coupée obliquement par la vallée, puis, aux chalets de Foilly, par l'accident transversal passant entre la Pointe-Rousse et les Avaudruz ;

2° Le petit anticlinal (Hauterivien) du chemin qui mène aux chalets de Foilly ;

3° Le grand anticlinal double de la Pointe de Tuet et des Dents-Blanches ;

4° La grande voûte du Bostan ;

5° Le groupe d'anticlinaux d'En-Barmaz et de Champéry ;

Puis, dans la vallée du Rhône, en avant de Monthey, des plis encore plus extérieurs, dont M. Schardt a donné récemment la coupe [1] :

6° L'anticlinal couché de Colombey ;

7° L'anticlinal couché de Muraz.

Ces deux derniers plis, tous deux déversées vers l'extérieur des Alpes, ne reparaissent pas sur la rive droite du Rhône et semblent recouverts par les Préalpes. La voûte néocomienne de Champéry reparaît sous le Flysch dans la vallée du Rhône, le fleuve la traverse en cluse en aval de Saint-Maurice ; sur la

[1] Livret-guide, pl. X, fig. 2.

rive droite, elle disparaît bientôt sous le Néocomien à Céphalopodes [1], c'est-à-dire sous l'écaille la plus intérieure des Préalpes.

Quant aux plis numérotés 2 à 5, nous avons vu plus haut (p. 39) qu'ils concouraient tous à la formation du grand anticlinal couché dans la Dent du Midi. En les suivant vers le N.E., c'est-à-dire dans la direction inverse de celle que nous avons suivie en étudiant les caractères tectoniques du massif, nous constatons qu'ils se rapprochent par disparition des synclinaux de Flysch intermédiaires, qu'ils se déversent de plus en plus vers l'extérieur des Alpes et que, environ à la frontière franco-suisse, ils se superposent, perdant graduellement leur individualité. A partir de la gorge de la Sauflaz, le synclinal tertiaire qui séparait l'anticlinal d'En-Barmaz de celui du Bostan se couche complètement et passe sous les anticlinaux superposés, sa charnière venant se placer bien au S.E. des charnières anticlinales, si bien que les couches éocènes sont entamées par l'érosion dans la plaine de Salanfe. Les trois anticlinaux ont fait place à un immense anticlinal couché unique, dont le flanc normal est accidenté de replis secondaires.

Avant d'examiner ce que devient ce gigantesque accident sur la rive droite du Rhône, il importe de constater que le nombre des plis situés en avant du synclinal du Reposoir sur la rive gauche de l'Arve est sensiblement le même que celui des plis qui font suite vers l'extérieur au synclinal situé entre Criou et Ressachat. Ce sont évidemment les mêmes plis qui se correspondent de part et d'autre de la grande masse de Flysch qui forme l'épaulement septentrional du massif des Grands-Vents, sans que l'on puisse songer à les identifier deux à deux, d'une manière rigoureuse. Je reviendrai plus loin sur ce point, me bornant pour le moment à insister sur le fait que les plis des terrains secondaires qui traversent la vallée du Rhône entre Martigny et les Préalpes sont réellement la continuation des plis des hautes chaines calcaires de Savoie.

J'ai déjà montré ce que devenaient les plus extérieurs de ces plis sur la rive droite du Rhône ; le grand pli couché de la Dent du Midi reparaît, comme on sait, dans la Dent de Morcles, dont il n'est séparé que par la vallée. Le pli couché de la Dent de Morcles est classique, grâce aux beaux travaux de M. Renevier.

Un grand anticlinal de Néocomien et d'Urgonien est couché presque horizontalement sur un synclinal d'Eocène et de Flysch, dont le flanc normal est entièrement conservé et dont les charnières éocènes, néocomiennes, jurassiques sont successivement visibles sur toute la paroi méridionale du massif, entre le pied sud de la Dent de Morcles et Saillon, contrairement à ce qui a lieu sur la rive gauche, où toute cette partie a été enlevée par l'érosion. Le flanc normal de l'anticlinal couché manque dans cette paroi, mais il est conservé à partir du Muveran, présentant plusieurs replis qui s'individualisent peu à peu, formant des plis déversés vers le N.O., mais se redressant graduellement à mesure que l'on se dirige vers le N.E. Le plus extérieur de ces plis est encore couché au Lion

[1] D'après les observations inédites de M. Maurice Lugeon.

d'Argentine, mais bientôt il se redresse complètement, de telle sorte que le synclinal éocène qui le borde au N.O. ne plonge plus sous les couches crétacées, comme c'était le cas depuis la frontière franco-suisse. En même temps, l'altitude de la chaîne de la Dent de Morcles et du Muveran diminue considérablement et les charnières des plis s'abaissent, jusqu'à ce qu'elles atteignent à Derborence le niveau de la Lizerne. Ici les plis auxquels a donné naissance, en se décomposant en ses éléments primitifs, le pli couché de la Dent de Morcles sont redevenus des plis droits (v. Renevier, *loc. cit.*, pl. IV, coupes 7-13).

Dans une note préliminaire sur « les zones tectoniques des Alpes de Suisse et de Savoie[1] », je faisais mention de cette atténuation des plis des hautes chaînes calcaires de Savoie (« faisceau faucignyen ») et j'indiquais sommairement que ces plis « font place à une zone de plis qui coupent obliquement leur direction et viennent se placer ensuite sur leur prolongement ». La chaine du Mont Gond et des Diablerets, qui appartient à un faisceau de plis plus internes et constitue le commencement des hautes chaînes calcaires suisses, *relaye* les hautes chaînes calcaires de Savoie,qui se terminent au col de Cheville. Je réserve pour un travail ultérieur la démonstration de cette nouvelle interprétation de faits qui sont nettement visibles sur la « carte géologique de la partie sud des Alpes Vaudoises » de M. Renevier, et je me contenterai de mentionnier la ligne de contact anormal qui, amenant le Trias puis le Bajocien de la chaîne du Mont Gond en superposition sur le Néocomien, puis sur l'Eocène de la chaîne du Muveran, entre le Pas-de-Cheville et Besson, dans le vallon de la Lizerne, marque la limite tectonique entre les hautes chaînes calcaires de Savoie et les hautes chaînes calcaires de Suisse qui les relayent. De même que les plis extérieurs des hautes chaînes calcaires de Savoie plongent sous les zones intérieures des Préalpes, les plis du massif de la Dent de Morcles et du Muveran plongent sous la chaîne du Mont Gond et des Diablerets ; mais, tandis que, dans le premier cas, des éléments tectoniques d'une zone à « faciès faucignyen » sont recouverts par des écailles à « faciès chablaisiens »; dans le deuxième cas, le faciès des dépôts crétacés est le même en-dessous et au-dessus de la surface de contact anormal, de sorte que le recouvrement ne doit pas s'étendre bien loin en profondeur vers le N.E., quoique les plis des Diablerets soient refoulés vers le N.O., de manière à recouvrir complètement la zone du Néocomien à Céphalopodes.

Après avoir suivi vers le N.E., jusqu'à leur terminaison, les plis des hautes chaînes calcaires de Savoie, je vais suivre ces mêmes plis vers le sud, au-delà des limites de la feuille d'Annecy. Je me servirai à cet effet de l'excellente carte géologique du département de la Savoie, de Lory, Pillet et Vallet.

J'ai déjà étudié plus haut la continuation vers le sud de l'anticlinal d'Arpenaz et celle du synclinal du Reposoir et de Serraval. J'ai montré que le premier de ces accidents pouvait être suivi jusqu'au Roc-Rouge près Albertville, où il est coupé obliquement par la vallée de l'Isère, et que le second se terminait au col

[1] *C. R. Acad. des Sciences*, séance du 19 mars 1894.

de Tamié. L'anticlinal d'Entremont (n° VII), qui limite au N.O. le synclinal du Reposoir, passe au sommet de la Tournette, mais est fortement entamé plus au sud par les érosions anténummulitiques, de sorte que, aux environs de Faverges, il devient difficile d'en constater la présence.

Le synclinal qui lui fait suite (n° 6) peut être observé sur le versant occidental de la chaine de Tournette (« sur les Maisons », Arclosan), mais, comme l'a fait remarquer Maillard (*Bull.* n° 22, p. 40), il se trouve rejeté à plus de 1 km. vers l'est par un accident transversal, qui a amené également le synclinal n° 5 (la Rochette) dans le prolongement du synclinal n° 6 (Murraz). Au S.O. de Faverges, on perd momentanément la trace des synclinaux 5 et 6 — au moins dans l'état actuel de nos connaissances ; — jusqu'au rocher d'Arcalod, ils ne se traduisent pas dans l'orographie, et ce n'est qu'à partir de ce point que l'on rencontre de nouveau un important synclinal formé par l'Urgonien, puis par le Crétacé supérieur et le Nummulitique, synclinal qui prend un grand développement en largeur dans la haute vallée de Bellevaux. Il est difficile de dire si ce synclinal est la continuation du synclinal d'Arclosan (n° 6) ou de celui de la Rochette (n° 5), ou s'il correspond aux deux synclinaux, par suite de la disparition de l'anticlinal intermédiaire.

De même, des études ultérieures permettront seules d'établir la correspondance entre les anticlinaux du massif de la Tournette et les dislocations dont on constate la présence entre le synclinal de Tamié et celui de Bellevaux. Les plus connues de ces dislocations sont les beaux contournements des calcaires jurassiques supérieurs connus sous le nom de Roche Torse ; M. Hollande, qui en a donné une bonne figure[1], fait remarquer que c'est à tort qu'ils ont été considérés comme la continuation du pli de la Sellive et du Roc Rouge; il en a retrouvé la trace au col du Haut-du-Four, où les contournements paraissent avoir fait place à plusieurs plis-failles.

Les anticlinaux IV et V se soudent déjà sur la feuille d'Annecy et forment l'important anticlinal de Talloires, déversé vers l'ouest, que l'on peut suivre jusqu'à la vallée de Faverges, où il se développe considérablement en largeur, puis jusqu'au col de Chérel, où il se rétrécit de nouveau et où le Jurassique supérieur disparaît momentanément sous le Néocomien, pour reparaître dans la vallée d'Ecole, dont l'anticlinal[2] paraît bien être la continuation de celui de Talloires et se trouve à son tour coupé obliquement par la vallée de l'Isère.

Il est bien difficile de suivre vers le sud les plis les plus extérieurs du Genevois, car leur continuité est interrompue tout le long du lac d'Annecy par un grand décrochement horizontal, signalé déjà par Collingwood en 1884 (*loc. cit.*, p. 39 et 44), puis par Maillard (*Bull.* n° 6, p. 9) et grâce auquel les tronçons de plis situés au N.E. de cet accident sont reportés à plus de 10 km. plus loin vers le N.O. que les tronçons situés au S.O., de telle sorte que la structure des deux rives du lac ne se correspond plus. En avant de l'anticlinal de Talloires, il

[1] Hollande, Disloc. mont. calc. de Savoie, Pl. II, fig. 11, p. 83.
[2] *Ibid.*, fig. 31, 44.

faut chercher la continuation, sur la rive droite du lac d'Annecy, de tous les plis externes bien en avant de l'emplacement où ils devraient se trouver normalement.

Pour retrouver le prolongement des synclinaux 2 et 3, il faut nous reporter jusqu'à Duingt et à Doussard, où commencent les deux synclinaux d'Entrevernes et de la montagne du Charbon, qui se prolongent jusqu'à la vallée du Cheran avec une direction N.N.E.-S.S.O.

Cette vallée du Cheran parait également correspondre à un décrochement transversal [1], mais cette fois-ci, c'est la partie située au S.O. de l'accident qui aurait été poussée plus loin vers le N.O. que la partie qui se trouve au N.E. En effet, si l'on s'en rapporte à la carte de Lory, Pillet et Vallet, le synclinal d'Entrevernes devait se continuer primitivement par celui d'Aillon et celui de la Montagne du Charbon devait correspondre à celui du Colombier. Plus au nord, les deux synclinaux d'Aillon et du Colombier se rapprochent de plus en plus ; celui du Colombier se continue dans la crête de la Buffa et sur le versant ouest du Mont Charuay [2] ; celui d'Aillon peut être suivi jusqu'au rocher du Guet, au-dessus de Montmélian ; par suite d'un relèvement de son axe, les terrains tertiaires supérieurs, le Sénonien, le Néocomien, ont successivement disparu et sa continuation ne peut être cherchée que sur la rive gauche de l'Isère, dans le Jurassique inférieur et moyen du Grésivaudan. L'anticlinal n° III, qui sépare le synclinal du Charbon de celui des Déserts et passe au col de Bornette, se retrouve, déjeté vers l'ouest de plus de 3 km., à Montlardier, près le Châtelard, et forme, sur le versant ouest du Colombier et de la crête de la Buffa, un beau pli déversé vers l'ouest, qui se redresse et s'atténue graduellement vers le sud. L'anticlinal n° II, enfin, paraît se retrouver au sud du lac d'Annecy sous la forme d'un pli-faille passant par Bellecombe, Lescheraines, le Noyer, Thoiry et mettant en contact le Néocomien avec les dépôts aquitaniens du synclinal de St-Jorioz et des Déserts.

Il résulte de cet aperçu rapide de la structure géologique des chaînes orientales des Bauges [3], que l'on retrouve dans ce massif, malgré les déviations qu'ils ont subies par suite de décrochements transversaux, en partie soudés, tous les plis qui constituent le Genevois. Sur le bord méridional des Bauges, on observe encore les plis suivants : le synclinal d'Aillon, l'anticlinal et le synclinal de la Buffa, l'anticlinal d'Ecole, le synclinal de Bellevaux, l'anticlinal de Roche-Torse et l'anticlinal de Sellive et du Roc Rouge, qui tous sont coupés obliquement par la vallée de l'Isère, entre Montmélian et Albertville. Nous verrons plus loin que leur prolongement vers le sud ne se trouve pas, comme on l'a cru souvent, dans

[1] Cet accident, dont l'existence saute aux yeux au seul examen de la carte de Lory, Pillet et Vallet, mais dont aucun auteur français n'a fait mention, est très nettement indiqué dans le remarquable livre de Collingwood (*loc. cit.*, p. 31).

[2] V. Hollande, *loc. cit.*, fig. 29, 28, 27 et 24.

[3] Pillet a fait ressortir le rôle prédominant que jouent dans l'orographie des Bauges les hautes vallées synclinales. Les anticlinaux ressortent bien moins nettement. V. Etude sur les terrains quaternaires de l'arrondissement de Chambéry. *Mém. Acad. Savoie*, 3e série, IX, 1883, p. 38.

le massif de la Grande-Chartreuse, et qu'il ne peut être cherché que sur la rive gauche de l'Isère, sur le bord du massif de Belledonne.

L'ensemble des plis considérés jusqu'à présent constitue une zone tectonique homogène, qui affecte la forme d'un croissant et se termine en fuseau à ses deux extrémités, au col de Cheville et aux environs de Montmélian. Le nom qui lui convient le mieux est celui de *zone des hautes chaînes calcaires de Savoie*, il est préférable à celui de *faisceau faucignyen* que j'ai employé précédemment [1] et qui peut prêter à équivoque, le Faucigny venant à empiéter sur la région naturelle du Chablais. On peut d'ailleurs distinguer dans les hautes chaînes calcaires de Savoie trois groupes de plis distincts : le faisceau du Genevois, le synclinal composé du Reposoir et de Serraval et le grand pli couché de la cascade d'Arpenaz.

Le faisceau du Genevois comprend dans sa plus grande largeur jusqu'à 7 plis distincts, mais il se simplifie considérablement à ses deux extrémités, dans les Bauges et dans le massif de la Dent de Morcles. Les plis qui le constituent sont en général déversés vers l'extérieur des Alpes, excepté dans le segment compris entre le Fier et la Borne, où momentanément les plans axiaux des plis plongent de part et d'autre vers une ligne médiane. Vers l'extrémité nord-ouest du faisceau plusieurs plis se confondent en un vaste anticlinal couché, le pli de la Dent du Midi et de la Dent de Morcles.

Le grand synclinal médian de la zone des hautes chaînes calcaires de Savoie est décomposé par un anticlinal oblique en deux synclinaux distincts, celui du Reposoir et celui de Serraval ; au centre du premier se trouve la masse exotique des Annes, au centre du second se trouve celle de Sulens. Le synclinal de Serraval présente dans toute sa partie centrale et septentrionale une disposition en éventail imbriqué des plus manifestes et la montagne de Sulens occupe le centre de l'éventail ; le synclinal se termine au sud en fond de bateau et ne dépasse pas le col de Tamié. Le synclinal du Reposoir, à sa traversée de la vallée de l'Arve, est chevauché par des masses refoulées du S.E., il se trouve ainsi complètement écrasé.

L'anticlinal de la cascade d'Arpenaz est constamment couché vers le N.O., et l'unité de cet accident, depuis la vallée de l'Isère jusqu'aux Faucilles du Chantet, est manifeste. Au-delà du col d'Emaney, l'érosion n'en a plus laissé subsister aucune trace..

On voit donc que *le pli de la Dent du Midi n'est pas*, comme on l'avait cru jusqu'à présent [2], *la continuation du pli d'Arpenaz* ; il en est séparé par le synclinal des Avaudruz et correspond en réalité aux plus internes des plis du faisceau genevois.

La zone des hautes chaînes calcaires de Savoie est coupée par de nombreuses dislocations transversales qui ont affecté sinon la totalité, du moins une partie

[1] *C. R. Ac. Sc.*, séance du 19 mars 1894.

[2] Alphonse Favre (1847), Hollande, Maillard.

de ses chaînes. Les accidents de la vallée du Cheran et du lac d'Annecy sont d'importants décrochemeuts horizontaux, qui ont eu un contre-coup considérable sur l'orographie de la région. Le petit accident des châlets de Loo, celui du Foron de Scionzier, celui de la gorge de la Sauflaz, sur le versant nord-ouest du synclinal de Serraval ; ceux du col de l'Arpettaz et de la montagne de Doran, sur son versant sud-est, rentrent également dans la catégorie des décrochements transversaux, mais n'ont qu'une importance secondaire. La dislocation qui suit la partie inférieure de la vallée des Fonds, séparant les Faucilles du Chantet du Grenairon, paraît, par contre, être une véritable faille verticale (V. pl. V). D'autre part, le grand accident transversal qui s'étend de Pernant à Bay, parallèlement à la vallée de l'Arve, et qui amène un redoublement de l'anticlinal couché de la cascade d'Arpenaz est une véritable faille inverse, ou, pour mieux dire, un pli-faille inverse. Il en est de même de l'accident des Avoudruz, décrit par Maillard. Les plans de faille de ces deux dernières dislocations sont inclinés en sens inverse et viennent converger vers le centre du massif des Grands Vents. Ce massif peut être envisagé comme un véritable synclinal transversal d'une grande amplitude, dont les bords sont refoulés sur les parties voisines, perpendiculairement à la direction des plis longitudinaux, dont l'antériorité aux accidents transversaux est ici évidente. Le synclinal transversal des Grands Vents a déterminé sur le bord externe du faisceau du Genevois un abaissement considérable des axes des plis, grâce auquel les anticlinaux disparaissent sous le Flysch entre la vallée de l'Arve et celle du Giffre.

Pour saisir toute l'importance de ces accidents transversaux, il nous faut d'abord étudier les relations des hautes chaînes calcaires de Savoie avec les massifs cristallins de la « première zone alpine », d'une part, avec les Préalpes du Chablais de l'autre. Mais, préalablement, il importe de bien établir la limite entre le faisceau du Genevois et le faisceau des plis méridionaux de la chaîne du Jura.

CHAPITRE II

RELATIONS ENTRE LES HAUTES CHAINES CALCAIRES DE SAVOIE ET LE JURA MÉRIDIONAL

Charles Lory rangeait l'ensemble des hautes chaînes calcaires de la Savoie dans la zone des chaînes subalpines, qu'il limitait à l'est par une ligne de dépressions passant par Saint-Maurice (Valais), Sixt, le col d'Anterne, Sallanches, Ugines, Albertville et par la grande vallée du Grésivaudan, jusqu'à Grenoble. Il considérait les Bauges comme la continuation du massif de la Grande Chartreuse et, pour lui, c'était la faille de Voreppe qui formait la limite entre le Jura méridional et les chaînes subalpines [1]. Dans un travail sur « les régions naturelles des Alpes », paru l'année dernière [2], j'ai exprimé l'opinion que les chaînons orientaux des Bauges appartiennent au faisceau du Genevois et qu'ils n'ont pas d'équivalent dans le massif de la Grande Chartreuse ; que ce dernier massif doit être, par contre, attribué tout entier au faisceau jurassien. Je vais essayer de donner des arguments décisifs en faveur de cette manière de voir, me basant surtout sur la carte géologique du département de la Savoie, de Lory, Pillet et Vallet, qui permet de se rendre facilement compte de la manière dont s'opère la soudure du Jura méridional et des Alpes. Un travail récent de M. Hollande [3] complète en bien des points les faits qui ressortent très nettement de cette carte.

Parmi les chaînons qui constituent le Jura méridional, les trois plus intérieurs seuls traversent le Rhône et viennent concourir à la formation du massif de la Chartreuse (v. pl. VI). Ce sont les chaînons du Mont Tournier (A), du Mont du Chat (B) et de la Chambotte (C). Chacun d'eux correspond à un anticlinal de couches crétacées ou jurassiques généralement déversé vers l'ouest, souvent avec chevauchement et structure imbriquée. Ces anticlinaux sont séparés les uns des autres par des synclinaux de couches oligocènes et miocènes. A l'est de l'anticlinal jurassien de la Chambotte et séparé de lui par le large synclinal miocène de Rumilly, se dresse le chaînon anticlinal du Semmoz (I), qui commence à Annecy et se continue vers le sud avec une direction N.-S., puis N.N.O.-S.S.E. par le Revard et le Nivolet. Il a souvent été considéré comme le premier chaînon alpin, mais comme il est séparé du chaînon suivant par un synclinal de Mollasse et comme les dépôts néogènes n'existent pas dans les parties plus intérieures

[1] Notice sur les travaux scientifiques de M. Charles Lory. Paris, 1881, p. 34.
[2] *Annales de Géographie*, n° 10, 15 janvier 1894.
[3] D. Hollande, Contact du Jura méridional et de la zone subalpine aux environs de Chambéry. *Bull. Serv. Cart. géol.*, t. IV, n° 29, 1892.

des Bauges, il vaut mieux le considérer comme un anticlinal du faisceau jurassien ou comme un chaînon intermédiaire entre le Jura et les Alpes. Il est possible que le chaînon du Salève ne soit autre chose que sa continuation déjetée vers le N. O.; dans tous les cas, il n'a pas d'équivalent au-delà du lac d'Annecy, dans le massif du Genevois. Le synclinal de St-Jorioz, qui sépare le chaînon du Semnoz du premier chaînon alpin, passe à Lescheraines d'une direction presque N.-S. à une direction N.E.-S.O.; son bord interne, constitué par les couches rouges aquitaniennes bute contre les calcaires hauteriviens du côté de Margeriaz, c'est-à-dire contre le premier chaînon alpin [1]. Les affleurements tertiaires du synclinal de St-Jorioz et des Déserts s'arrêtent un peu au nord du seuil de Chambéry et les couches tertiaires ne reparaissent plus au sud de cette coupure transversale; mais le synclinal traverse cette dernière entre St-Alban et la Boisserette, où toutes les couches supérieures au Valanginien ont été enlevées par l'érosion [2].

L'Urgonien du synclinal reparaît au Mont Granier, dans le massif de la Grande Chartreuse, formant comme une gouttière dans laquelle sont conservés plusieurs témoins de Gault et de Sénonien, que l'on suit jusqu'au Rocher du Midi, où le synclinal est coupé obliquement par la vallée du Grésivaudan. Le synclinal du Mont Granier est le pli le plus interne dont on constate l'existence dans le massif de la Grande Chartreuse; il est la continuation évidente de celui de St-Jorioz et des Déserts, que nous avons encore attribué au faisceau jurassien. Si donc on considère la faille passant au pied du crêt de Margeriaz comme la limite extérieure des Alpes, il en résulte que le massif de la Grande Chartreuse est exclusivement jurassien, et il en est de même, bien entendu, du Vercors, qui en est la continuation tectonique.

Si même on considérait l'anticlinal du Semnoz comme un pli alpin, toute la moitié occidentale du massif de la Grande Chartreuse devrait être attribuée au faisceau jurassien, et la faille de Voreppe ne pourrait pas être envisagée comme la limite entre le Jura méridional et les chaînes subalpines. En effet, cette faille n'est qu'un accident accessoire, sans grande importance orographique; elle est oblique à la direction des plis et coupe indistinctement les anticlinaux et les synclinaux sur une longueur de 78 kilomètres [3]. Dans le massif de la Grande Chartreuse, elle coupe obliquement l'anticlinal du Bec de l'Echaillon, continuation vers le sud de l'anticlinal du Mont Tournier, et l'anticlinal du Mont Grelle, continuation de celui du Mont du Chat. Les trois anticlinaux qui correspondent aux trois chaînons par lesquels se termine le Jura méridional se continuent dans le massif de la Grande Chartreuse et peuvent être suivis jusque dans le Vercors. L'anticlinal du Semnoz, par contre, s'arrête à St-Ismier et ne prend aucune part

[1] Si l'on en juge par les contours sinueux de la ligne de contact entre l'Aquitanien et l'Hauterivien, tels qu'ils figurent sur la carte de Lory, Pillet et Vallet, il semblerait que ce contact se fait par chevauchement; toutefois M. Hollande figure partout une faille verticale, jusque dans son dernier travail intitulé : « Etude stratigraphique des terrains tertiaires oligocènes de la vallée des Déserts (près Chambéry) » (*Bull. Serv. Carte géol.*, t. VI, n° 41, 1885).

[2] Hollande, *Bull. Serv. Carte géol.*, n° 29, fig. 20.

[3] Ch. Lory, Feuilles de Grenoble et de Vizille de la Carte géologique détaillée de la France.

à la constitution du Vercors. En effet, il se continue vers le sud par le Revard et la Dent de Nivolet, formant d'abord une voûte régulière; aux environs de Chambéry, il se décompose en plusieurs anticlinaux secondaires, couchés vers l'ouest et chevauchant les uns sur les autres, comme le montrent plusieurs coupes fort intéressantes publiées par M. Hollande [1]. Plus au sud, dans le massif de la Grande Chartreuse, les anticlinaux secondaires se montrent de nouveau dans un pli unique (I), non déversé vers l'ouest et qui se traduit sous forme de voûte jurassique [2], séparant deux bandes de Néocomien inférieur, depuis Entremont jusqu'à St-Ismier, où cette continuation de l'anticlinal du Semnoz est coupée obliquement par la vallée du Grésivaudan.

On voit donc que, parmi les chaînons qui constituent la région naturelle des Bauges, seul le plus occidental, celui du Semnoz, se continue dans le massif de la Grande Chartreuse, mais qu'on en chercherait en vain un équivalent dans le Vercors.

L'Isère, entre Grenoble et Albertville, coupe successivement les plis suivants :

L'anticlinal du Semnoz — Revard — Entremont (I);

Le synclinal des Déserts — Mont Granier — Bellefont;

Le demi-anticlinal du Margeriaz — la Boisserette (II);

Le synclinal des Aillons et du Rocher du Guet, continuation déjetée de celui d'Entrevernes;

L'anticlinal de la Buffa (III);

Le synclinal du Colombier, continuation déjetée de celui du Charbon;

L'anticlinal d'Ecole (V), continuation de celui de Talloires et du col de Chérel;

Le synclinal de Bellevaux et d'Arcalod;

L'anticlinal de Roche Torse, continuation probable des deux anticlinaux de la Tournette (VI et VII);

Le synclinal de Tamié, terminaison de celui du Reposoir;

L'anticlinal de la Sellive, continuation de celui de la cascade d'Arpenaz.

Sauf l'anticlinal du Semnoz et le synclinal des Déserts, aucun des plis des Bauges ne se continue dans le massif de la Grande Chartreuse. Leur prolongement vers le sud ne peut être cherché que sur la rive droite de l'Isère, dans les montagnes constituées par le Jurassique inférieur et moyen qui bordent le massif de Belledonne [3].

[1] Hollande, *Bull. Serv. Carte géol.* n° 29, fig. 18-20. Id. Disloc. des mont. calcaires de la Savoie, pl. III, fig. 15-18 et carte.

[2] Ch. Lory, Réunion extraordinaire à Grenoble, 1881. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3e sér., t. IX, pl. XVI, fig. 4.

[3] Ce résultat, capital pour la géologie des hautes chaînes calcaires de Savoie, est formulé de la manière suivante par W. G. Colingwood (*loc. cit.*, p. 32) : « It might also seem that the northern ranges of the Belle Etoile, Coche and Sambuy had no definite continuations southward; and that towards the Isère and Montmeillan their place were taken by mere Jurassic mounds in the valley of the Isère, from which the cretaceous superstructure has disappeared. »

CHAPITRE III

RELATIONS DES HAUTES CHAINES CALCAIRES DE SAVOIE AVEC LES MASSIFS CRISTALLINS DE LA ZONE DU MONT BLANC

Charles Lory et M. Diener réunissent les massifs cristallins du versant français et suisse des Alpes occidentales en une zone unique, la première zone alpine ou zone du Mont Blanc, mais il est facile de s'assurer que ces massifs correspondent en réalité à plusieurs faisceaux de plis successifs et qu'ils appartiennent même à des zones tectoniques distinctes (V. carte, pl. VI).

Le *massif de Belledonne* est le plus extérieur ; il ne présente pas les contours elliptiques qui d'ordinaire caractérisent les massifs centraux, mais se développe dans le sens de la longueur, limité par deux lignes à peu près parallèles, et s'étend de Flumet, au nord, à Valbonnais, au sud. Contrairement à ce que l'on pouvait être tenté d'admettre, le *massif des Aiguilles Rouges* ne constitue pas sa continuation vers le nord ; ainsi que M. Michel Lévy l'a montré dans une remarquable étude [1], la partie méridionale de ce massif, le Prarion, se trouve, par suite d'un décrochement horizontal dirigé N.O.-S.E., déplacé vers l'est et s'étrangle en pointe au sud de Saint-Gervais. Grâce aux travaux intéressants de M. Ritter [2], on sait maintenant que le massif reparaît au sud du Nant Borrant, pour former le *massif de Beaufort* et entrer en contact, à partir d'Hauteluce, avec la limite interne de la chaîne de Belledonne. Le massif des Aiguilles Rouges est donc constitué par un faisceau de plis plus interne que celui de Belledonne.

En arrière du massif des Aiguilles Rouges et séparé de lui par le synclinal jurassique de Chamonix, se trouve le *massif du Mont Blanc*, qui représente donc un troisième faisceau de plis, auquel appartient également, autant que l'on peut, en juger dans l'état actuel de nos connaissances, le petit *massif du Rocheray*, près Saint-Jean-de-Maurienne, et le *massif des Grandes Rousses*. Le *massif du Pelvoux* et le *Mercantour*, qui sont d'ailleurs complètement en dehors de la région qui entre ici en ligne de compte, feraient vraisemblablement partie d'un faisceau plus intérieur, qui n'aurait pas de continuation vers le nord, mais que l'on peut encore ranger dans la première zone alpine. Quant aux massifs du *Finsteraarhorn* et du *Gotthard*, ils n'ont aucune relation tectonique avec la zone du Mont Blanc et appartiennent à la zone du Briançonnais, ainsi que j'espère le démontrer dans un prochain travail.

[1] Michel Lévy, *Bull.* n° 27.
[2] E. Ritter, Les massifs de Beaufort et du Grand-Mont (Thèse), Genève, 1894. V. aussi *Bull. Serv. Carte*, n° 38, p. 130-133.

La zone des hautes chaînes calcaires de Savoie présente des relations à la fois avec le massif de Belledonne et avec celui des Aiguilles Rouges ; mais, avant d'aborder l'étude de ces relations, il importe de rechercher à quel moment ces deux massifs ont acquis leur individualité.

On sait, depuis les travaux d'Alphonse Favre, que sur chacun des deux massifs l'érosion a respecté des témoins d'une couverture triasique et liasique dont les couches reposent presque horizontalement sur les terrains archéens et paléozoïques redressées verticalement. Mes observations aux environs de Mégève et celles de M. Ritter au S.E. de Flumet, confirment entièrement ces faits pour l'extrémité septentrionale du massif de Belledonne, et comme, ainsi que je le montrais plus haut, les couches permiennes sont ici en concordance avec les couches houillères, il en résulte que le redressement presque vertical des terrains anciens s'est produit entre le Permien et le Trias, sans préjudice des mouvements anthouillers et antépermiens qui se sont fait sentir dans le massif de Belledonne aussi bien que dans celui des Aiguilles Rouges.

L'étude approfondie des massifs anciens de la première zone alpine permet de reconstituer à peu près leurs plis antétriasiques. Dans l'extrémité septentrionale du massif de Belledonne, M. Ritter [1] a reconnu récemment une série de trois anticlinaux cristallins séparés par des synclinaux houillers et il a pu établir que ces plis, dirigés presque N.-S., sont tous coupés en biseau par la limite des terrains anciens et des terrains mésozoïques, dirigée à peu près S.O.-N.E. Les observations de M. Ritter s'arrêtent au sud à la vallée de l'Isère, mais l'examen de la carte topographique permet déjà de reconnaître que ces mêmes plis se continuent avec la même direction dans la partie du massif de Belledonne située au sud de la coupure transversale de l'Isère. Ainsi, l'anticlinal cristallin qui, d'après M. Ritter, va de Bange, en amont d'Ugine, à Conflans, paraît se continuer par la crête qui va de Rhonne à Montsapey et qui porte les sommets de la Grande Lanche et du Grand Arc, tandis que l'anticlinal plus intérieur, que M. Ritter a suivi de Flumet jusqu'à Biorge, se continuerait par la crête de Bellachat, qui va de Cevins à la Chambre. Les deux anticlinaux se traduiraient donc par de grandes arêtes montagneuses dirigées N.N.E.-S.S.O. Cette direction est également celle de la crête du Pic du Frêne, qui va de Montgilbert à la Combe d'Olle ; c'est celle du synclinal du Grand Collet et c'est aussi celle de la crête principale de Belledonne. Le massif de Belledonne est donc constitué par une série d'arêtes dirigées N.N.E.-S.S.O., qui paraissent correspondre aux plis antétriasiques. Ces arêtes sont obliques à la direction générale de la chaîne, c'est-à-dire à la limite des terrains cristallins et des terrains secondaires ; mais, fait plus remarquable encore, les plis anciens qui leur correspondent sont coupés obliquement par la limite séparant le massif de Belledonne de celui de Beaufort ; ils traversent cette limite, que M. Ritter a suivie depuis Beaufort jusqu'à Cevins et qui se continue par Epierre, St-Remy, St-Colomban-des-Villards, mar-

[1] Compte-rendu des collaborateurs pour 1894. *Bull.* n° 44, p. 144-146.

quée par un pli-faille et par des lambeaux allongés de terrain houiller[1]; enfin, ils sont coupés en biseau par la bande de Lias qui longe le bord intérieur du massif de Belledonne et du massif de Beaufort et que l'on suit depuis le Nant Borrant jusque dans l'Oisans. Il résulte de ces faits que l'ossature primitive du massif, qui se traduit actuellement par les axes orographiques, est due aux plis antétriasiques et que les limites extérieures des deux massifs ainsi que le pli-faille qui les délimite l'un de l'autre, sont d'âge beaucoup plus récent. Les limites extérieures sont d'ailleurs presque partout des contours résultant uniquement de la dénudation du massif par les agents atmosphériques.

J'arrive donc ici au même résultat que celui auquel l'étude du massif des Grandes-Rousses a conduit M. Termier[2] : dans ce massif, comme dans les massifs de Belledonne et de Beaufort, les plis alpins coupent les plis hercyniens sous un angle aigu, qui paraît être en moyenne d'environ 35°.

Ce résultat qui, en ce qui concerne le massif de Belledonne, est basé sur les excellentes observations de M. Ritter, s'applique également au massif des Aiguilles Rouges proprement dit. En effet, les levés de ce massif par Gerlach et les études plus récentes de M. Michel Lévy[3] démontrent l'existence de plis antétriasiques dirigés presque N.-S., alors que l'axe du massif et la limite entre les terrains cristallins et les terrains secondaires sont orientés N.E.-S.O. Si l'on fait abstraction du décrochement de la vallée de l'Arve et si l'on rétablit le Prarion dans sa position primitive, on rencontre successivement, en allant de l'ouest vers l'est : l'anticlinal archéen de St-Gervais, le synclinal houiller du Prarion et de Servoz, la bande de schistes granulitisés de Pormenaz (X), l'anticlinal archéen correspondant à la crête des Aiguilles Rouges et du Brévent, la bande de schistes sériciteux et micacés (X) de Valloreine. Les limites respectives de ces diverses bandes sont dirigées N.N.E.-S.S.O. et forment un angle aigu avec l'axe du synclinal liasique de Chamonix ; les couches triasiques qui forment le soubassement de la crête des Fiz et du massif du Haut Giffre reposent successivement en transgression sur chacune de ces bandes. A l'Argentière, commence un second synclinal de Houillier qui, passant par Finhaut et Salvan, peut être suivi jusque dans le soubassement de la Dent de Morcles ; il épouse à peu près la direction générale du massif, mais est coupé en biseau, lui aussi, par le bord du synclinal de Chamonix. Il forme une longue dépression qui sépare le massif des Aiguilles Rouges proprement dit du massif d'Arpille et son âge antétriasique est bien mis en évidence par les coupes du soubassement de la Dent de Morcles publiées par M. Renevier et par M. Golliez[4].

Il résulte des faits exposés dans cette trop longue digression que l'ossature primitive de la première zone alpine est due à des plissements antétriasiques (hercyniens), mais que l'individualisation des massifs date d'une époque beau-

[1] Cette limite est nettement marquée sur la carte de Lory, Pillet et Vallet.
[2] *Bull.* n° 40, p. 117.
[3] Feuille XXII de la carte suisse et feuilles Annecy et Valloreine de la carte géologique de France. *Bull.* n° 9, p. 4.
[4] Livret-guide géologique dans le Jura et les Alpes de la Suisse, Cl. 74, p. 221.

coup plus récente ; elle est l'œuvre à la fois des plissements alpins, qui ont déterminé la formation de faisceaux de plis obliques aux plis anciens, et des dénudations ultérieures, qui ont enlevé le manteau de terrains secondaires et tertiaires qui recouvraient en discordance les terrains anciens.

En réalité, depuis le synclinal du Collet jusqu'à la Dent de Morcles, on voit partout ces terrains plonger sous les terrains secondaires, sans que, en aucun point, le contact soit accompagné d'une dislocation de quelque importance. Comme je l'ai montré, les bandes successives, anticlinales et synclinales, des massifs anciens s'enfoncent les unes après les autres sous les terrains secondaires de la bordure. L'enfoncement se fait par un abaissement graduel, dans la direction du nord, des axes anticlinaux et synclinaux ; il est évident, dès lors, que les plis anciens se continuent en profondeur sous les hautes chaines calcaires de Savoie.

On se rappelle, d'autre part, que tous les plis qui constituent ces chaînes calcaires sont coupés obliquements les uns après les autres par la vallée de l'Isère, entre Albertville et Montmélian, et que leur continuation vers le sud ne peut se trouver dans le massif de la Grande Chartreuse, mais doit être cherchée sur la rive gauche de l'Isère, soit dans les collines jurassiques qui bordent le massif de Belledonne, soit dans ce massif lui-même.

Ici nous touchons à une question extrêmement délicate, car l'érosion a non seulement fait disparaître dans le massif de Belledonne presque toutes les traces des plissements alpins, mais elle a de plus enlevé sur la rive gauche de l'Isère, dans la zone-bordure, tous les terrains postérieurs au Bajocien. D'autre part, la partie du Grésivaudan située sur la feuille d'Albertville n'a pas encore été étudiée en détail ; mais heureusement, il n'en est pas de même de la partie située sur la feuille de Saint-Jean-de-Maurienne, M. Pierre Lory[1] ayant consacré aux environs d'Allevard deux notes du plus haut intérêt.

Dans cette région, voici, d'après les observations de M. Lory, quelles sont, en partant de l'Isère pour se diriger vers l'est, les accidents que l'on rencontre successivement : 1° l'anticlinal de Bramefarine, ou des collines liasiques ; 2° le synclinal bajocien de Theys et d'Allevard, ou synclinal de la Table, de M. Paquier ; 3° l'anticlinal cristallin de la chaine du Grand Rocher ou de la Tailla ; 4° la zone synclinale du Collet ou du Merdaret.

« Au-delà du Collet (Lory, 1894, p. 3), cette zone (n° 4) s'efface, ne laissant comme traces, à Prodin et plus au nord, qu'un manteau de Trias ondulé, discordant sur son substratum, ainsi que l'avaient reconnu Ch. Lory et M. Hollande. A la même latitude, le synclinal bajocien se couche momentanément vers l'extérieur (la Chapelle-du-Bard) ; puis il s'élargit beaucoup à la Table, sans que

[1] P. Lory, Etudes géologiques dans la chaine de Belledonne. I. Note sur la bordure occidentale du massif d'Allevard. *Travaux du Labor. de Géol. de la Fac. des Sc. de Grenoble*, t. II, p. 1-42, 1893. — *Id.* Sur la constitution géologique de la région d'Allevard. *Soc. statist. de l'Isère*, séance du 3 déc. 1894. V. aussi : W. Kilian, Une coupe transversale des Alpes françaises. *Trav. Labor. Gren.*, t. II, p. 51-56, pl. V. — Paquier, Contributions à l'étude du Bajocien de la bordure occidentale de la chaine de Belledonne. *Ibid.*, p. 61-78.

d'ailleurs sa direction se modifie. L'anticlinal liasique s'étale lui aussi et, tandis que son arc dévie vers le nord, une série d'accidents prend naissance dans son flanc interne : anticlinal et synclinal déversés de la gorge de Détrier, synclinal probablement bajocien de Villarbé, *tous plis qui vont sans doute se continuer dans les Bauges en se revêtant de terrains plus récents*. Ainsi, la modification de structure qu'éprouve la chaîne coïncide avec l'apparition du *faisceau des Bauges*, mais les plis qui vont faire partie de celui-ci paraissent sortir uniquement de la partie occidentale de la bordure jurassique. »

Je souscris entièrement à cette manière de voir en ce qui concerne les plis les plus extérieurs du faisceau des Bauges, mais je suis porté à considérer le synclinal de Serraval comme la continuation, au-delà de la vallée de l'Isère, du synclinal de la Table. Si cette supposition se vérifie, la totalité des plis des Bauges (la chaîne du Semnoz exclue, bien entendu) se réunirait en un faisceau de plis compris dans l'étroite zone de terrains jurassiques qui sépare le massif de la Chartreuse de celui de Belledonne. Cette zone est dans une dépendance étroite de ce dernier massif et doit encore être considérée comme appartenant à la première zone alpine ; les plis qui la constituent sont en général parallèles au bord actuel du massif de Belledonne et parallèles par conséquent aussi à la dislocation qui sépare le massif de Belledonne de celui de Beaufort, mais ils paraissent couper en sifflet les plis antétriasiques du massif de Belledonne. En tant que plis tertiaires (alpins), les plis du Grésivaudan et leur continuation vers le nord, les plis de la zone des hautes chaînes calcaires de Savoie, constituent donc un faisceau plus extérieur de la chaîne des Alpes que le faisceau de Belledonne, dans l'acception la plus restreinte ; mais si l'on envisage les relations des terrains secondaires des hautes chaînes calcaires de Savoie avec les plis antétriasiques de la première zone alpine, en faisant abstraction des plissements tertiaires qui les ont affectés, on est amené à considérer ces terrains comme faisant partie du *manteau sédimentaire de la première zone*, manteau plissé à l'époque tertiaire suivant des axes tantôt indépendants de la direction des 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. La direction N.N.E.-S.S.O., coïncidant avec celle des plis antétriasiques, se retrouve au nord et au sud de la dépression de Faverges et du lac d'Annecy dans les plis extérieurs du faisceau et dans le synclinal de Serraval. La direction conjuguée, approximativement S.O.-N.E., est celle du synclinal de la Combe d'Olle, qui sépare le massif de Belledonne de celui des Grandes-Rousses, et de l'accident qui limite les deux massifs de Belledonne et de Beaufort, au moins entre Epierre et Hauteluce ; c'est la direction de l'anticlinal rectiligne de la cascade d'Arpenaz ; c'est enfin rigoureusement la direction du synclinal de Chamonix et de l'axe du massif du Mont Blanc. Je ne veux nullement prétendre qu'il faille ramener toutes les directions que l'on relève dans la zone des hautes chaînes calcaires de Savoie à ces deux directions fondamentales, mais il me paraît avoir existé dans la couverture de terrains secondaires et tertiaires de la première zone une tendance bien marquée à la production de plissements dont les uns coïncide-

raient avec les plis antétriasiques et dont les autres auraient leurs axes perpendiculaires au sens des poussées tangentielles qui dominaient dans cette partie des Alpes lors des derniers mouvements. Ces dernières sont, comme on devait le prévoir, essentiellement variables, quoique dans des limites restreintes ; elles passent graduellement du S.O.-N.E. à l'O.S.O.-E.N.E., et cette direction devient prédominante dans la partie septentrionale du Genevois, à l'approche de la vallée de l'Arve, et dans les massifs du Haut-Giffre et de la Dent du Midi. D'ailleurs, vers le nord, à l'approche de la vallée du Rhône, la direction des plis antétriasiques du massif des Aiguilles Rouges, si constante plus au nord, s'infléchit également vers l'est et devient graduellement S.O.-N.E.

Le passage d'un même pli de l'une des directions maitresses à l'autre ne s'est pas toujours fait par inflexion graduelle ; dans bien des cas, ce passage a donné lieu à une rupture brusque des plis, et c'est ainsi qu'il faut peut-être expliquer les décrochements horizontaux qui se sont produits sur l'emplacement actuel de la vallée du Cheran et du lac d'Annecy, ainsi que celui qui affecte le massif des Aiguilles Rouges, à l'endroit où ce massif est traversé aujourd'hui par la vallée de l'Arve.

Dans le premier cas, on constate que les chaînes situées entre les deux décrochements possèdent rigoureusement la même orientation que les plis anciens du massif de Belledonne ; ces chaînes sont des plis très peu déjetés vers l'extérieur des Alpes et coïncidant vraisemblablement comme emplacement avec des plis anciens ; au nord de l'accident transversal du lac d'Annecy et au sud de celui du Cheran, par contre, les plis sont en partie très fortement déversés vers le Jura et ont progressé davantage vers l'extérieur que leurs segments situés entre les deux accidents transversaux, ils ne coïncident plus avec les plis anciens et passent très rapidement à une direction franchement S.O.-N.E. Il est vraisemblable que dans ces parties les poussées alpines ont été suffisamment intenses pour empêcher le manteau secondaire et tertiaire de se plisser suivant des directions conformes à celles des plis paléozoïques.

Quant au décrochement de la vallée de l'Arve, il a surtout affecté le soubassement cristallin, mais il s'est produit certainement lors des mouvements orogéniques de l'époque tertiaire, car il se traduit également dans le synclinal de Chamonix, qui, au sud des Houches, prend subitement un grand développement en largeur. Tandis que le massif des Aiguilles Rouges, tel que les plissements alpins l'ont façonné, est limité par des accidents dirigés S.O.-N.E., indépendants de la direction des plis anciens, le tronçon du Prarion, situé au S.O. du décrochement, est traversé par des accidents orientés à peu près N.-S., voire même N.N.O.-S.S.E. Ici la tendance des plis à se reproduire sur les mêmes lignes que les plis anciens est manifeste, car le pli-faille du versant est du Prarion et les flexures du versant ouest sont parallèles à l'axe de l'anticlinal ancien des micaschistes passant à St-Gervais. Ces accidents, que M. Michel Lévy [1] a si magistralement décrits, sont certainement postérieurs au Trias et datent par conséquent d'une des phases orogéniques de l'époque tertiaire.

[1] *Bull.* n° 27.

La déviation légère vers l'ouest que l'on constate dans les accidents du Prarion est due à l'épanouissement nouveau des plis du faisceau de Beaufort au nord du point où ils avaient subi un étranglement complet entre l'extrémité méridionale du massif du Mont Blanc et l'extrémité septentrionale du massif de Belledonne. Les plis anciens du faisceau de Belledonne plongent à Flumet et à Mégève sous leur manteau sédimentaire ; la plongée est suffisamment brusque pour qu'il en soit résulté une profonde dépression,constituant un point de moindre résistance, vers lequel les plis du Prarion ont été poussés. Le Prarion vient se placer ainsi dans le prolongement du massif de Belledonne, dont les plis se trouvent relayés par les plis du faisceau de Beaufort, tandis que le massif du Mont Blanc surgit presque dans l'axe orographique du massif de Beaufort.

Un accident de l'importance du décrochement de la vallée de l'Arve, qui affecte tout un faisceau de plis, doit avoir son contre-coup dans la tectonique de la zone située plus à l'extérieur ; cependant, en aval de Sallanches, les plis des deux rives de l'Arve se correspondent et ne sont pas déjetés horizontalement les uns par rapport aux autres. Cette anomalie s'explique si l'on considère que le décrochement de la vallée de l'Arve compense en quelque sorte la déviation qu'a subie le faisceau de Beaufort dans le Prarion ; les Aiguilles Rouges reprennent la direction normale du massif de Beaufort. On conçoit dès lors que les plis des hautes chaînes calcaires de Savoie n'aient plus été affectés par le décrochement et que cet accident ne se fasse sentir, sur le versant sud-ouest du massif de Platé, que jusqu'à St-Martin. En effet, la falaise de Dogger de Passy se trouve reportée à plus de 1 kilom. vers le N.O., de sorte que momentanément les schistes du Lias viennent buter contre les marnes oxfordiennes, ainsi qu'on peut le constater en montant par les lacets de la route de Bay.

Dans une note préliminaire sur l'origine de la vallée de l'Arve, je faisais ressortir dès 1891 [1] le fait très curieux que des dislocations transversales importantes que l'on observe sur la rive droite, dans le soubassement du massif de Platé, se trouvent dans le prolongement du décrochement qui a détaché le Prarion des Aiguilles Rouges et que l'un et l'autre accident ont déterminé le creusement de la vallée. Il est évidemment impossible d'admettre que le chevauchement qui a amené la répétition apparente du pli couché d'Arpenaz soit la continuation directe du décrochement de l'Arve,et on ne peut davantage le considérer comme le même accident que le pli-faille du Prarion, le long duquel le Houiller est refoulé sur le Trias, car l'accident transversal d'Arpenaz débute au N.E. de la terminaison septentrionale du décrochement, tandis que l'accident du Prarion est extérieur par rapport à ce dernier ; mais il est évident que le chevauchement transversal d'Arpenaz, avec les plis qui l'accompagnent, et le pli-faille du Prarion sont dus à une même poussée, agissant dans le même sens, c'est-à-dire vers l'O.S.O., perpendiculairement au décrochement de Servoz et à l'axe du massif du Prarion. On verra dans le chapitre suivant que des poussées dirigées dans le même sens se sont fait sentir avec une grande énergie sur la rive droite de l'Arve, en aval de Cluses, dans la zone des Préalpes.

[1] *Comptes rendus Acad. Sc.*, séance du 21 nov. 1892.

Il ne me reste plus, pour terminer l'étude des relations des hautes chaînes calcaires de Savoie avec les faisceaux de plis de la « première zone alpine », qu'à examiner la terminaison de ces faisceaux vers le nord.

Le gigantesque massif en éventail du Mont Blanc, qui apparait si brusquement en arrière du faisceau de Beaufort, précisément à l'endroit où celui-ci atteint son maximum d'étranglement, s'abaisse insensiblement vers le N.E., découpé en plusieurs tronçons par les vallées transversales de Champey et de Bagne : le massif principal ; le Mont Catogne, qui n'atteint plus que 2.579 m ; et le Mont Chemin, dominé même par le bord de la couverture sédimentaire, qui s'applique sur son flanc sud-est. Le massif s'effile en pointe et rien, dans les dislocations de la rive droite du Rhône, ne vient plus déceler sa présence. J'avais pensé que la zone des hautes chaînes calcaires suisses constituait peut-être la continuation du faisceau de plis du massif du Mont Blanc, comme, par exemple, le Dévoluy peut être envisagé comme la continuation vers le sud du faisceau de Belledonne ; mais, tandis que, d'une part, le fait que le Mont Blanc se termine en pointe vers le N.E. est déjà peu favorable à cette manière de voir, d'autre part, M. Schardt m'a montré sur les lieux,l'année dernière,que les masses calcaires de la rive gauche de la Lizerne, qui forment le pli du Mont Gond et, plus au nord, la base des Diablerets, sont la continuation immédiate des barres de Malm de Sembrancher (roc de Vence) [1], qui ne sont autre chose que le bord externe de la zone du Briançonnais.

Le faisceau du Mont Blanc s'arrête donc à la vallée du Rhône et l'on doit envisager les hautes chaînes calcaires suisses comme la continuation de la zone du Briançonnais.

Les plis du massif des Aiguilles Rouges, c'est-à-dire du faisceau de Beaufort, plongent, dans le soubassement de la Dent de Morcles, sous les plis des hautes chaînes calcaires de Savoie,qui forment ici leur manteau sédimentaire. La surface de contact des terrains primaires et des terrains secondaires discordants affleure à des altitudes en partie supérieures à 2000 mètres, mais elle doit s'abaisser très rapidement vers le N.E., car, entre les Plans de Frenière et la vallée de la Lizerne, l'Eocène supérieur affleure à des altitudes variant entre 1400 et 2000 m.; au-dessous il faudrait traverser toute l'épaisseur des terrains secondaires, certainement plusieurs milliers de mètres, avant d'arriver au contact du Trias et des terrains anciens.

A moins d'admettre un amincissement très invraisemblable des couches jurassiques et crétacées vers le N.E, ce contact paraît se trouver, à Derborence, à près de 2000 m. au-dessous du niveau de la mer, à en juger par la coupe longitudinale pl.III. fig.3 donnée par M. Renevier dans sa belle monographie,coupe qui permet très bien de se rendre compte de la plongée rapide des plis du massif de la Dent de Morcles vers la vallée de la Lizerne. Il est évident que ce sont non seulement les plis tertiaires qui s'abaissent d'une manière intense vers le N.E., mais que c'est également leur soubassement ancien, l'axe des plis hercyniens qui s'enfonce en profondeur.

[1] Schardt, Livret-guide, pl. X, fig. 4.

La profonde dépression qui fait suite aux massifs surélevés de la « première zone alpine » a dû déterminer une poussée au vide, et c'est ainsi que le bord externe de la zone du Briançonnais s'est trouvé dévié et que ses plis se sont couchés sur la terminaison de la zone des hautes chaînes calcaires de Savoie.

En résumé, la zone des hautes chaînes calcaires de Savoie est indissoublement liée à la « première zone alpine » ; le faisceau du Genevois, le synclinorium du Reposoir, le grand anticlinal couché d'Arpenaz, les faisceaux de Belledonne et de Beaufort (Aiguilles Rouges) et le grand massif en éventail du Mont Blanc sont en réalité des faisceaux successifs d'une grande zone unique, que l'on suit depuis les Alpes Maritimes jusqu'aux Alpes Vaudoises, depuis Nice jusqu'au Pas de Cheville, mais dont on chercherait en vain la continuation au-delà de ce col.

Le terme de « Chaînes subalpines » doit être restreint aux parties de la zone jurassienne et de la zone ardescienne qui entrent en contact avec les Alpes. De même, le nom de « première zone alpine » ne peut plus être conservé pour désigner l'ensemble des massifs cristallins du versant franco-suisse des Alpes occidentales, car les massifs de l'Aar et du Gothard font partie de la zone du Briançonnais.

CHAPITRE IV

RELATIONS DES HAUTES CHAINES CALCAIRES DE SAVOIE AVEC LA ZONE DU CHABLAIS OU ZONE DES PRÉALPES

Les dissemblances profondes qui existent en aval de Cluses, entre les montagnes de la rive droite de l'Arve et celles de la rive gauche, ont frappé depuis longtemps tous les géologues qui ont visité la région. Dès 1779, H.-B. de Saussure saisissait cette différence et écrivait ces lignes [1] auxquelles on souscrirait encore aujourd'hui :

« § 444.— Quant à la structure des montagnes qui bordent cette vallée, si l'on s'informe d'abord de leur correspondance, je dirai que le Môle et le Brezon placés à son entrée, l'un vis-à-vis de l'autre, sont à la vérité de la même hauteur, et tous les deux calcaires ; mais que d'ailleurs il n'y a nulle parité entre eux. La couleur et la qualité de la pierre, la forme générale, la structure et la situation des couches, sont absolument différentes.

« Les autres montagnes qui bordent la vallée sont encore plus dissemblables, et l'on n'y observe non plus aucune correspondance entre les angles saillans et rentrans. »

Beaucoup d'auteurs ont mis en lumière les différences profondes que présentent les faciès des mêmes terrains sur les deux versants de la vallée, et j'ai moi-même insisté plus haut, dans le résumé stratigraphique, sur ces différences. Le contraste entre la tectonique des deux versants n'est pas moins grand, aussi n'a-t-on généralement pas cherché à raccorder les plis des deux rives et les a-t-on considérés comme appartenant à deux zones tectoniques distinctes. L'indépendance de la zone du Chablais ou zone des Préalpes a été reconnue par plusieurs auteurs et a été mise en évidence surtout par M. Schardt. Plusieurs hypothèses ont été mises en avant pour expliquer le contraste entre les faciès et la tectonique des deux zones et pour interpréter la singulière convergence des plis de chacune des deux zones à l'emplacement même de la vallée de l'Arve. M. Marcel Bertrand [2] a seul cherché cette explication dans l'hypothèse que « ce sont les mêmes plis qui se continuent de part et d'autre de l'Arve. Ces plis, dit M. Marcel Bertrand, contrairement à la règle la plus ordinaire des pays de montagnes, se trouvent sur les deux rives affecter des terrains différents, à la fois comme âge et comme faciès ; mais ils ne doivent pas pour cela être consi-

[1] Voyages dans les Alpes, t. I, p. 369.
[2] Le Môle et les collines du Faucigny. *Bull.* n° 33, p. 44.

dérés comme distincts ; les deux moitiés d'un même pli se rejoignent dans la vallée de l'Arve, après s'être déviés le long d'une véritable arête de rebroussement...

Cette interpellation est d'ailleurs la seule possible, à moins qu'on ne suppose que les deux systèmes de plis s'arrêtent l'un et l'autre brusquement en se rencontrant. En effet, il est facile de voir que ni l'un ni l'autre ne se prolonge du côté de l'Est. »

On a vu plus haut (p. 69) quelles sont les raisons qui me portent à considérer les plis de Champéry, de Bostan, de Tuet, de Foilly, etc., comme la réapparition des plis extérieurs du Genevois et qui, par conséquent, empêchent de raccorder ces derniers avec les plis des Préalpes extérieures. Il y a lieu de faire remarquer de plus que, loin de prendre, à l'approche de la vallée de l'Arve, une direction parallèle à cette vallée, comme pourraient le faire croire la direction des lignes d'affleurement, et loin de venir converger vers les plis extérieurs du Genevois, dont les axes sont réellement parallèles à la vallée, les plis des Préalpes extérieures atteignent cette vallée avec une direction approximativement N.N.O.-S.S.E., qui coupe presque à angle droit la direction des plis du Genevois. Ces faits, sur lesquels M. Maurice Lugeon a bien voulu attirer mon attention, et qui seront exposés avec plus de détails dans le prochain mémoire de mon collaborateur et ami, ne parlent guère en faveur de la théorie de M. Marcel Bertrand.

On sait qu'à leur extrémité orientale les Préalpes bordent la rive gauche du lac de Thoune, sur une grande partie de sa longueur, tandis que, sur la rive droite, les chaînes extérieures des hautes Alpes calcaires Suisses leur font face, jouant, par rapport à la terminaison orientale du faisceau des Préalpes, un rôle analogue à celui que les chaines du Genevois jouent par rapport à la terminaison méridionale.

Tout comme M. Marcel Bertrand a cherché à raccorder les plis qui se font face sur les deux rives de la vallée de l'Arve, M. Karl Diener [1] a envisagé les plis extérieurs de la rive droite du lac de Thoune comme la continuation de la zone du Chablais ou des Préalpes. Ayant consacré l'été dernier plusieurs jours à l'étude des bords du lac de Thoune, j'ai pu m'assurer que cette manière de voir n'était pas conforme à la réalité des faits. J'ai pu voir entre Leissigen et Därligen, sur la rive droite du lac, et dans le Suld-Thal des plis très serrés et en partie noyés dans le Flysch, qui correspondent au grand pli du Justis Thal, sur la rive droite. J'ai pu constater la terminaison en fuseau des plis des Préalpes et j'ai pu vérifier l'existence d'un grand décrochement transversal, placé dans l'axe du lac de Thoune et signalé déjà par Studer. Ce décrochement a amené une déviation des plis extérieurs des hautes chaînes calcaires suisses et a placé ces plis dans le prolongement orographique des plis des Préalpes. Les chaînes extérieures des Alpes calcaires suisses se développent en largeur au nord du décrochement du lac de Thoune et viennent *relayer* les Préalpes, qui s'arrêtent au sud du lac en tant que zone tectonique et n'existent plus sur la rive droite qu'à l'état de

[1] Der Gebirgsbau der Westalpen, p. 60.

klippes qui apparaissent de place en place au milieu du Flysch jusqu'au lac de Lucerne, sur la limite de la région mollassique et des chaînes calcaires, ou encore à l'état de lambeaux de recouvrement [1] posés sur les chaînes calcaires elles-mêmes (Giswyler Stock, Stanser Horn, Buochser Horn, Mythen, « klippes » d'Iberg, etc.).

L'indépendance et l'individualité tectonique de la zone des Préalpes, entre l'Arve et le lac de Thoune est donc absolument manifeste : les Préalpes ne constituent ni le prolongement des chaînes du Genevois ni le prolongement des chaînes extérieures des Alpes calcaires de la Suisse centrale.

Pour expliquer le singulier contraste qui existe entre les Préalpes, d'une part, et les autres chaînes calcaires de Suisse et de Savoie, de l'autre, M. Hans Schardt a eu successivement recours à deux hypothèses absolument contradictoires.

Dans une première hypothèse, émise en 1891, M. Schardt [2] suppose que les Préalpes se continuaient primitivement au-delà de l'Arve et au-delà du lac de Thoune, vers le sud et vers le nord-est ; que les hautes chaînes calcaires de Suisse et de Savoie auraient été ensuite refoulées vers la plaine, de manière à venir recouvrir les Préalpes au sud de l'Arve et au nord-est du lac de Thoune ; les masses exotiques de Sulens et des Annes, en Savoie, celles du Giswyler Stock, du Stanser Horn, du Buochser Horn, des Mythen, en Suisse, seraient venues ultérieurement percer la couverture charriée et constitueraient des îlots des Préalpes au milieu des Hautes-Alpes.

M. Burckhardt [3] a montré avec raison que la tectonique des chaînes extérieures des Alpes calcaires suisses, entre le lac de Thoune et le Rhin, est contraire à l'hypothèse d'un charriage de ces chaînes sur les Préalpes.

En 1893 [4], M. Schardt proposa une deuxième hypothèse, d'après laquelle ce seraient les Préalpes qui se trouveraient en recouvrement et occuperaient leur emplacement actuel à la suite d'un grand charriage qui les aurait transportées en masse par dessus les hautes chaînes calcaires. L'emplacement primitif des Préalpes devrait être cherché dans l'intérieur de la chaîne des Alpes, voire même sur son bord méridional ; les « klippes » ou masses exotiques seraient des lambeaux de recouvrement, témoins de la nappe des Préalpes, qui s'étendait en superposition anormale au sud de l'Arve, au nord-est du lac de Thoune par-dessus les hautes chaînes calcaires. Cette hypothèse est d'ailleurs en tous points conforme avec celle que M. Marcel Bertrand [5] présenta en 1884, en même temps que la théorie du pli unique, substituée à celle du double pli glaronais.

J'ai publié l'année dernière une note [6] dans laquelle je me basais sur l'étude

[1] E. Quereau. Die Klippenregion von Iberg im Sihlthal. *Beitr. z. geol. Karte der Schweiz*, livr. 33, 1895.

[2] Die Klippen und exotischen Blöcke im Flysch der Schweizeralpen, Gutachen von Prof. Dr C. Schmidt. *Verh. schweiz. naturforsch. Gesellsch.* Freiburg, 1891.

[3] C. Burckhardt, Die Kontaktzone von Kreide und Tertiär am Nordrande der Schweizeralpen vom Bodensee bis zum Thunersee. *Beitr. geol. Karte d. Schweiz*, livr. 32, 1893.

[4] Sur l'origine des Préalpes romandes. *Arch. Sc. phys. et nat.*, 15 déc. 1893.

[5] *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3e sér., t. XII, p. 327.

[6] L'origine des Préalpes romandes, etc. *Arch. Sc. phys. et nat.*, 15 août 1894.

des faciès pour rejeter l'hypothèse du charriage des Préalpes et dans laquelle j'expliquais les superpositions anormales de la région par la théorie d'un éventail composé imbriqué. Je ne reviendrai pas ici sur ce dernier point, mais il me reste à proposer une interprétation des relations entre les Préalpes et les hautes chaînes qui soit en harmonie avec les faits exposés dans le présent travail.

J'ai dit plus haut que la direction des chaînes extérieures des Préalpes, à leur approche de la vallée de l'Arve, était environ N.N.O.-S.S.E. Si l'on prolonge cette direction vers le sud, on rencontre, au cœur même du Genevois, les masses exotiques des Annes et de Sulens, dont les dislocations présentent en partie cette même direction et dont les faciès sont précisément ceux des Préalpes extérieures. On doit admettre que le Trias et le Lias des Annes et de Sulens s'est déposé dans le même géosynclinal que le Trias et le Lias des Préalpes extérieures et il est probable qu'il en est de même du Dogger, qui toutefois n'est pas connu dans les deux klippes savoisiennes. Nous avons vu que le faciès vaseux du Néocomien proprement dit s'étendait à presque tout le Genevois ; quant à l'Urgonien, à l'Aptien et à l'Albien ils manquent aussi bien aux alentours de la montagne de Sulens que dans les Préalpes, soit qu'une érosion antésénonienne ait enlevé ces terrains, soit — ce qui est plus probable — qu'il se soit produit dans les deux régions des bombements qui en auraient empêché le dépôt, tandis que, dans un synclinal transversal, s'accumulaient les formations de faciès « faucignyen ». Dans les deux alternatives on doit admettre des plissements antésénoniens et l'existence de ces dislocations est rigoureusement démontrée par la transgression des « couches rouges » sur les terrains jurassiques des deux régions. La direction de ces plissements paraît avoir été approximativement N.-S.; c'est aussi, comme je l'ai montré plus haut, la direction approximative des plissements antétriasiques de la « première zone alpine ».

C'est à la phase antésénoninne ou tout au moins anténummulitique qu'il faut probablement aussi attribuer la première ébauche des massifs centraux de la première zone, car il est certain, d'après la présence de galets cristallins dans les conglomérats de la base du Flysch, que ces massifs étaient déjà démantelés de leur couverture secondaire, lors de la transgression oligocène, et il est probable aussi que les massifs de la Savoie ont eu une histoire analogue à celle du Pelvoux. Il n'est pas téméraire d'admettre que les décrochements du massif des Aiguilles Rouges aient déjà commencé à se produire en même temps que les dislocations anténummulitiques et il est probable que la ligne tectonique transversale de la vallée de l'Arve [1] était déjà indiquée dès cette époque. On comprendrait alors pourquoi la partie de la Savoie située au nord de cet accident a désormais cessé d'être solidaire de la partie située au sud et pourquoi les der-

[1] Il existe une analogie frappante entre le décrochement de la vallée de l'Arve et celui du lac d'Annecy. De même que, dans le prolongement de ce dernier, le chaînon du Vuache a subi une déviation de la direction N.-S. des plis jurassiens à la direction N.O.-S.E., dans le prolongement du décrochement qui a affecté le massif des Aiguilles Rouges, dans une zone plus extérieure des Alpes, les plis du Chablais ont subi partiellement une déviation dans le même sens.

niers plissements du Chablais se sont produits indépendamment des plissements postnummulitiques du Genevois.

Tandis que les derniers plissements qui ont affecté les chaînes extérieures des Préalpes se sont effectués sur l'emplacement et dans la direction même des plis antésénoniens, avec peut-être une tendance plus marquée au déversement vers le sud ou le S. O., les plis postérieurs au Flysch, ont épousé, dans le nord du Genevois, la direction générale des plis alpins en Savoie, c'est-à-dire la direction S.O.-N.E. ou même O.S.O.-E.N.E., avec tendance au déversement vers le N.O. La direction des plis postnummulitiques coupe donc, dans le Genevois, celle des plis antésénoniens presque à angle droit et il y a coexistence, dans cette partie de la Savoie, de deux systèmes de plis conjugués, *d'âge différent*, comme dans le Harz, comme en Bretagne, comme dans le bassin de la Durance [1]. Dans le nord du Genevois, ces deux directions se coupent à peu près à angle droit, tandis que, plus au sud, l'angle d'intersection des deux systèmes est très variable.

Dès 1892 [2] j'attribuais à l'existence de dislocations anténummulitiques dans les environs des Annes et de Sulens une part considérable dans la surrection de ces deux montagnes ; on a vu plus haut (p. 62) le rôle que je fais jouer à la présence, sur leur pourtour, de plissements d'âges différents et de directions différentes.

Ce problème des relations tectoniques entre les Préalpes et les hautes chaînes calcaires est un des plus ardus et des plus complexes de ceux qui se posent dans l'étude géologique des Alpes de Savoie. Je n'ai fait que l'effleurer ici, me contentant d'exposer sommairement les traits principaux d'une solution théorique, qui, je l'avoue, est, peut-être prématurée. Il est certain que l'étude de M. Lugeon sur la brèche du Chablais, qui paraîtra dans ce *Bulletin*, dans le même volume que le présent travail, apportera des éclaircissements sur de nombreux points encore douteux. Enfin, il est à souhaiter que de nouvelles recherches viennent élucider les problèmes qui s'attachent à la structure du massif de Platé, problèmes connexes de ceux qui viennent de nous occuper. A quelle cause attribuer l'abaissement considérable que subissent les axes des plis entre la vallée de l'Arve et celle du Giffre, au voisinage des Préalpes ? Il y a-t-il réellement une corrélation entre cet abaissement et les accidents transversaux des Avoudruz, du vallon des Fonds et de la cascade d'Arpenaz ? Ou bien ce dernier accident n'est-il pas plutôt en rapport avec les décrochements et les chevauchements du massif du Prarion ? Ces points d'interrogation montrent une fois de plus que ceux qui s'astreindront à de nouvelles recherches de détail dans les hautes chaînes calcaires de Savoie trouveront une ample compensation de leurs fatigues dans le haut intérêt des problèmes dont ils auront à chercher la solution.

[1] V. E. Haug, De la coexistence, dans le bassin de la Durance, de deux systèmes de plis conjugués, d'âge différent, *Comptes rendus Acad. Sc.*, 17 juin 1895.

[2] E. Haug, Sur la continuation vers le sud des plis de la Dent du Midi, *Compte-rendu somm. Soc. Géol. Fr.*, 19 déc. 1892, p. CLXXXVI, note infrapaginale.

TABLE DES MATIÈRES

Pages

Introduction 1
Bibliographie 5

PREMIÈRE PARTIE

RÉSUMÉ STATIGRAPHIQUE

Chapitre I. — Terrains antérieurs au Trias 7
Chapitre II. — Système triasique 10
Chapitre III. — Système jurassique .....
Lias 12
Dogger 15
Oxfordien 16
Jurassique supérieur 17
Chapitre IV. — Système crétacé .....
Valanginien 18
Hauterivien 19
Urgonien et Rhodanien 22
Aptien 23
Albien 24
Sénonien 24
Chapitre V. — Système éogène 26

DEUXIÈME PARTIE

DESCRIPTIONS LOCALES

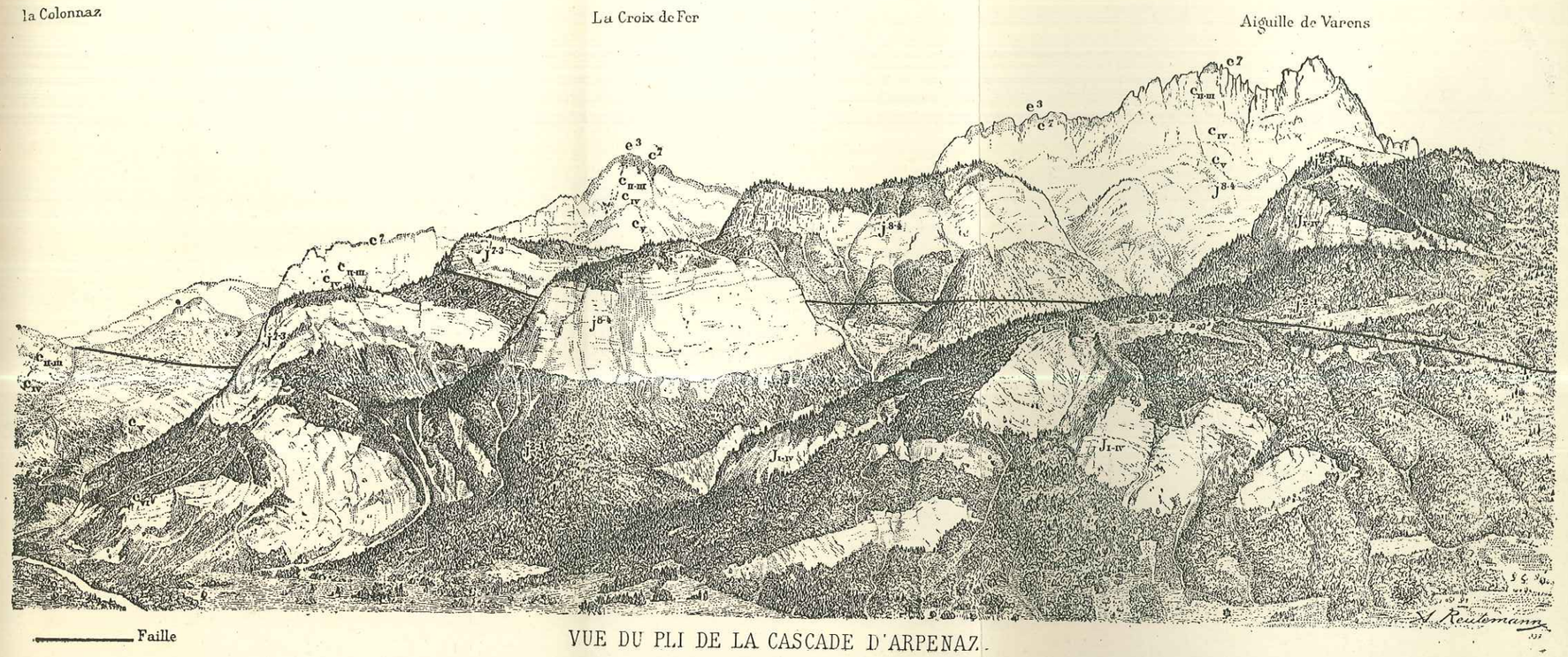
Chapitre I. — Massif de la Dent du Midi et du Haut-Giffre 32
Anticlinal de Chambéry 32
Façade nord-ouest de la Dent du Midi 33
Fer à cheval de Sixt 37
Massif crétacé au nord du Giffre 39
Faille du vallon des Fonds 41
Chapitre II. — Massif de Platé et des Grands Vents 43
Soubassement du massif de Platé 43
Versant nord du massif de Platé 48
Environs de Cluses 49
Chapitre III. — Rive gauche de l'Arve 52
Seuil de Mégève et Mont-Joli 52
Chaîne des Aravis 53
Synclinal du Reposoir 59

TROISIÈME PARTIE

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES

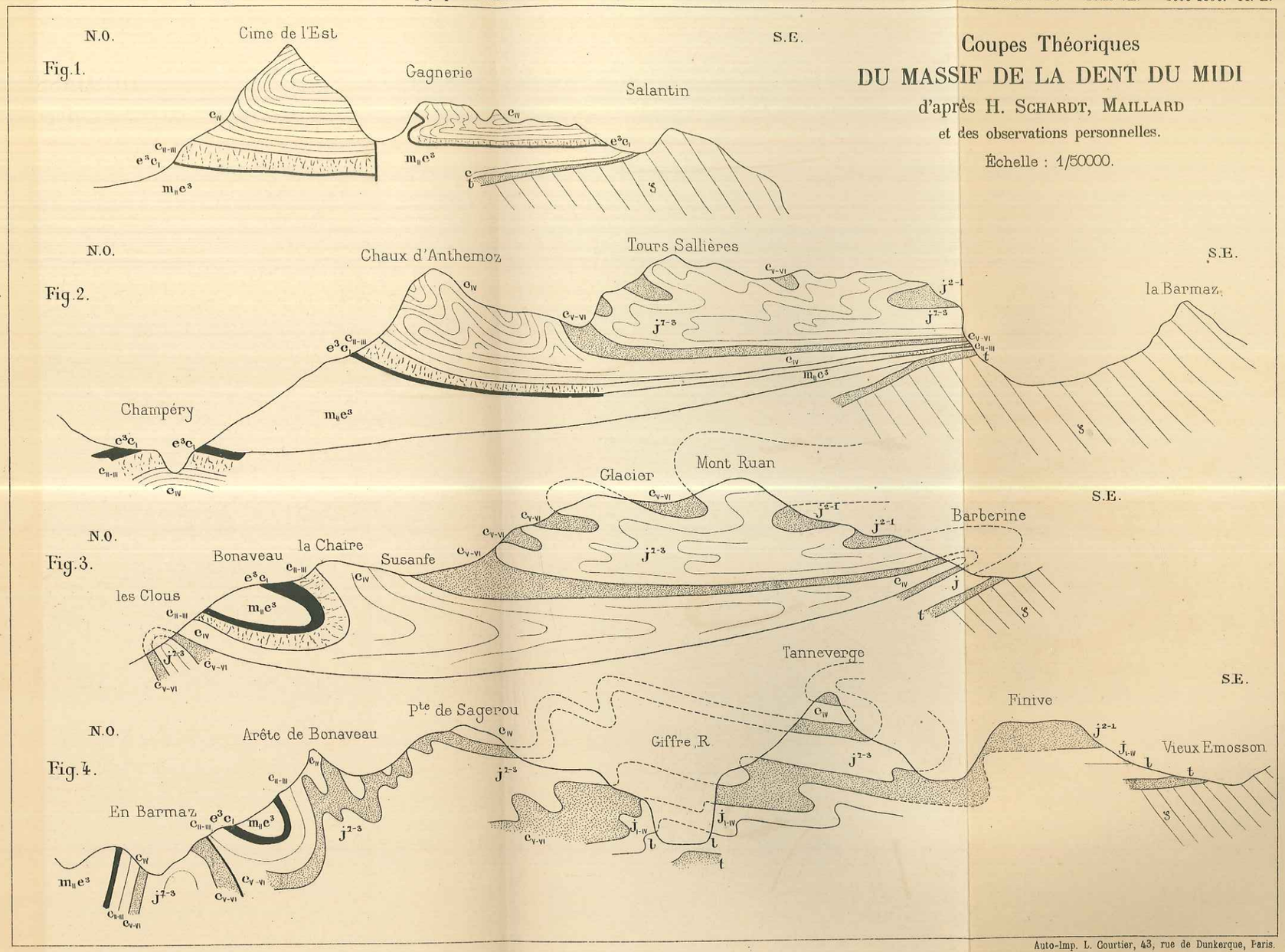
Chapitre I. — Aperçu général sur la tectonique des hautes chaînes calcaires de Savoie 65
Chapitre II. — Relations entre les hautes chaînes calcaires de Savoie et le Jura méridional 75
Chapitre III. — Relations des hautes chaînes calcaires de Savoie avec les massifs cristallins de la zone du Mont-Blanc 78
Chapitre IV. — Relations des hautes chaînes calcaires de Savoie avec la zone du Chablais ou zone des Préalpes 87

Laval. — Imprimerie et stéréotypie E. JAMIN, rue Ricordaine, 8.



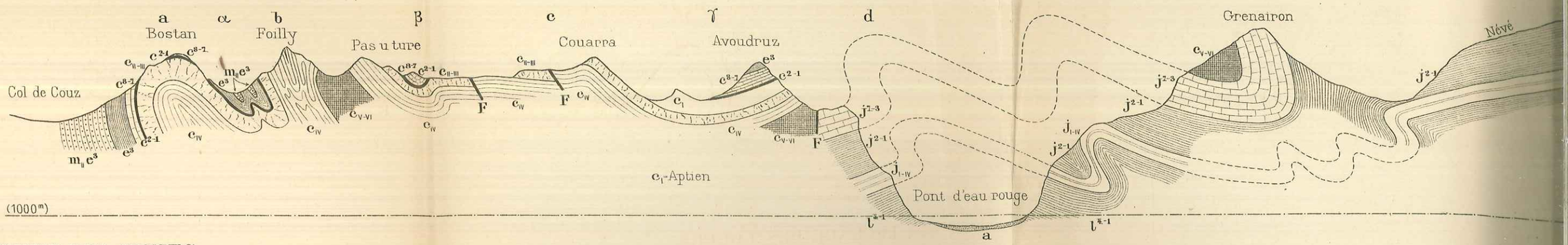
Faille

VUE DU PLI DE LA CASCADE D'ARPENAZ.



Auto-Imp. L. Courtier, 43, rue de Dunkerque, Paris.

Fig. 1.



LÉGENDE DES COUPES

- $x\gamma$ Schistes cristallins
- t_{III-IV} Quartzites
- t_{II}^{3} Cargneules triasiques
- l^{1-1} Lias schisteux
- j_{I-IV} Dogger
- j^{2-1} Marnes oxfordiennes
- j^{1-3} Calcaires du Malm
- c_{VI} Berriasien
- c_V Marnes valanginiennes
- c_{IV} Hauterivien
- c_{II-III} Urgonien
- c^{2-1} Gault
- c^{3-1} Sénonien
- e^3 Calcaires et schistes nummulitiques
- $m_{II}e^3$ Flysch
- A Eboulis

Fig. 2.

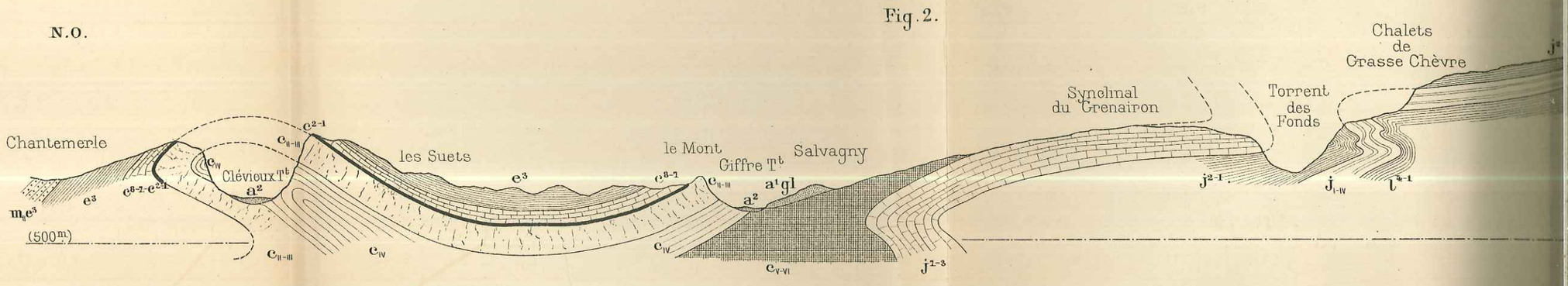


Fig. 3.

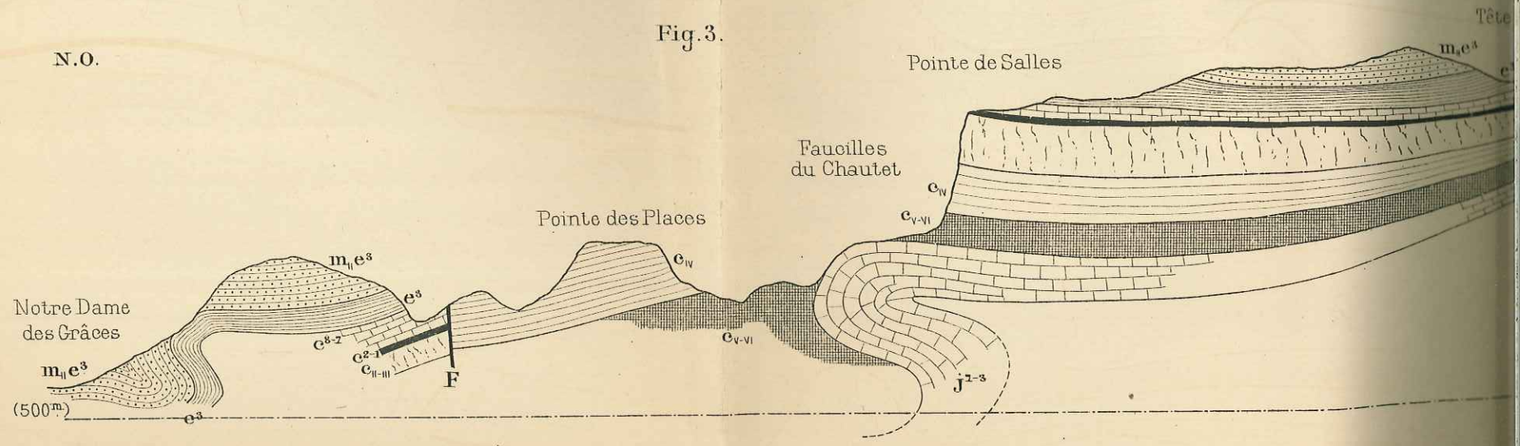


Fig. 4.

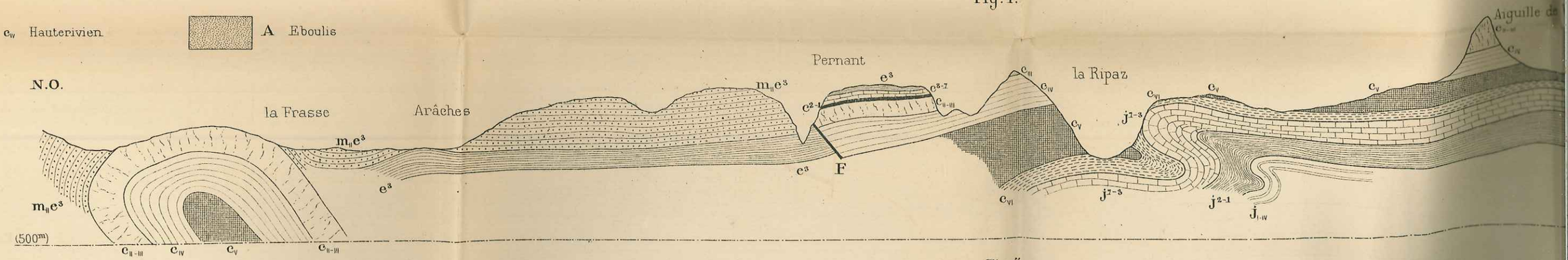


Fig. 5.

Fig. 1.

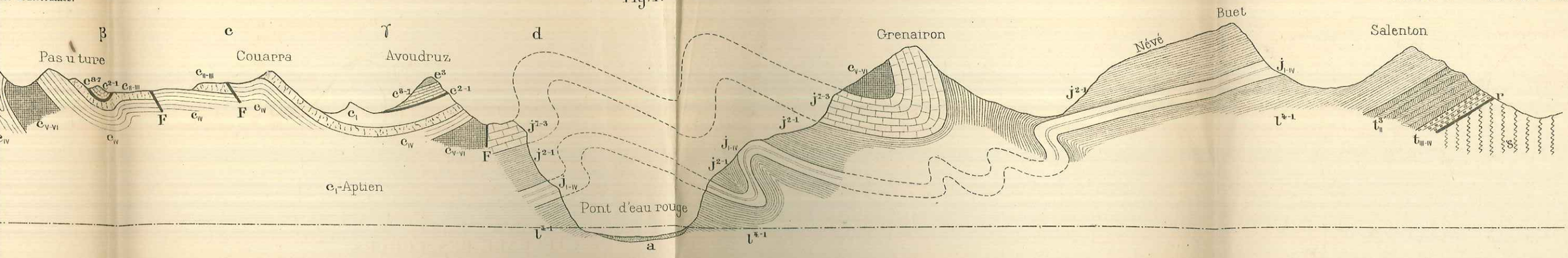


Fig. 2.

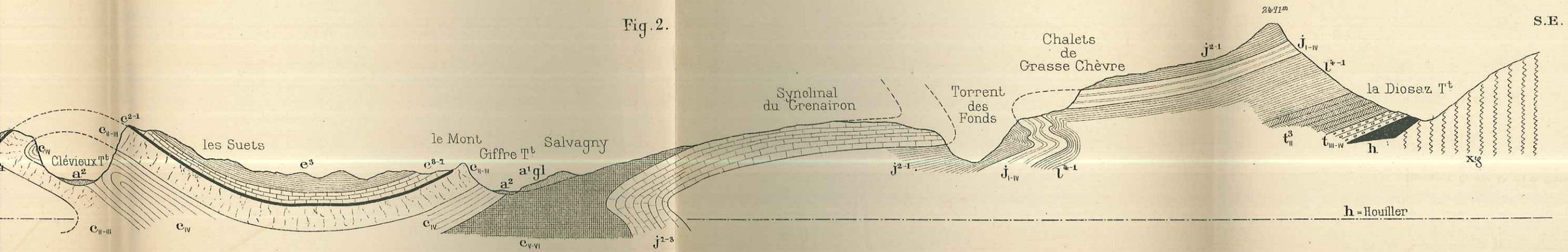


Fig. 3.

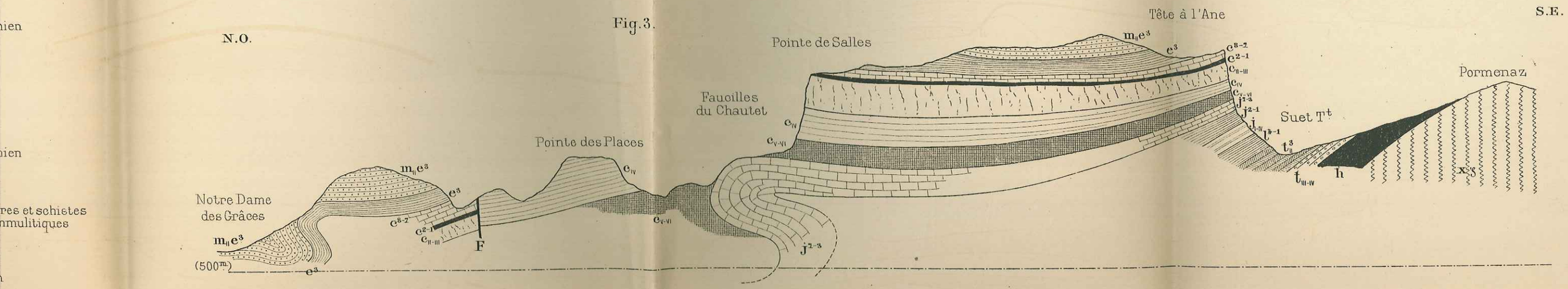


Fig. 4.

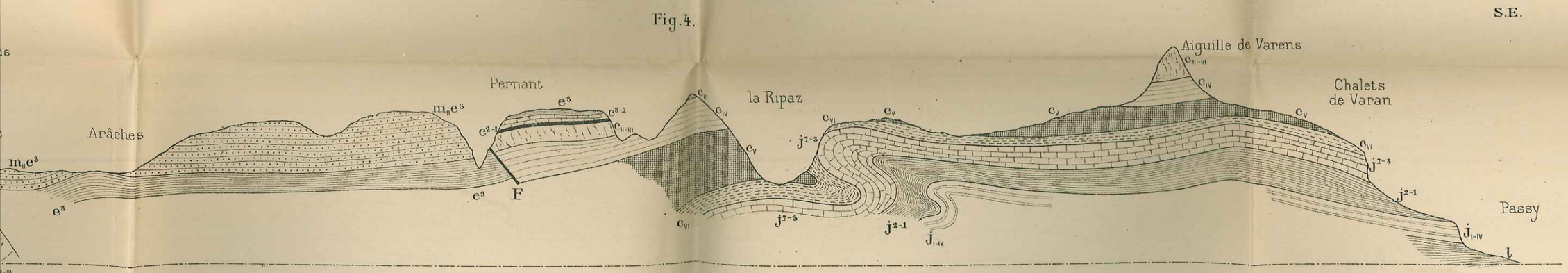


Fig. 5.

S.E.

$x\mathfrak{g}$ Schistes cristallins

t_{III-IV} Quartzites

t_{II}^{3} Cargneules triasiques

l^{2-1} Lias schisteux

j_{I-IV} Dogger

j^{2-1} Marnes oxfordiennes

j^{1-3} Calcaires du Malm

c_{VI} Berriasien

c_{V} Marnes valanginiennes

c_{IV} Hauterivien

c_{II-III} Urgonien

c^{2-1} Gault

c^{3-1} Sénonien

e^{3} Calcaires et schistes nummulitiques

$m_{II}e^{3}$ Flysch

A Eboulis

Fig. 2.

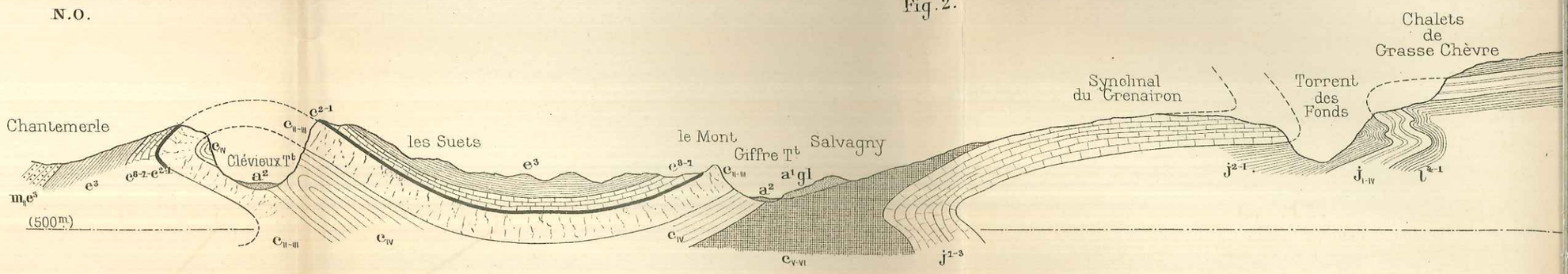


Fig. 3.

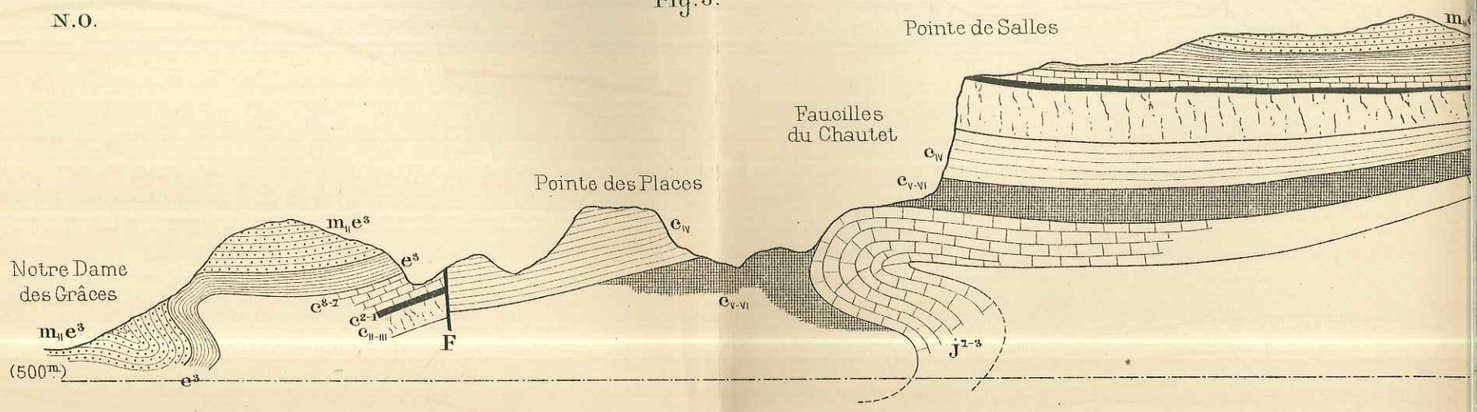


Fig. 4.

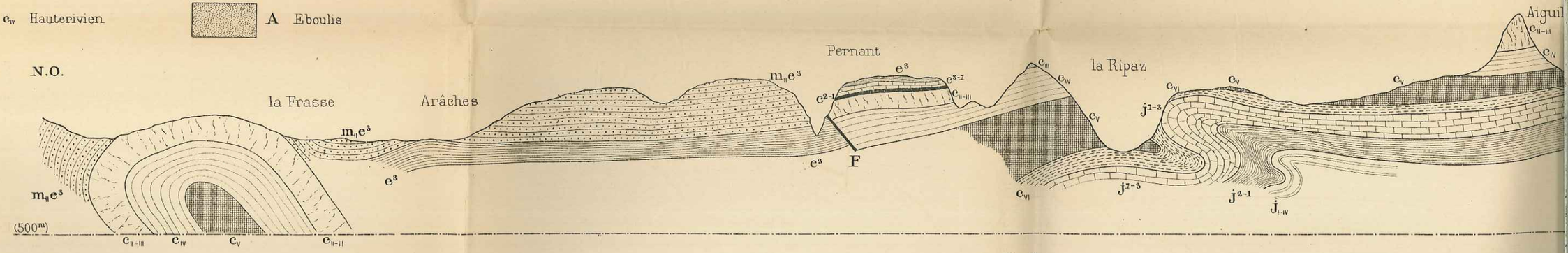
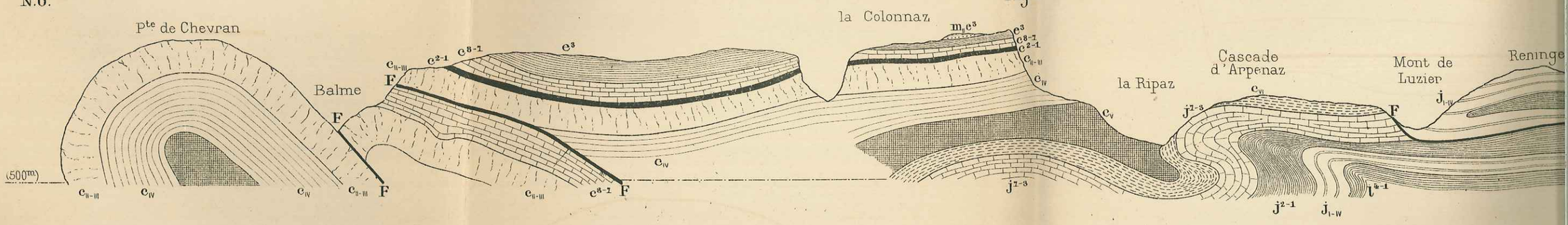


Fig. 5.



Échelle : 1/40.000

Fig. 2.

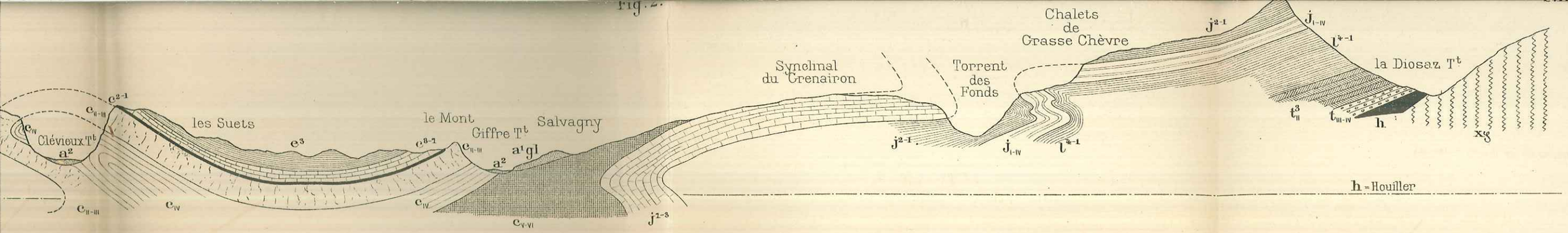


Fig. 3.

N.O. S.E.

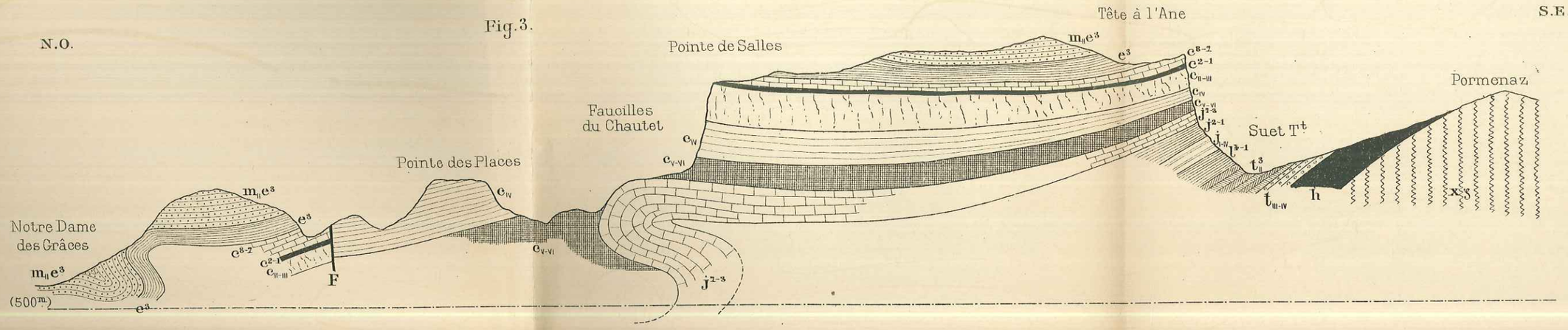


Fig. 4.

S.E.

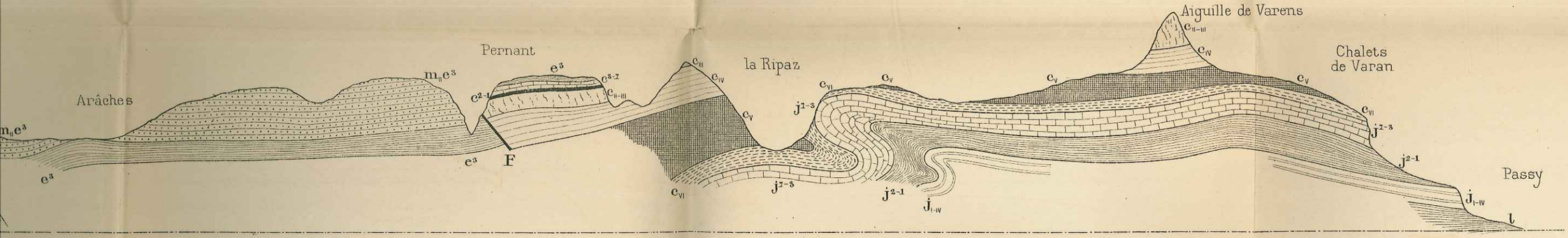
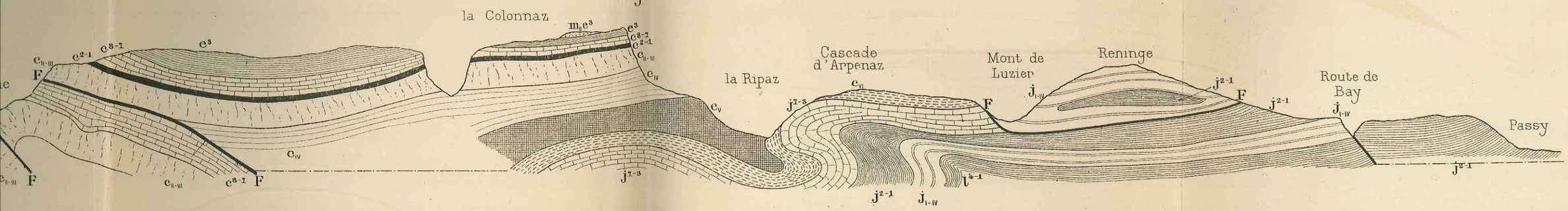


Fig. 5.

S.E.

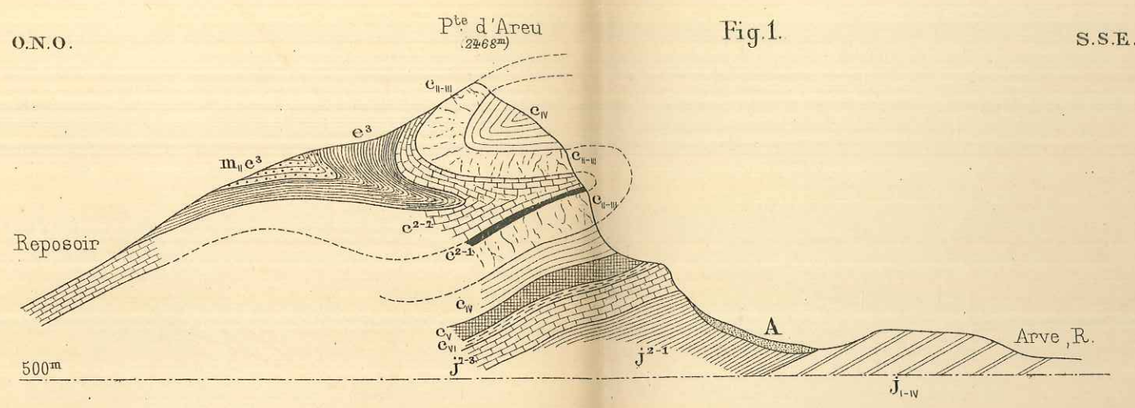


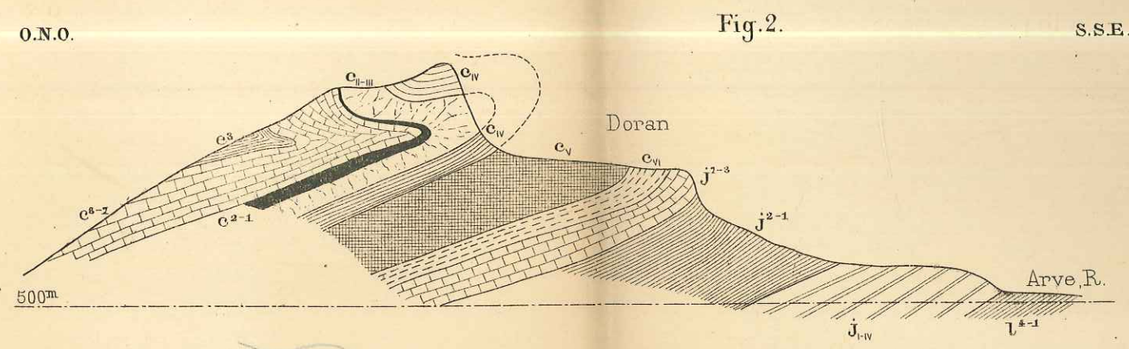
Échelle : 1/40.000

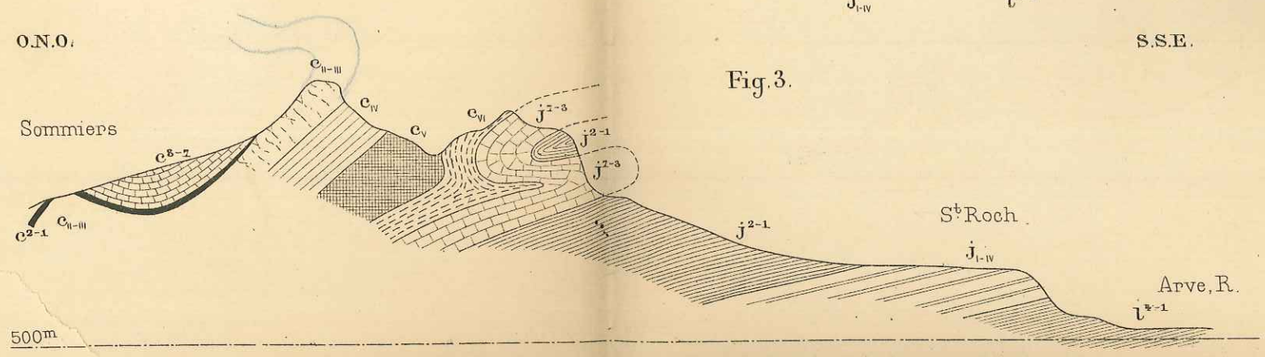
Auto-Imp. L. Courtier, 43, rue de Dunkerque, Paris.

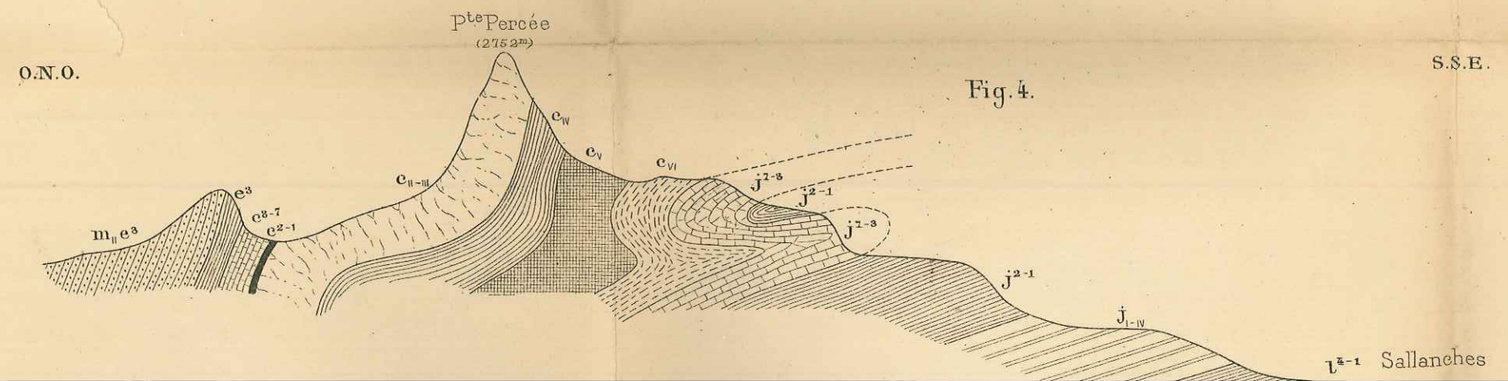
COUPES DE LA CHAINE DES ARAVIS

Échelle 1/40000



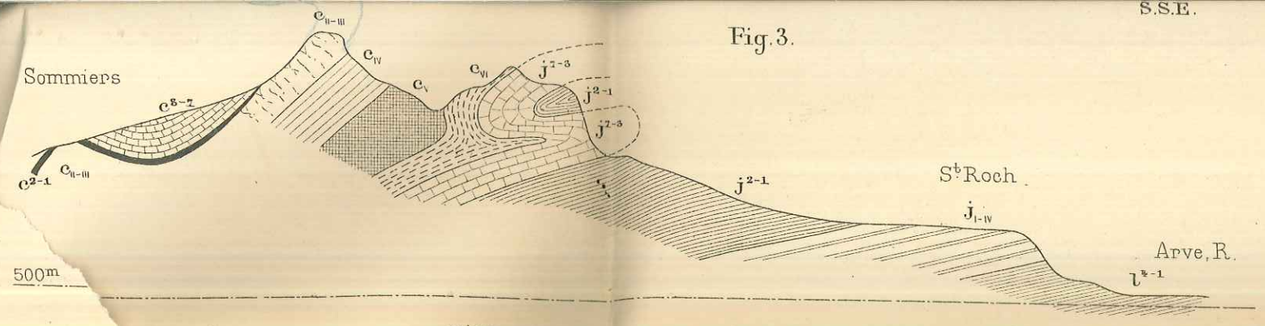


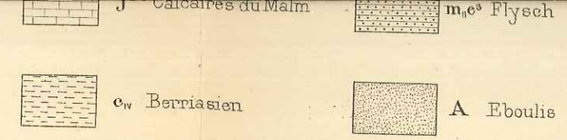


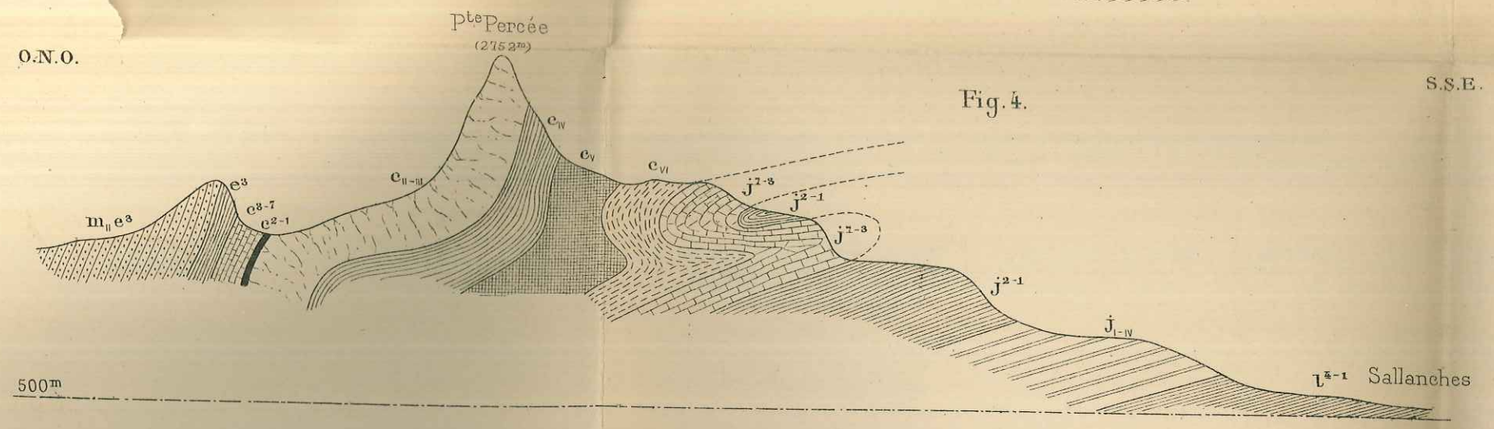


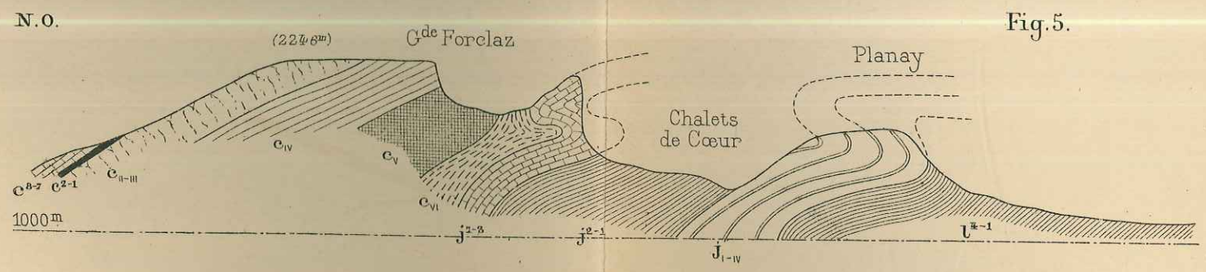
LÉGENDE DES COUPES

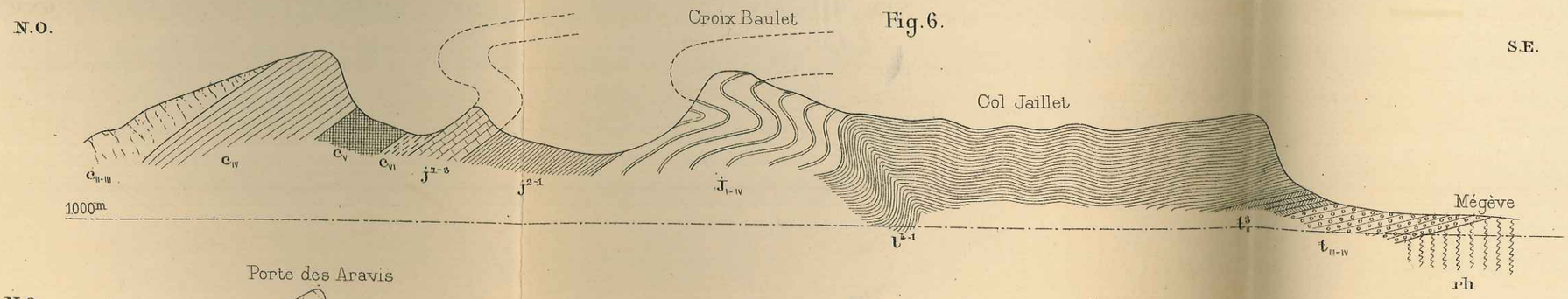
- rh Permo-houiller
- t_{III+IV} Quartzites
- t^3_{II} Cargneules triasiques
- l^{1-1} Lias schisteux
- j_{I-IV} Dogger
- j^{2-1} Marnes oxfordiennes
- j^{2-3} Calcaires du Malm
- c_{IV} Berriasien
- c_V Marnes valanginiennes
- c_{IV} Hauterivien
- c_{II-III} Urgonien
- c^{2-1} Gault
- c^{3-7} Sénonien
- e^3 Calcaires et schistes nummulitiques
- $m_{II}e^3$ Flysch
- A Eboulis

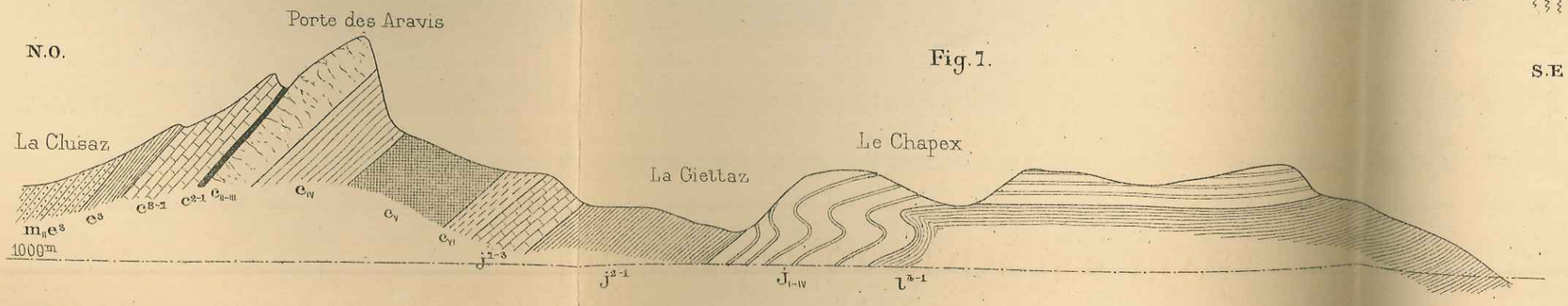








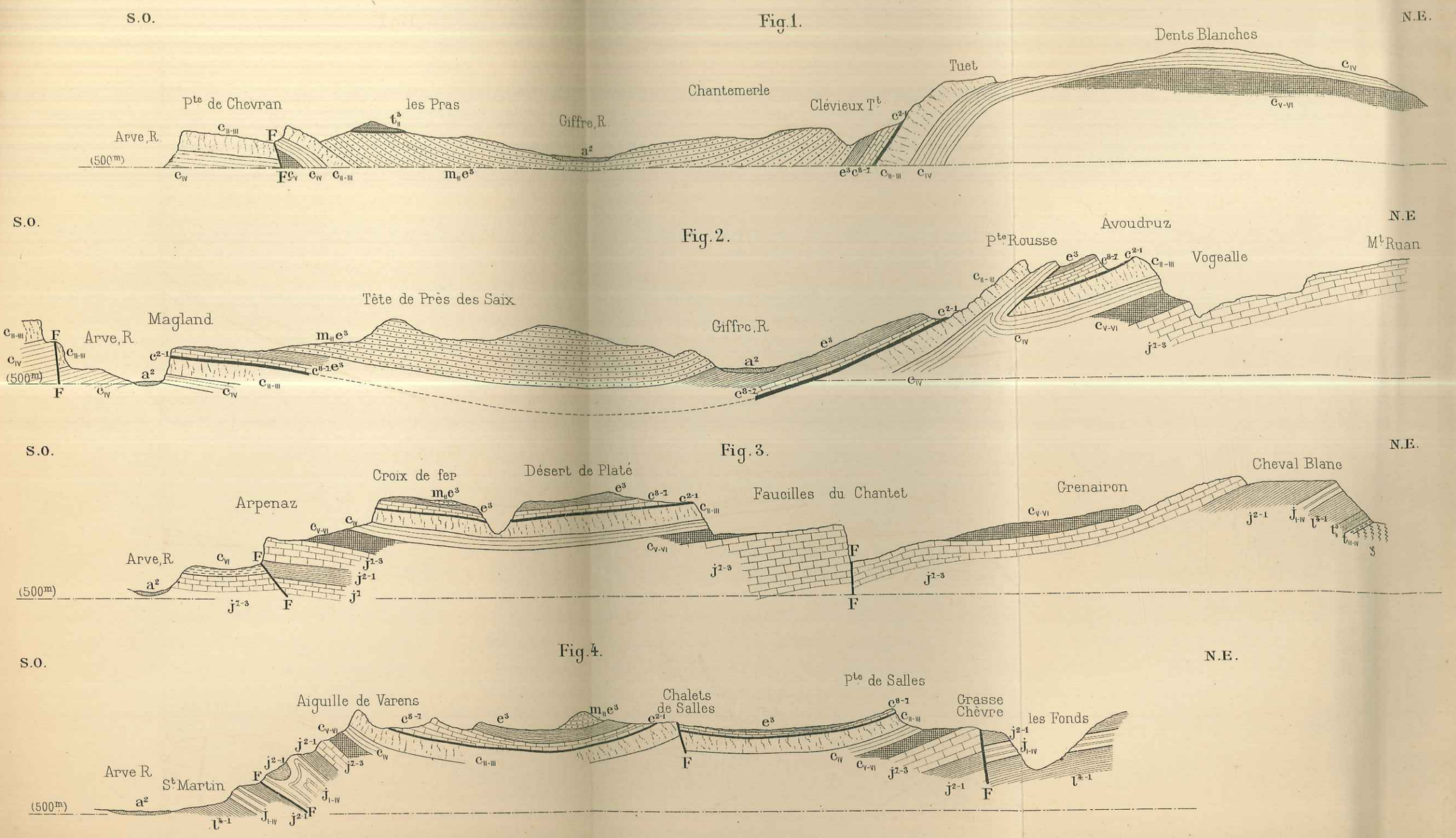




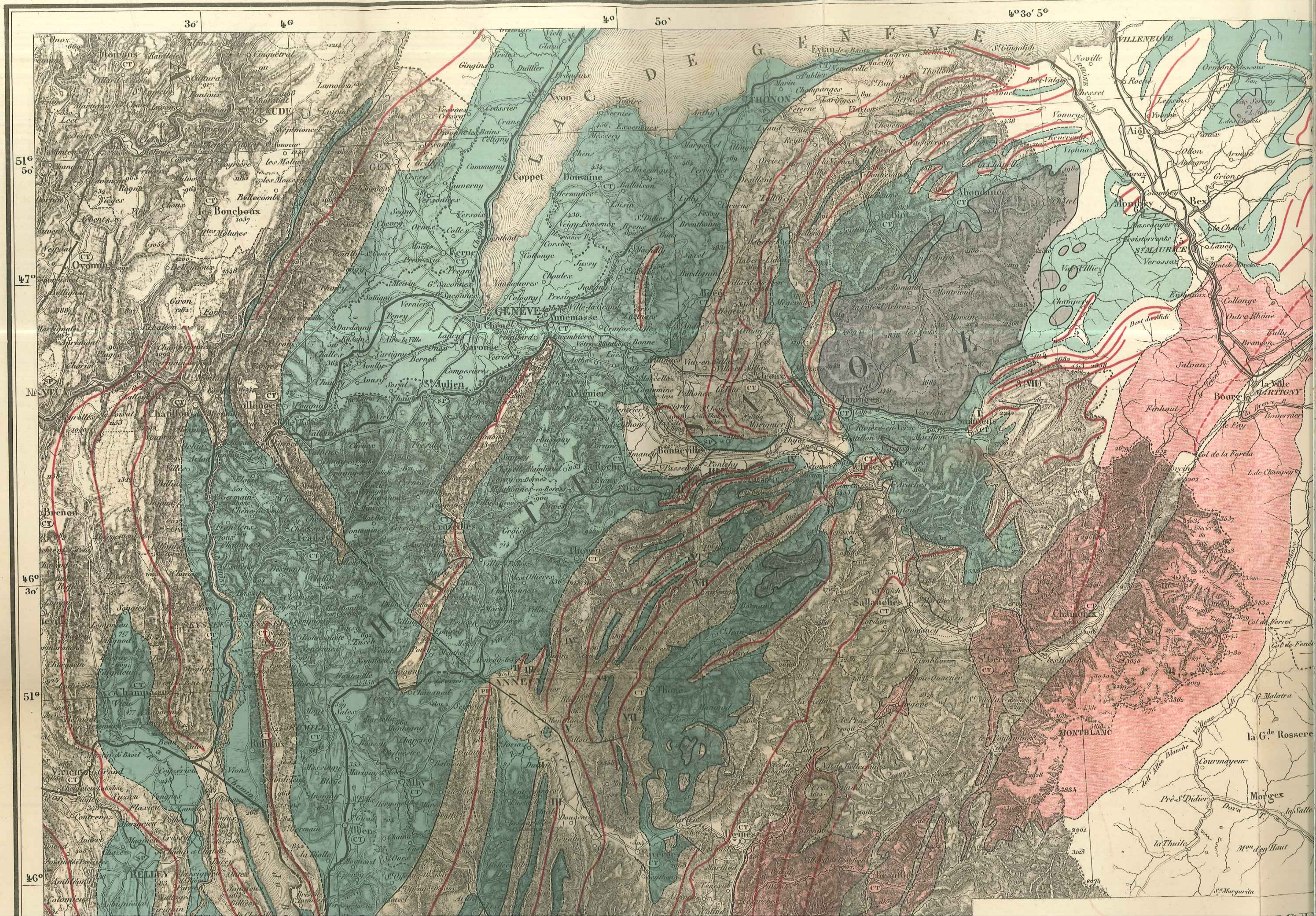
Auto-imp. L. Courtier, 43, rue de Dunkerque, Paris.

COUPES LONGITUDINALES DU MASSIF DE PLATÉ

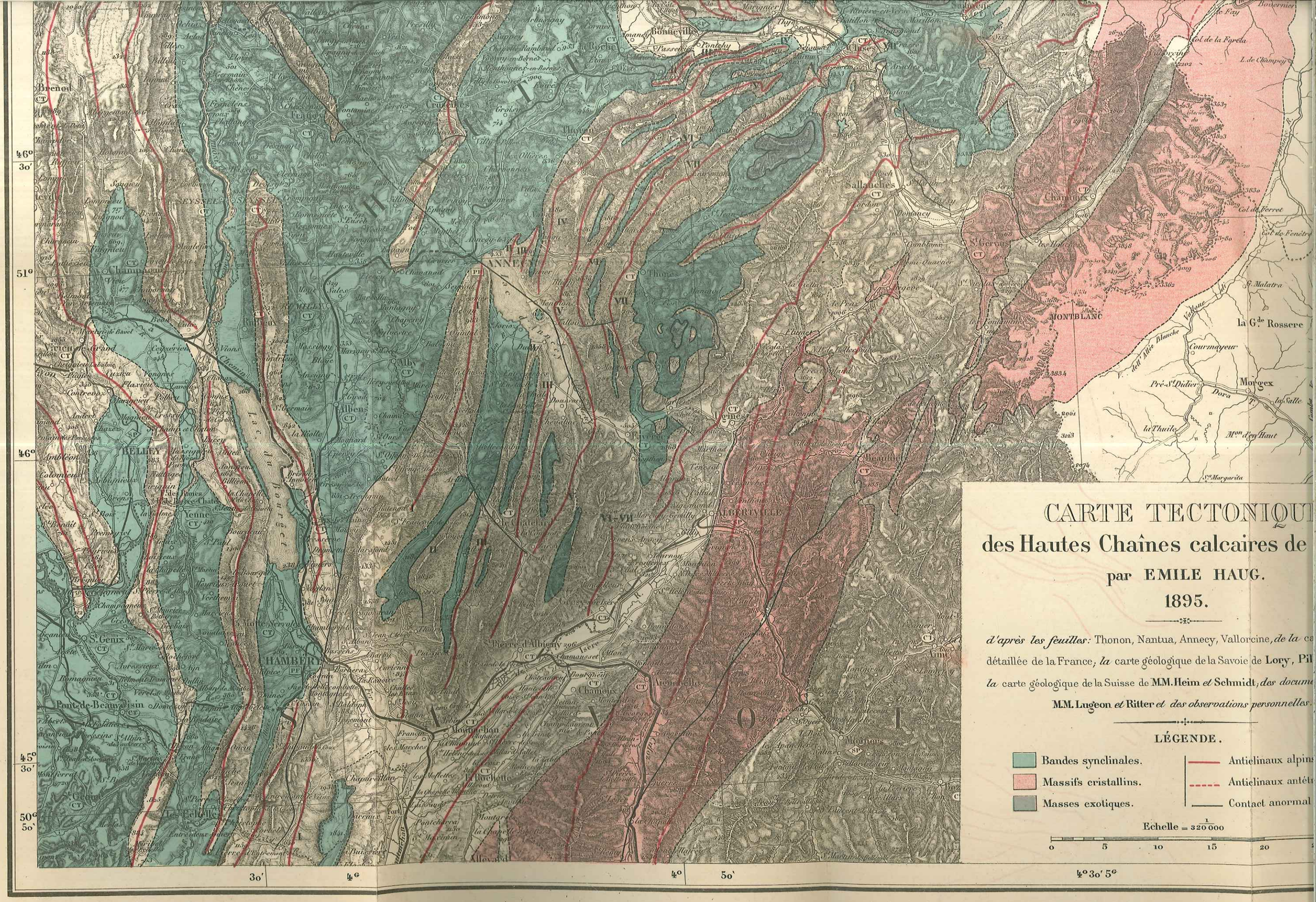
Échelle : 1/80.000

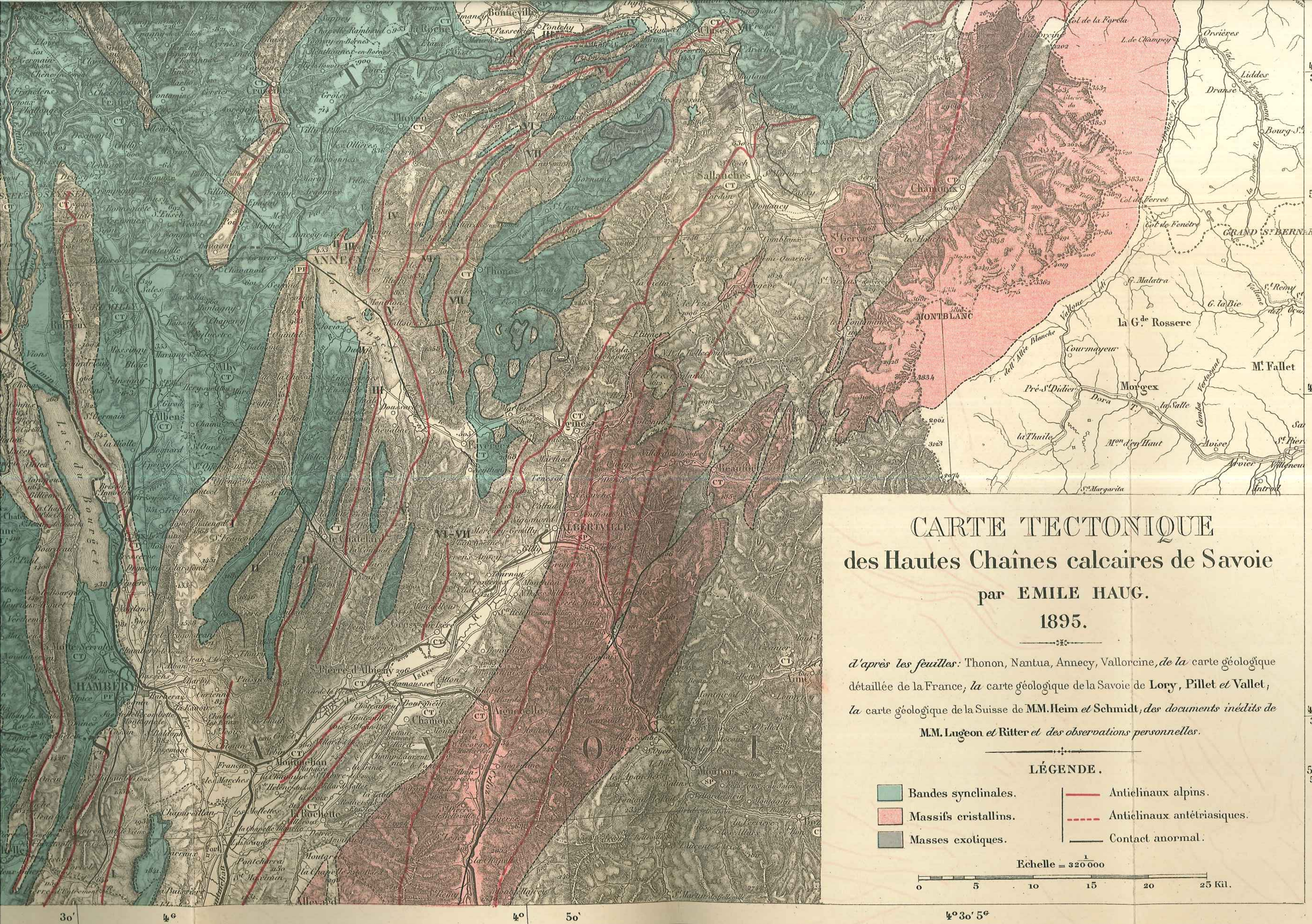


Auto-Imp. L. Courtier, 43, rue de Dunkerque, Paris.


30'
4G
4°
50'
4°30' 5G
51G
50'
47°
46°
30'
51G
46°
LAC DE GENÈVE
VILLENEUVE
St Gingolph
Evian-les-Bains
THONON
Nyon
Coppet
Douvaine
GEX
Ferney
GENÈVE
Annemasse
Carouge
St Julien
CLAUDE
Moirans
les Bouchoux
Oyonnax
NANTUA
Chatillon
Collonges
Brenod
SEYSSEL
Champagne
BELLEY
Rumilly
Cruseilles
Reignier
Bonneville
la Roche
Thorens
ANNECY
Thones
Alby
Albens
Faverges
Ugine
St Jeoire
Taninges
Samoens
Cluses
Sallanches
St Gervais
Megève
Beaufort
Chamonix
MONTBLANC
Abondance
le Biot
Aigle
Bex
Monthey
St MAURICE
Dent du Midi
Salvan
Finhaut
Bourg
la Ville
MARTIGNY
Bovernier
le Fay
Col de la Forcla
L. de Champey
Col de Ferret
Col de Fenêt
G. Malatra
la Gde Rossere
Courmayeur
Pré-St Didier
Morgex
la Salle
la Thuile
Mon d'en Haut
Sta Margarita
V. dell' Allée Blanche
Vallone di
Dora
la Dranse R.
RHÔNE
Lac du Bourget
Lac d'Annecy
Chemin de fer
3 (VII)
VII
IV
V
III
VI
H S
OIE

4G
4°
50'
4° 30' 5G
51G
50'
47°
46°
30'
51°
46°
LAC DE GENÈVE
SAVOIE
HAUTE
GENÈVE
Annemasse
Carouge
Chêne
St. Julien
Reignier
Bonneville
Cluses
Sallanches
Chamonix
St. Gervais
MONTBLANC
Ugines
Beaufort
Thônes
ANNECY
Albens
Alby
Rumilly
Seyssel
Collonges
Gex
St. Claude
les Bouchoux
Coppet
Nyon
Gingins
Ferney
Douvaine
THONON
Evian les Bains
St. Gingolph
VILLENEUVE
Aigle
Bex
Monthey
St. MAURICE
Abondance
le Biot
Samoëns
Taninges
St. Jeoire
Finhaut
Salvan
Bourg
la Ville
MARTIGNY
Sembrancher
Orsières
Liddes
Bourg-St. P.
Col de Ferret
Col de Fenêtre
GRAND St. BERNARD
la Gde Rossere
Courmayeur
Morgex
Pré-St. Didier
la Thuile
Mt. Fallet
Diablerets
Ormont-dessous
Ormont-dessus
Ardon
Chamoson
Riddes
Charrat
Dent du Midi
Dent de Morcles


CARTE TECTONIQU
des Hautes Chaînes calcaires de
par EMILE HAUG.
1895.
d'après les feuilles: Thonon, Nantua, Annecy, Vallorcine, de la ca
détaillée de la France; la carte géologique de la Savoie de Lory, Pil
la carte géologique de la Suisse de M.M. Heim et Schmidt; des docume
M.M. Lugeon et Ritter et des observations personnelles.
LÉGENDE.
Bandes synclinales.
Massifs cristallins.
Masses exotiques.
Anticlinaux alpins
Anticlinaux antét
Contact anormal
Echelle = 1/320 000
0 5 10 15 20
ANNECY
CHAMBERY
MONTBLANC
Sallanches
Chamonix
Thonon
Bonneville
Cluses
Albertville
Beaufort
Ugine
Albens
Rumilly
Seyssel
Belley
Yenne
Pont-de-Beauvoisin
St. Genix
Montmélian
Chamoux
Aiguebelle
Moûtiers
Bourget
Lac du Bourget
Lac d'Annecy
Col de la Forcla
Col de Ferret
Col de Fenêtre
la Gde Rossere
Courmayeur
Pré-St. Didier
Morgex
la Salle
la Thuile
Mon d'en Haut
Dora
Vallone
Brenod
46° 30'
51°
46°
45° 30'
50° 50'
30'
4°
4°
50'
4° 30' 5°


CARTE TECTONIQUE
des Hautes Chaînes calcaires de Savoie
par EMILE HAUG.
1895.
d'après les feuilles: Thonon, Nantua, Annecy, Vallorcine, de la carte géologique détaillée de la France; la carte géologique de la Savoie de Lory, Pillet et Vallet; la carte géologique de la Suisse de M.M. Heim et Schmidt; des documents inédits de M.M. Lugeon et Ritter et des observations personnelles.
LÉGENDE.
Bandes synclinales.
Massifs cristallins.
Masses exotiques.
Anticlinaux alpins.
Anticlinaux antétriasiques.
Contact anormal.
Echelle = 1/320 000
0 5 10 15 20 25 Kil.