ÉTUDE GÉOLOGIQUE DES MONTAGNES D'ESCREINS

(HAUTES-ALPES ET BASSES-ALPES)

par Fernand BLANCHET

Avec 2 cartes en couleurs, XX planches hors texte et 8 figures.

PRÉFACE

Ce travail est la monographie géologique d'une région intra-alpine que j'ai désignée sous le nom de « *Montagnes d'Escreins* » tiré du village de ce nom; d'ailleurs, en 1916, ce village a été presque complètement détruit par un incendie et n'a pas été reconstruit depuis.

J'expose ici le résultat de neuf années de recherches, réduites chacune, il est vrai, à une courte période d'été d'environ deux mois, et encore lorsque le temps permettait l'accès de ces hautes cimes escarpées. Je dois ajouter que la grande diversité des terrains de la Zone du Briançonnais, à laquelle appartient géologiquement la région d'Escreins, a nécessité de ma part, parallèlement à mon travail et au détriment du temps que j'y pouvais consacrer, de nombreuses courses dans les régions intra-alpines

françaises pour y acquérir une connaissance suffisante des terrains dont les faciès se montrent si particuliers et qui sont le plus souvent dépourvus de fossiles.

C'est sur les conseils de mon très regretté maître Wilfrid KILIAN, membre de l'Institut, que j'ai entrepris l'étude de cette région montagneuse dont il avait, soit seul, soit en collaboration avec E. HAUG, fourni une très bonne esquisse géologique préliminaire en établissant la première édition des Feuilles géologiques au 80.000e de Gap et de Larche. Son amabilité sans bornes, sa profonde érudition et les précieux conseils qu'il me prodigua au cours des dernières années de sa vie, soit sur le terrain, soit dans son laboratoire auquel il m'avait fait le grand honneur de m'attacher comme assistant, ont eu pour moi une valeur inestimable. Qu'il me soit permis de dédier à sa mémoire ce modeste travail !

En continuant à s'intéresser à mes recherches dans les Montagnes d'Escreins, son successeur, M. le professeur GIGNOUX, correspondant de l'Institut, m'a apporté le meilleur des encouragements; la grande clarté et la précieuse documentation de son enseignement, ainsi que ses avis éclairés, m'ont été d'un grand secours; avec une grande bonté il a bien voulu m'accompagner à plusieurs reprises dans ma région. Je le prie d'accepter l'expression de ma vive gratitude.

Je remercie M. le professeur L. MORET, qui m'a également guidé au cours de mes recherches et qui, en 1924, a bien voulu accepter ma collaboration pour une étude sur les « Marbres en Plaquettes » intra-alpins; sur cette formation, mon mémoire renferme d'ailleurs quelques extraits de notre travail en commun.

J'exprime ma respectueuse reconnaissance à M. le professeur Ch. JACOB, membre de l'Institut, dont les conseils et les suggestions m'ont grandement aidé dans la mise au point de ce travail. En l'acceptant comme thèse de doctorat, il m'apporte un très précieux encouragement.

J'ai usé aussi très largement des conseils de M. le commandant Ch. PUSSENOT et de sa parfaite connaissance du Briançonnais. Au cours d'une étude du Houiller intra-alpin faite avec lui en 1920, sous la direction de W. KILIAN, j'ai pu acquérir mes premières notions de géologie briançonnaise. J'ai visité depuis, en son aimable compagnie, de nombreux points intéressants des environs de Briançon (l'Alpet, le Rio-Secco, le Gondran, Dourmillouse, la Lauze, Notre-Dame des Neiges, Prorel, Névache, etc...), dont l'étude présente un grand intérêt. Je lui adresse mes bien vifs remerciements.

J'ajoute que je dois à l'obligeance de plusieurs confrères la détermination ou l'étude de certains fossiles : Mlle PFENDER, assistante de géologie à la Sorbonne, a étudié et décrit sous le nom de *Kilianina Blancheti* un Foraminifère nouveau du Dogger de ma région.

M. LAMBERT, ancien président de la Société géologique de France, m'a fort obligeamment donné des renseignements détaillés sur un échantillon de *Plegiocidaris alpina,* et M. CANU m'a apporté son précieux concours pour l'étude d'une faune de Bryozoaires du Dogger.

Je tiens aussi à souligner les concours financiers qui ont contribué à couvrir mes frais d'étude sur le terrain.

L'Académie des Sciences m'a attribué une subvention sur le fonds Bonaparte, et la Caisse des Recherches scientifiques m'a également, plusieurs fois, aidé de ses subsides.

Je dois surtout une grande reconnaissance à la Société Scientifique du Dauphiné qui m'a accordé l'hospitalité de son Bulletin pour la publication de ce mémoire et au Conseil d'administration de la Caisse des Recherches scientifiques qui m'en a grandement facilité l'illustration.

Et aussi, que M. le professeur LÉGER, correspondant de l'Institut, M. LANQUINE, professeur à la Sorbonne, M. le sénateur

Léon PERRIER, qui, avec une grande bonté, ont suivi et encouragé mes efforts, acceptent ici l'hommage de ma vive gratitude.

Enfin je remercie tout spécialement le Service géographique de l'Armée qui, avec sa compétence habituelle, a assuré la publication des deux cartes géologiques jointes à mon mémoire, ainsi que M. DIDIER, éditeur à Grenoble, MM. ALLIER, imprimeurs à Grenoble, et M. ROUBEROL, leur directeur, qui m'ont apporté leur habile concours pour l'impression et la mise au point matérielle de cet ouvrage.

PLAN GÉNÉRAL DE L'OUVRAGE

J'exposerai tout d'abord dans une Introduction sommaire les principaux caractères orographiques et hydrographiques de la région étudiée, et je rappellerai, d'après les travaux de W. Kilian, P. Termier, E. Haug, Ch. Pussenot, L. Moret, D. Schneegans, Raguin, Y. Gubler-Wahl, etc..., les traits géologiques principaux des régions voisines. Je serai ainsi conduit à préciser comment ma région rentre dans le cadre structural d'ensemble de la chaîne alpine.

J'ai divisé la suite de mon travail en deux parties principales.

Dans la première partie, spécialement consacrée à la stratigraphie, de courts chapitres sont réservés aux terrains les plus anciens (Granite, Houiller, Permien) qui sont mal représentés dans la région. Par contre, l'étude des terrains suivants qui présentent une importance considérable dans toute la Zone du Briançonnais a été plus développée. J'ai insisté en particulier sur les niveaux qui m'ont procuré quelques fossiles et me donnent ainsi de bons repères stratigraphiques.

Ainsi le Dogger m'a fourni plusieurs gisements fossilifères intéressants. De plus, j'ai eu la bonne fortune d'explorer le premier, au Col du Lauzon, un gisement de Tithonique très fossilifère, vraisemblablement le plus développé et le plus riche qui soit connu dans les zones intra-alpines. Sa faune a déjà fait, de ma part, l'objet d'une étude paléontologique détaillée dont je reprendrai les conclusions.

L'étude de la brèche de base des « Marbres en plaquettes » et celle de leur faune microscopique m'a permis de préciser leur âge post-jurassique, vraisemblablement crétacé supérieur.

J'ai découvert aussi dans le Nummulitique du Lac Vert, presque au centre de ma région, un gisement de *brèches à Nummulites,* fossiles jusqu'à présent inconnus dans la Zone du Briançonnais proprement dite.

Le deuxième partie de mon mémoire contient l'étude détaillée de la structure tectonique de ma région.

OUVRAGES CONSULTÉS

(Les publications qui se rapportent plus spécialement à la région étudiée ont été marquées d'un astérisque.)

---

1. * 1808. FARNAUD (P.-A.). — Eaux minérales et thermales du Plan-de-Phazy (*Journ. d'Agricult. et des Arts des Hautes-Alpes*, IV, 1808, p. 71 et p. 117).
2. * 1838. TRIPIER. — Mémoire sur les eaux minérales du Plan-de-Phazy, près de Montdauphin (Hautes-Alpes) (*Ann. des Mines*, 3e série, XIII, 1838, p. 633).
3. * 1841-1843. GRAS (Scipion). — Note sur les eaux minérales du département des Hautes-Alpes (*Bull. Soc. Scientif. Isère*, 1re série, II, 1841-1843, p. 6-13).
4. * 1860. LORY (Ch.). — Description géologique du Dauphiné (Paris, F. Savy, 1860).
5. * 1861. HERVIER et SAINT-LAGER. — Guide des eaux minérales du département de l'Isère et des Alpes dauphinoises (Paris, F. Savy, 1861, X, 378 p., carte et fig.).
6. 1871. COQUAND. — Sur le Klippenkalk du Var (*Bull. Soc. géol. France*, 1871, vol. XXVIII, p. 209).
7. 1883. LORIOL (P. de) et SCHARDT (H.). — Etude paléontologique et stratigraphique des couches à *Mytilus* des Alpes vaudoises (*Mém. Soc. Pal. Suisse*, t. X, 1883).
8. * 1883. LORY (Ch.). — Note sur deux faits nouveaux de la géologie du Briançonnais (Hautes-Alpes) (*Bull. Soc. géol. France*, 3e série, t. 12, 1883, p. 117).
9. 1885. GILLIERON (V.). — Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne (*Mat. carte géol. de la Suisse*, livr. 18).
10. 1887. FAVRE (E.) et SCHARDT (H.). — Description géologique des Préalpes du canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse (*Mat. carte géol. de la Suisse*, 22e livraison, 1887).
11. 1887. GORET (E.). — Géologie du bassin de l'Ubaye (*Bull. Soc. géol. France*, 3e série, t. XV, p. 530-555).
12. 1889. TOUCAS (A.). — Nouvelles observations sur le Jurassique supérieur de l'Ardèche (*Bull. Soc. géol. France*, 3e série, t. XVII, 1889, p. 729).
13. 1890. DAVID-MARTIN. — Le Diluvium et la période glaciaire dans les Hautes-Alpes (*Bull. Soc. d'études des Hautes-Alpes*, 9e année, p. 385-401).
14. * 1890. LACHAT. — Observations à propos du mémoire de M. Zaccagna sur la géologie des Alpes occidentales (*Bull. Soc. Hist. Nat. Savoie*, t. IV, 1890, p. 52).

15. 1890-1891. TERMIER (P.). — Etude sur la constitution géologique du Massif de la Vanoise (Alpes de Savoie) (*Bull. Service carte géol. Fr.*, n° 20, 1890-1891).

16. * 1891. KILIAN (W.). — Contribution à la connaissance géologique des chaînes alpines entre Moûtiers (Savoie) et Barcelonnette (Basses-Alpes) (*C. R. Ac. Sc.*, t. 112, 1891, p. 63).

17. * 1891. KILIAN (W.). — Notes sur l'histoire et la structure géologique des chaînes alpines de la Maurienne, du Briançonnais et des régions adjacentes (*Bull. Soc. géol. France*, 3e série, t. XIX, 1891, p. 571).

18. 1892. JACCARD. — Etude sur les massifs du Chablais compris entre l'Arve et la Dranse (*Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 1892, n° 26).

19. * 1893. KILIAN (W.). — Nouvelles observations géologiques dans les Alpes françaises (*C. R. Acad. Sc.*, 30 janvier 1893, t. 116, p. 275).

20. * 1895. KILIAN (W.) et PENCK (A.). — Les dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires du bassin de la Durance (*C. R. Ac. Sc.*, 1895, t. 120, p. 1354).

21. * 1895. KILIAN (W.) et TERMIER (P.). — Sur quelques roches éruptives des Alpes françaises (*Bull. Soc. géol. France*, 3e série, t. 23, 1895, p. 395).

22. 1895-1896. LUGEON (M.). — La région de la Brèche du Chablais (*Bull. Serv. carte géol. France*, 1895-1896, n° 49, t. 7).

23. * 1897. HAUG (E.) et KILIAN (W.). — Notice géologique sur la vallée de Barcelonnette (*Soc. botanique de France*, août 1897).

24. * 1898. KILIAN (W.) et TERMIER (P.). — Note sur divers types pétrographiques et sur le gisement de quelques roches éruptives des Alpes françaises (*Bull. Soc. géol. France*, 3e série, t. 26, 1898, p. 357).

25. * 1898-1899. KILIAN (W.). — Feuille Gap (*Bull. Serv. Carte géol. France; C. R. Collab.*, t. X, p. 107, 1898-1899).

26. * 1898-1899. KILIAN (W.) et HAUG (E.). — Feuille Gap (*Bull. Serv. Carte géol. France; C. R. Collab.*, t. X, p. 133, 1898-1899).

27. 1898-1899. LUGEON (M.). — Feuille de Briançon (Massif de Pierre-Eyrautz) (*Bull. Serv. Carte géol. France; C. R. Collab.*, t. X, n° 63, p. 152).

28. 1898-1899. LUGEON (M.). — Feuille Briançon (Massif de Pierre-Eyrautz) (*Bull. Serv. Carte géol. France; C. R. Collab.*, t. X, n° 69, p. 116).

29. 1899. FRANCHI (S.). — Nuove località con fossili mesozoici nella zona delle « Pietre verdi » presso il colle del Piccolo S. Bernardo (Valle d'Aosta) (*Bol. d. R. Com. geol. d'Italia*. Roma,

30. * 1899. KILIAN (W.) et HAUG (E.). — Sur le bord externe du Briançonnais, entre Freyssinières et Vars (*C. R. Ac. Sc.*, t. 129, p. 351, 1899).

31. * 1900. HAUG (E.) et KILIAN (W.). — Feuille Gap (*Bull. Serv. Carte géol. France; C. R. Collab.*, t. XI, p. 97, 1900).

32. * 1900. KILIAN (W.). — Feuilles Gap et Larche (*Bull. Serv. Carte géol. France; C. R. Collab.*, t. XI, p. 4, 1900).

33. * 1900. KILIAN (W.). — Nouvelles observations géologiques dans les Alpes delphino-provençales (*Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XI, n° 75).

34. * 1900. KILIAN (W.). — Sur la structure de la partie méridionale de la Zone du Briançonnais (*C. R. Ac. Sc.*, t. 130, p. 188, 1900).

35. * 1900. KILIAN (W.) et HOVELACQUE (M.). — Album de microphotographies de roches sédimentaires (Paris, Gauthier-Villars, 1900).

36. 1900. PAQUIER (V.). — Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales (*Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. de Grenoble*, t. V, 1er fasc., 1899-1900, p. 149).

37. * 1900. TERMIER (P.). — Sur l'Apatite rouge de l'Andésite de Guillestre (*Bull. Soc. Fr. Min.*, t. 23, 1900, p. 48).

38. * 1900-1901. HAUG (E.) et KILIAN (W.). — Feuilles de Gap et de Larche (recouvrements de l'Ubaye) (*Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XII, p. 150, 1900-1901).

39. * 1900-1901. KILIAN (W.). — Feuille Larche (*Bull. Serv. Carte géol. France; C. R. Collab.*, t. XII, p. 154, 1900-1901).

40. * 1900-1901. KILIAN (W.). — Feuille Gap, région Nord-Est (*Bull. Serv. Carte géol. France; C. R. Collab.*, t. XII, p. 160, 1900-1901).

41. 1901. HAUG (E.). — Feuille Gap (Tectonique et dépôts pléistocènes) (*Bull. Serv. Carte géol. France; C. R. Collab.*, t. XII, p. 78).

42. * 1901. HAUG (E.) et KILIAN (W.). — Feuilles Gap et Larche (*Bull. Serv. Carte géol. France; C. R. Collab.*, t. XIII, p. 132, 1901-1902).

43. * 1901. KILIAN (W.). — Feuilles Gap et Larche (*Bull. Serv. Carte géol. France; C. R. Collab.*, t. XIII, p. 144, 1901-1902).

44. 1901. KILIAN (W.), FLUSIN (G.) et OFFNER (J.). — Nouvelles observations sur les glaciers du Dauphiné et de la Haute-Ubaye (*Ann. Soc. Touristes du Dauphiné*, n° 27, 1901, p. 197-238).

45. 1901. KILIAN (W.) et TERMIER (P.). — Nouveaux documents relatifs à la géologie des Alpes françaises (*Bull. Soc. géol. France*, 4e série, t. I, p. 385).

46. 1901-1909. PENCK (A.) et BRUCKNER (E.). — Die Alpen im Eiszeitalter (3 vol.). Leipzig. (Voir traduction du IIIe livre par P. Arbos. *Trav. du Lab. de Géologie, Fac. Sc. de Grenoble*, t. IX, 1er fasc., 1909, p. 21-71).

47. * 1902. KILIAN (W.). — Relations des principales sources thermales du Dauphiné avec la nature géologique du sol (Grenoble, impr. Allier, 1902).

48. 1903. TERMIER (P.). — Les montagnes entre Briançon et Vallouise (*Mém. Carte géol. France*. Paris, Impr. Nationale, 1903).

49. 1904. FRANCHI (S.). — Ancora sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali (*Bol. d. R. Com. geol. d'Italia*. Roma, 1904, n° 2).

50. * 1904. GODEFROY (R.). — La pointe de la Font-Sancte (*Rev. alpine;* sect. lyonnaise du C. A. F. — Nos 4 et 5).

51. * 1904-1912. KILIAN (W.) et RÉVIL (J.). — Etudes géologiques dans les Alpes occidentales (*Mém. Carte géol. France*. Paris, Impr. Nationale, 3 vol., 1904-1908-1912).

51 bis * 1906. KILIAN (W.). — La rue des Masques, près de Mont-Dauphin (*La Nature*, 2e vol., p. 104-107).

52. 1908-1911. HAUG (E.). — Traité de géologie. II. Les Périodes géologiques (Paris, libr. A. Colin).

53. 1909. FRANCHI (S.). — I terreni secondari a « facies piemontese » ed i calcari cristallini a Crinoïdi intercalati nei calcescisti presso Villeneuve, in valle d'Aosta. Bibliografia ragionata dei principali lavori concernenti la cronologia dei terreni a « facies piemontese » (Zona delle pietre verdi) (*Bol. d. R. Com. geol. d'Italia.* Roma, 1909, n° 4).

54. * 1909. GODEFROY (R.). — La chaîne des Heuvières (*Rev. alpine.* — Sect. lyonnaise du C. A. F. — Avril 1909).

55. 1910. FRANCHI (S.). — Il Retico quale zona di transizione fra la dolomia principale ed il Lias a « facies piemontese » — calceschisti con Belemniti e pietre verdi — nell' Alta Valle di Susa (*Bol. d. R. Com. geol. d'Italia.* Roma, 1910, n° 3).

56. * 1911. GODEFROY (R.). — Le massif de la Colette verte (*Rev. alpine.* — Sect. lyonnaise du C. A. F. — Mars 1911).

57. 1912. KILIAN (W.) et JACOB (Ch.). — Sur le non-parallélisme des zones isopiques et des accidents tectoniques dans les Alpes franco-italiennes et le Valais (*C. R. Ac. Sc.*, t. 154, p. 853, 1er avril 1912).

58. 1912. PUSSENOT (Ch.). — Le Westphalien moyen dans la zone axiale alpine (*C. R. Ac. Sc.*, t. 155, p. 1564-67).

59. 1913. KILIAN (W.) et PUSSENOT (Ch.). — La série sédimentaire du Briançonnais oriental (*Bull. Soc. géol. France*, 4e série, t. XIII, p. 17, 1913).

60. 1913. PUSSENOT (Ch.). — Le Stéphanien inférieur (Zone des Cévennes) dans la zone axiale alpine. Essai de coordination des divers niveaux du terrain houiller des Alpes occidentales (*C. R. Ac. Sc.*, t. 156, p. 97-100).

61. 1917-1918. KILIAN (W.) et RÉVIL (J.). — Les Schistes lustrés des Alpes françaises (*Trav. Lab. géol. Fac. Sc. Grenoble*, t. XII, 1er fasc., p. 1-35, 1917-1918).

62. 1918. JEANNET (A.). — Monographie géologique des Tours d'Aï et des régions avoisinantes (Préalpes vaudoises) (*Mat. Carte géol. de la Suisse*, nouv. série, XXXIVe livraison, 1918).

63. 1918. LAPPARENT (J. DE). — Etude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendayes (*Mém. Carte géol. Fr.*, 1918).

64. 1918. LUGEON (M.) et SIGY (H.). — Sur le charbon des couches à *Mytilus* en aval du Vuargny-sur-Aigle (Vaud) (*Proc. verb. Soc. vaud. Sc. nat.*, 30 janvier 1918, p. 10-11).

65. 1918. RABOWSKI (F.). — Sur l'âge des couches à *Mytilus* (*Proc. verb. de la Soc. vaud. des Sciences nat.*, 18 décembre 1918).

66. * 1920. TERMIER (P.) et KILIAN (W.). — Le bord occidental du pays des Schistes lustrés dans les Alpes franco-italiennes, entre la Haute-Maurienne et le Haut-Queyras (*C. R. Ac. Sc.*, t. 171, 8 novembre 1920, p. 885).

67. * 1920. TERMIER (P.) et KILIAN (W.). — Sur l'âge des Schistes lustrés des Alpes occidentales (*C. R. Acad. Sc.*, t. 171, 27 décembre 1920, p. 1348).

68. * 1921. TERMIER (P.). — Le bord occidental du pays des Schistes lustrés (*C. R. Soc. géol. France*, 10 décembre 1921, p. 225).

69. * 1921-1922. TERMIER (P.). — Le bord occidental du pays des Schistes lustrés dans la Haute-Ubaye (*Bull. Soc. géol. France*, 4e série, t. 21, 1921-1922, p. 286).

70. 1922. PUSSENOT (Ch.). — Sur la structure du Briançonnais (*C. R. Soc. géol. France*, 24 avril 1922, p. 89).

71. 1922. PUSSENOT (Ch.). — Sur quelques terrains du bord externe de la nappe du Grand Saint-Bernard, à l'Est du Pelvoux (*C. R. Soc. Géol. France*, 8 mai 1922, p. 100).

72. * 1922. PUSSENOT (Ch.). — Sur le Houiller, le Permien et le Trias de la partie française du bord de la nappe du Grand Saint-Bernard (*Associat. franç. p. l'avancement des Sc.*, 46e session. Montpellier, 1922, p. 309).

72 bis 1922. WEGMANN (E.). — Zur Geologie der St Bernharddecke im Val d'Hérens (Wallis) (*Bull. Soc. neuchâteloise des Sc. nat.*, t. XLVII, 1922).

73. * 1922-1923. BLANCHET (F.). — Aperçu tectonique et stratigraphique sur le Massif d'Escreins (Hautes-Alpes) (*Bull. Serv. Carte géol. Fr.; C. R. Collab.*, n° 151, t. 27, 1922-1923).

74. 1924. LEPAPE (A.). — L'origine des eaux thermales sulfurées sodiques envisagée du point de vue géologique (*Revue scientif.*, 1924, p. 723).

75. 1924. MORET (L.). — Présence du Crétacé supérieur à faciès « Couches rouges » (faciès préalpin) dans l'autochtone des environs de Thônes (Haute-Savoie) (*Ann. Univ. Grenoble*, t. I, n° 1, nouv. série, 1924).

76. * 1924. MORET (L.) et BLANCHET (F.). — Contribution à l'étude du Crétacé intra-alpin (Alpes occidentales). Le problème des « Marbres en plaquettes » (*Bull. Soc. géol. France*, 4e série, t. 24, 1924, p. 312-320).

77. 1925. FRANCHI (S.). — I dati stratigrafici e paleontologici fondamentali per l'età secondaria dei calcesciti e l'ipotesi di un grande carreggiamento della massa di questi, nelle Alpi franco-italiane (*Rendiconti d. R. Accad. Naz. d. Lincei*, v. I, ser. 6, fasc. 6. Roma, marzo 1925).

78. 1925. FRANCHI (S.). — Sulla grande varietà dei complessi litologici del « Trias metamorfico » nelle Alpi occidentali (*Rendiconti d. R. Accad. Naz. d. Lincei*, v. I, ser. 6, fasc. 6. Roma, 4 aprile 1925).

79. 1925. FRANCHI (S.). — Su alcune quesiti geologici nelle Alpi franco-italiane (*Rendiconti d. R. Accad. Naz. d. Lincei*, v. II, ser. 6, fasc. 10. Roma, nov. 1925).

80. 1925. MORET (L.). — Une coupe du « Bord subalpin » au Nord de Grenoble, succession des faciès lithologiques (*Associat. franç. p. l'avancement des Sc.*, 49e session. Grenoble, 1925, p. 290).

81. 1925. URBAIN (P.). — Le rôle géologique des sources thermales (*Revue scientifique*, 1925, p. 71).

82. 1926. PAREJAS (E.). — Sur la présence de *Rosalina Linnei* d'Orb. et de *Rosalina Stuarti* J. de Lapp. dans le Crétacé supérieur de Piatigorsk (Caucase) (*C. R. Soc. Phys. et Hist. nat. Genève*, vol. 43, n° 2, 1926).

83. * 1926. PICHOT (M.). — Sur les courbes de déformation des grès (Thèse, Fac. Sc. Paris, 1926).

84. 1926-1927. SCHOELLER (H.) et ROCH (E.). — Révision de la feuille de Saint-Jean-de-Maurienne. La Nappe de l'Embrunais entre l'Arc et l'Isère (*Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 166, t. XXXI (1926-1927) ; *C. R. Collab.*).

85. * 1927. BLANCHET (F.). — Sur un nouveau gisement très fossilifère du Tithonique intra-alpin (*C. R. Ac. Sc.*, t. 184, p. 1181, 16 mai 1927).

86. * 1927. BLANCHET (F.). — Etude paléontologique d'un nouveau gisement fossilifère dans le Tithonique intra-alpin entre Briançon et Château-Queyras (*Trav. Lab. géol. Fac. Sc. Grenoble*, t. XV, 1er fasc., p. 48-85, 1 pl.).

87. 1927. SOLIGNAC (M.). — Etude géologique de la Tunisie septentrionale (Tunis, 1927).

88. 1928. GIGNOUX (M.). — Les problèmes géologiques de la région Vanoise - Mont-Pourri (Savoie) (*Trav. Lab. géol. Fac. Sc. Grenoble*, t. XV, 1er fasc., p. 99-143, 3 pl.).

89. 1928. GUBLER-WAHL (Y.). — La nappe de l'Ubaye, au Sud de la vallée de Barcelonnette (Thèse, Paris, 1928).

90. 1928. MEYNARD P. WHITE. — Some index Foraminifera of the Tampico Embayment Area of Mexico (*Journal of Paleontology*, vol. 2, p. 280-317, 1928).

91. 1929. GIGNOUX (M.). — Révision de la feuille Briançon au 80.000e (*Bull. Serv. Carte géol. Fr.; C. R. Collab.*, n° 176, t. XXXIII, 1929).

92. 1929. GUBLER-WAHL (Y.). — Schéma structural de la nappe de l'Ubaye dans les bassins du Haut-Verdon et du Bachelard (Basses-Alpes) (*Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 174, t. XXXII, 1929).

93. 1929. KRAUS (E.). — *Calpionella alpina* Lorenz als « Leitfossil » (*Veröffentl. geol. paläeontol. Inst. d. Univ. Riga*, n° 18, 1929, S. 69-80).

94. * 1930. BLANCHET (F.). — Sur quelques faits nouveaux ou peu connus de la géologie du Briançonnais méridional (Massif d'Escreins, Hautes-Alpes) (*C. R. Ac. Sc.*, t. 191, p. 849, 10 novembre 1930).

95. 1930. GIGNOUX (M.). — La tectonique des terrains salifères ; son rôle dans les Alpes françaises (*Livre jubilaire du centenaire de la Soc. Géol. de France*, Paris, 1930).

96. 1930. LAPPARENT (J. DE). — A propos du genre de Foraminifères *Globotruncana* créé par M. J. A. Cushman (*C. R. Soc. Géol. Fr.*, n° 7, p. 64-66, 7 avril 1930).

97. 1930. MORET (L.). — A propos de la signification stratigraphique des Rosalines (*C. R. Soc. Géol. Fr.*, 5 mai 1930, p. 91).

98. 1930. MORET (L.), RAGUIN (E.), SCHNEEGANS (D.). — Note préliminaire sur la constitution géologique du Massif de Pierre-Eyrautz (Hautes-Alpes) (*C. R. Soc. Géol. Fr.*, n° 16, p. 218-220, 15 décembre 1930).

99. 1930. PUSSENOT (Ch.). — La nappe du Briançonnais et le bord de la Zone des Schistes lustrés, entre l'Arc et le Guil (Impr. Allier, Grenoble, 1930).

100. 1930. SCHNEEGANS (D.). — La stratigraphie des brèches du Pic de Mélézein, au Sud-Est de Briançon (*C. R. Soc. Géol. Fr.*, n° 16, p. 221-223, 15 décembre 1930).

101. 1930. SCHNEEGANS (D.). — Sur la présence de radiolarites dans la nappe du Briançonnais (*C. R. Ac. Sc.*, t. 190, p. 129, 13 janvier 1930).

102. 1930. VIENNOT (P.). — Sur la valeur stratigraphique des Rosalines (*C. R. Soc. Géol. Fr.*, 7 avril 1930, p. 60).

103. 1930. VIENNOT (P.). — Considérations nouvelles sur la valeur stratigraphique des Rosalines (*C. R. Soc. Géol. Fr.*, 16 juin 1930, p. 127).

104. 1931. ANDRUSSOV (D.). — La zone des Klippes internes dans le Bassin de l'Orava (Prague, 1931).

105. 1931. FALLOT (P.). — Contribution à l'étude du Jurassique supérieur subbétique (*Bol. Soc. Española de Hist. nat.*, t. XXXI, 1931, p. 113-132).

106. 1931. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — Sur la géologie de la région de Dourmillouse (Hautes-Alpes), entre le Pelvoux et la Nappe de l'Embrunais (*C. R. Soc. Géol. Fr.*, n° 16, 7 décembre 1931, p. 245-247).

107. 1931. GIGNOUX (M.) et RAGUIN (E.). — Sur la stratigraphie du Trias de la Zone du Briançonnais (*C. R. Ac. Sc.*, t. 192, 12 janvier 1931, p. 102).

108. 1931. LACOSTE (J.). — Sur la présence de *Rosalina Linnei* dans le Rarb (Maroc) (*C. R. Soc. Géol. Fr.*, 16 février 1931, p. 37).

109. 1931. PUSSENOT (Ch.). — Premier supplément à « La Nappe du Briançonnais et le bord de la zone des Schistes lustrés, entre l'Arc et le Guil » (Grenoble, Impr. Générale, 1931, 31 p.).

110. 1931. RAGUIN (E.). — A propos du Trias briançonnais (*C. R. Soc. géol. Fr.*, 2 mars 1931, p. 54).

111. 1931. SCHNEEGANS (D.). — Observations sur la série stratigraphique du Massif du Grand Galibier (Briançonnais occidental) (*C. R. Soc. Géol. Fr.*, 2 mars 1931, p. 61-63).

112. 1932. CADISCH (Joos). — Ein Beitrag zum *Calpionella* Problem (*Geol. Rundsch.*, Bd XXIII, S. 241-257).

113. 1932. GIGNOUX (M.). — Sur la possibilité de l'existence du Néocomien dans la zone de l'Embrunais, sur la rive droite de la Durance (*C. R. Ac. Sc.*, t. 194, p. 879, 31 mai 1932).

114. 1932. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — Sur la structure géologique de la base de la Nappe du Flysch de l'Embrunais dans la vallée d'Ancelle, près Gap (Hautes-Alpes) (*C. R. Ac. Sc.*, t. 195, 5 décembre 1932, p. 1202).

115. 1932. GIGNOUX (M.), MORET (L.) et LORY (P.). — Révision de la Feuille de Gap au 80.000e (*Bull. Serv. Carte géol. Fr.; C. R. Collab.*, n° 187, t. XXXVI, 1932).

116. 1932. GIGNOUX (M.) et RAGUIN (E.). — Découverte d'écailles de roches granitiques au Nord-Ouest du Col du Lautaret (Hautes-Alpes), à la base de la nappe du Flysch des Aiguilles d'Arves (*Bull. Soc. géol. France*, 5e série, t. II, 1932, p. 513-526).

117. 1932. SALOMON-CALVI (W.). — Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise nach Korsika (*Sitzungsberichte der Heidelberger Akademie der Wissenschaften*, 1932, 7 Abhandl.).

118. * 1933. BLANCHET (F.). — Sur l'âge des « Marbres de Guillestre », roche caractéristique du Malm du Briançonnais (*C. R. Ac. Sc.*, t. 196, p. 632, 27 février 1933).

119. 1933. GIGNOUX (M.). — Sur la présence du Néocomien dans le Briançonnais à l'Argentière (Sud de Briançon) (*C. R. Soc. géol. Fr.*, 20 novembre 1933, p. 210-211).

120. 1933. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — Les unités structurales internes de la chaîne alpine, entre le Pelvoux et la Durance (*C. R. Ac. Sc.*, t. 196, 10 avril 1933, p. 1064).

121. 1933. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — La Zone du Briançonnais et les racines des nappes préalpines savoisiennes (*C. R. Ac. Sc.*, t. 196, 24 avril 1933, p. 1189).

122. 1933. GIGNOUX (M.), MORET (L.) et SCHNEEGANS (D.). — Structure géologique de la « fenêtre de l'Argentière », au Sud de Briançon (Hautes-Alpes) (*C. R. Ac. Sc.*, t. 196, 27 novembre 1933, p. 1265).

123. 1933. LAPPARENT (J. DE). — A propos des Rosalines (*C. R. Soc. géol. Fr.*, 20 novembre 1933, p. 212).

124. 1933. MURGEANU (G.) et FILIPESCU (M.). — *Calpionella carpathica* n. sp. dans les Carpates roumaines (*Notationes biologicae*, vol. I, 15 mai 1933, Bucarest).

125. 1933. SCHNEEGANS (D.). — Sur la découverte de nouveaux gisements de Diplopores (Algues calcaires) dans le Trias de la Zone du Briançonnais (*Trav. du Lab. géol. Fac. Sc. de Grenoble*, t. XVII, 1er fasc., p. 59).

126. 1933. SCHNEEGANS (D.). — Observations sur les racines de la Nappe de l'Ubaye dans la vallée de la Stura (Alpes italiennes) (*C. R. Soc. géol. Fr.*, 18 décembre 1933, p. 253).

127. 1933. SCHNEEGANS (D.). — Sur la présence du Jurassique moyen (Dogger) dans la Nappe de l'Ubaye, au Nord de la vallée de Barcelonnette (Alpes françaises) (*C. R. Ac. Sc.*, t. 196, 16 janvier 1933, p. 201).

128. 1933. THALMANN (Hans E.). — Validité du nom générique « *Globotruncana* Cushman 1927 » (*C. R. Soc. géol. Fr.*, 6 novembre 1933, p. 200).

129. 1934. PFENDER (J.). — Sur un Foraminifère nouveau du Bathonien des Montagnes d'Escreins (Hautes-Alpes) : *Kilianina Blancheti*, nov. gen., nov. sp. (en cours d'impresion dans les *Trav. du Lab. de géol. de la Fac. des Sc. de Grenoble*).

130. 1934. GIGNOUX (M.) et SCHNEEGANS (D.). — Sur l'âge des « Calcaires de Vallouise », près Briançon (*C. R. Soc. géol. Fr.*, 5 mars 1934, p. 66).

INTRODUCTION

A. — Limites.

La région qui fait l'objet principal de ce travail et dont j'ai achevé les levés au 20.000e est comprise entre la profonde coupure de l'Ubaye au Sud-Est, depuis Maurin jusqu'à Sérenne, et celle du Guil au Nord-Ouest, depuis la Maison du Roi jusqu'à la Durance. De la Maison du Roi au village de Ceillac, notre limite suit au Nord le Cristillan, petit affluent de la rive gauche du Guil, et s'incurve vers le Sud-Est, de Ceillac au col Tronchet, le long du torrent du Tronchet, puis suivant la dépression qui s'étend du col Tronchet à Maurin. Au Sud-Ouest, entre Sérenne et la Durance, la limite passe approximativement par le Vallon du Châtelet qui, de Sérenne, conduit au Col de Sérenne, suit la Crête des Couniets, et par le torrent du Chagnon rejoint la dépression de Vars. Elle suit enfin le torrent de Chagne jusqu'à son embouchure.

De plus, pour comprendre la signification des éléments tectoniques de ma région, j'ai étendu mon étude aux deux rives rocheuses de la Durance, entre les villages de Réotier sur la rive droite et de Risoul sur la rive gauche, où se trouve l'affleurement granitique célèbre du Plan-de-Phazy.

B. — Esquisse oro-hydrographique et structurale.

Ainsi que le montre le schéma ci-joint (pl. I), la région précédemment délimitée, à cheval sur les deux départements des Hautes-Alpes et des Basses-Alpes, l'est aussi sur les deux importants systèmes hydrographiques de l'Ubaye au Sud-Est et de la Durance à l'Ouest.

La ligne de partage des eaux entre les deux systèmes délimite

d'ailleurs les deux départements précités. Elle est constituée par une suite de hauts sommets orientée Sud-Ouest - Nord-Est et comprenant notamment la Crête des Couniets (2877 m.), la Mortice et le Pic Signalé (3227 m.) ou Pic des Houerts de la carte, le Pic de Panestrel (3254 m.), le Pic de la Font-Sancte (3378 m.) et enfin la Crête de la Riche.

Cette longue arête, sur laquelle se trouvent d'ailleurs la plupart des points culminants de notre région, est orientée perpendiculairement aux plis dont la direction est Sud-Est - Nord-Ouest. Aussi, les phénomènes de désagrégation y ont-ils creusé quelques échancrures longitudinales, telles que le col de Sérenne, le col des Houerts, le col Girardin et le col Tronchet, établies dans les terrains de moindre résistance : gypse triasique, Flysch, Marbres en plaquettes.

Les principaux chaînons montagneux qui se détachent des sommets précédents ont une orientation longitudinale Sud-Est - Nord-Ouest.

La plus importante de ces crêtes rocheuses est certainement celle qui, du massif de la Font-Sancte, se poursuit jusqu'aux environs immédiats de Guillestre et comporte le Pic des Heuvières, la Pointe de Saume, la Crête de la Main-de-Dieu, la Dent de Rocher, le Pic d'Escreins, le Mont-Guillestre et se termine par le massif boisé de la Montagne de Combe-Chauve dominant Guillestre vers l'Est. Au Sud-Est, un contrefort rocheux beaucoup moins important se détache également du Pic de Panestrel, du côté de l'Ubaye et vient former un peu en aval de la Barge la Tête du Sanglier.

La Crête des Couniets, ainsi que le massif Pic des Houerts - la Mortice, se poursuivent au Sud-Est jusqu'aux environs de Sérenne; vers le Nord-Ouest enfin, la Crête des Couniets se relie à la Pointe de Pastourlet (2651 m.), la Crête de Vars (2596 m.), la Crête de la Scie et aboutit ainsi, à quelques kilomètres au Sud-Est de Guillestre, au quartier de la Magdeleine.

Ainsi se trouvent naturellement délimités six bassins hydrographiques secondaires. Trois d'entre eux, le Cristillan, le Rif-

Bel et le Chagne sont tributaires de la Durance par l'intermédiaire du Bas-Guil. Les autres, beaucoup moins développés, à savoir les torrents de la Barge, des Houerts et du Châtelet, alimentent directement l'Ubaye.

Chacun de ces petits bassins secondaires reçoit à son tour de petits affluents, séparés les uns des autres par des chaînons intermédiaires. C'est ainsi que le Rif-Bel reçoit sur sa rive gauche :

a) Le torrent du Vallon de la Selette, séparé du Rif-Bel par la Barre-des-Chèvres et la Crête de la Montagne de la Selette;

b) Le torrent du Vallon Laugier, séparé du précédent par le massif du Pic des Houerts et la Crête du Vallon Laugier.

Je signalerai aussi sur la rive droite du Rif-Bel deux affluents principaux :

a) Le torrent de la source de la Font-Sancte, source vauclusienne qui jaillit à la base des calcaires du Dogger du massif des Aspaturas;

b) Le petit torrent du Vallon Claus, qui suit une dépression oblique par rapport à la direction générale des plis et comprise entre le Massif de la Main de Dieu et la Crête des Aspaturas.

Du côté de l'Ubaye, je mentionnerai également les petits torrents des Sainfoins et du Vallon du Pont et le torrent du Vallon du Grand Caire, séparés par les Becs de la Grande Roche.

Enfin, il y a lieu d'indiquer l'existence de deux torrents tributaires du Cristillan sur sa rive gauche : l'un provient de la dépression longitudinale des Pelouses et l'autre du Lac de Sainte-Anne.

C. — **Historique.**

Jusqu'à présent, à cause de l'éloignement des grands centres et aussi des difficultés d'accès, les montagnes d'Escreins n'ont fait l'objet d'aucune étude détaillée.

Dès 1860, Ch. Lory a fait plusieurs remarques importantes sur

divers points de la région : l'affleurement cristallin du Plan-de-Phazy, le Houiller de Réotier, ainsi que le calcaire rouge amygdalaire des carrières de Guillestre, n'ont pas échappé à son œil vigilant et ont fait, dans son étude fondamentale de la géologie du Dauphiné, l'objet de minutieuses descriptions; c'est lui également qui, le premier, a soupçonné l'existence du Jurassique moyen dans la Zone du Briançonnais d'après la découverte d'un gisement de fossiles à la Crête de Vars (= Montagne du Serre).

Depuis cette époque, seuls, semble-t-il, E. Haug et surtout W. Kilian se sont intéressés à cette région, et les résultats de leurs explorations de 1893 à 1903 peuvent être résumés comme il suit :

1° Caractères stratigraphiques. — En 1893, W. Kilian [19] considère, à la suite de sa découverte du gisement fossilifère de Dogger du Lac des Neuf-Couleurs, que les calcaires et schistes noirs de ce niveau reposent sur des *brèches liasiques* du type du Télégraphe.

Plus tard, au cours des premières campagnes destinées à l'établissement de la première édition de la feuille Gap [32], il remarque la présence d'un certain nombre de bandes synclinales de marbres roses jurassiques dans la vallée du Cristillan, dans le Massif du Pic de Guillestre et au fond du Vallon d'Escreins, ainsi que dans la Chaîne des Heuvières, et il assimile à la « Brèche du Télégraphe » la brèche des gorges du Guil bien développée au-dessous du hameau du Gros.

Il signale aussi, non loin de ce hameau, la présence d'une brèche à éléments cristallins intercalée dans le Flysch que traverse la route militaire.

Il note [39] en 1901 la présence du *Lias* dans le fond du Vallon des Houerts, au Sud-Est du Massif de Panestrel; pour lui, ce niveau est encore représenté par le même faciès bréchoïde accompagné de calcaires noirs; il y signale aussi l'existence du Dogger et met en évidence la présence du Jurassique supérieur dans la Haute-Ubaye, au Pont du Châtelet, ainsi qu'à Peyre-Haute, sur la route de Vars à Guillestre; il remarque enfin une

bande de Marbres en plaquettes allant de l'Ubaye jusqu'aux environs du Col des Houerts.

L'année suivante, en collaboration avec E. HAUG [42], il distingue dans les « Marbres en plaquettes » des régions briançonnaises et plus spécialement dans la région méridionale, trois termes indépendants, l'un jurassique, l'autre crétacé et le troisième éocène; ces deux savants insistent en particulier sur les analogies frappantes du terme crétacé qui renferme en abondance des Globigérines, des Textulaires et plus rarement *Pulvinulina tricarinata* avec les « Couches rouges » des Préalpes et des klippes de Suisse et de Savoie. Ils remarquent en particulier dans un certain nombre de préparations microscopiques de ce niveau provenant de la vallée d'Escreins, la présence de *Textularia,* de *Rotalia* et de Globigérines.

L'activité de W. KILIAN ne s'est d'ailleurs point bornée dans la région aux travaux précités; il y a étudié les terrains d'origine glaciaire et plus spécialement ceux des environs de Guillestre et de Montdauphin. Je mentionnerai aussi ses observations sur la glaciologie faites dans la Haute-Ubaye en collaboration avec MM. OFFNER et FLUSIN [44] et qui démontrent pour cette région en particulier la rapidité du recul des glaciers actuels.

Enfin, au point de vue géomorphologique, W. KILIAN a également signalé dans la Haute-Ubaye un curieux cas de « surimposition » au Pont du Châtelet, où l'Ubaye, refoulée par le cône de déjections du torrent du Châtelet, affluent de sa rive droite, a abandonné un ancien passage pour se creuser plus à l'Est une gorge de plus de 100 mètres de profondeur.

2° TECTONIQUE. — Dès 1899, dans une note relative surtout à la tectonique générale du Briançonnais, W. KILIAN et E. HAUG [30] précisent que les écailles décrites plus au Nord par P. TERMIER se continuent dans les Montagnes d'Escreins où elles sont représentées par de *simples plis couchés ayant conservé leur flanc inverse.*

Ils sont conduits à la même époque [26] à penser que les

masses de recouvrement de l'Ubaye doivent avoir leur origine réelle dans les plis qui franchissent la Durance au Plan-de-Phazy.

Une structure en éventail identique à celle décrite par P. TERMIER dans les environs de Briançon est également reconnue par W. KILIAN [34] dans les régions entamées par le Guil, le Cristillan, le Rif-Bel et la Haute-Ubaye, où il distingue :

1° Un faisceau de plis anticlinaux déversés vers l'Italie et séparés par des synclinaux de Schistes lustrés (Villargaudin, Col Girardin, Tête de Miéjour, etc...);

2° Un faisceau de plis droits passant par les Massifs de la Saume, la Main de Dieu, Panestrel et Font-Sancte;

3° Des plis franchement couchés vers la France et situés sur le bord occidental du faisceau précédent;

4° Enfin la Zone du Flysch dont les plis sont également déjetés vers l'Ouest et dans laquelle les terrains secondaires n'apparaissent qu'en minces lames anticlinales étirées et laminées et fréquemment charriées avec le Flysch qui les enveloppe.

Il fait remarquer aussi [39] que, dans son cours supérieur, l'Ubaye traverse les mêmes zones tectoniques que le Guil entre sa source et Guillestre.

Mais c'est surtout la basse vallée du Guil qui nous définit d'une façon très nette la constitution générale de la région. W. KILIAN [32] en précise dès 1900 la structure et fait remarquer qu'entre Montdauphin et la Maison du Roi, la gorge du Guil est creusée dans l'épaisseur de plusieurs plis couchés superposés dont l'ensemble reployé possède toutes les apparences d'une voûte anticlinale régulière; l'examen détaillé de cette région, dont il publie une coupe devenue classique et qui a été pour moi la clef de la tectonique de ma région, lui a permis d'observer plusieurs fois la répétition de la série stratigraphique.

Il indique d'autre part [40], sans en préciser les détails, la continuation *probable* de cette structure dans les Montagnes

d'Escreins, où il signale aussi l'existence de plusieurs nappes superposées dont il croit avoir observé le *flanc inverse conservé,* en particulier dans la haute vallée d'Escreins, dans le Massif de la Mortice et dans la Chaîne du Pic des Houerts.

D. — Structure générale.

1° Situation dans la Chaine alpine. — D'une manière générale, les géologues alpins s'accordent à distinguer dans les régions intra-alpines françaises, c'est-à-dire à l'Est de la Zone axiale autochtone formée par les massifs cristallins (Mont-Blanc et Aiguilles Rouges, Belledonne, Pelvoux, Massif cristallin des Alpes Maritimes ou Mercantour), trois zones grossièrement parallèles et concentriques refoulées les unes sur les autres de l'Est vers l'Ouest (voir schéma, fig. 1).

a) La plus externe ou *Zone de l'Embrunais* (= Zone du Flysch), formée en majeure partie par des terrains éogènes à faciès Flysch, constitue en particulier la classique Nappe de l'Ubaye qui déborde largement sur l'avant-pays par l'échancrure comprise entre le Pelvoux et le Mercantour;

b) La *Zone du Briançonnais,* composée surtout de terrains mésozoïques, souvent considérée comme une vaste nappe de charriage chevauchant la précédente vers l'Est. Elle offre une structure générale en *éventail composé* et comporte, en effet, un faisceau de plis franchement couchés vers la France, parfois représenté par un empilement de nappes élémentaires, un faisceau de plis déversés vers l'Italie et, entre les deux, une région axiale formée par une série de plis droits ou faiblement inclinés (« plis hésitants » de P. Termier);

c) La *Zone du Piémont* (= Zone des Schistes lustrés), essentiellement constituée par une série monotone de terrains métamorphiques considérée comme une série compréhensive allant du Trias à l'Eocène. W. Kilian et P. Termier l'ont interprétée

comme une nouvelle grande nappe de charriage refoulée sur la Zone du Briançonnais.

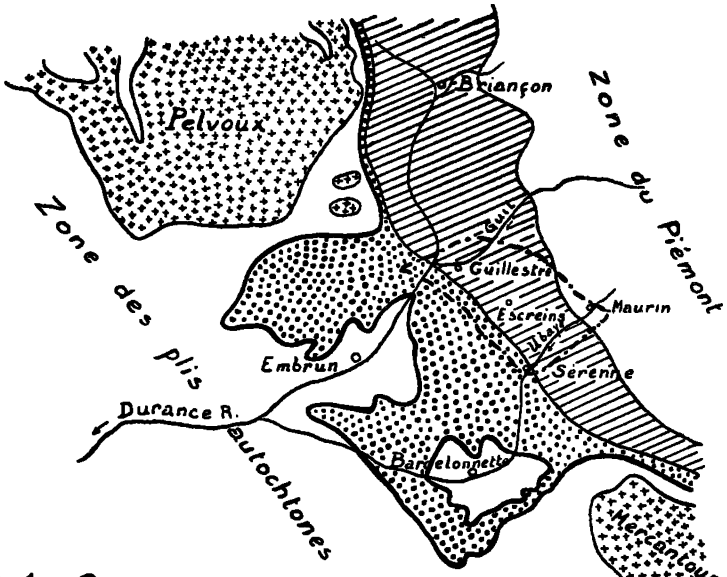

Fig. 1 — Carte montrant la situation de la région étudiée par rapport aux grandes zones tectoniques alpines

Croix : massifs hercyniens ; pointillé : zone du Flysch ; hachures : zone du Briançonnais ; —·—·— : limites de la région étudiée.

Ma région appartient en presque totalité à la Zone du Briançonnais dont elle constitue un secteur. Elle est donc limitée à l'Ouest par la Zone du Flysch. Son bord Ouest passerait par Réotier, la région de Vars et Sérenne. Mais nous verrons qu'ici cette limite ne correspond pas à une coupure tectonique; ainsi les lames de terrains permo-triasiques et mésozoïques des environs de Réotier - Plan-de-Phazy, qui appartiennent à la Zone du Briançonnais, s'ennoient très nettement vers le Sud dans le Flysch de la Zone de l'Embrunais.

Ce dernier nous apparaît donc simplement comme l'*enveloppe des plis briançonnais*. C'est là une constatation *très importante* qui modifie l'idée que se sont faite antérieurement

beaucoup d'auteurs et dont j'ai précédemment donné un aperçu.

De même à l'Est, ma région confine à la Zone des Schistes lustrés ou Zone du Piémont, le long de la vallée du Torrent du Tronchet et du Col Tronchet. Là encore, le contact entre la Zone du Briançonnais et la Zone des Schistes lustrés *ne m'a pas paru constamment souligné avec précision par une ligne de contact anormal.* J'aurai donc à discuter dans ma région l'existence d'une Nappe des Schistes lustrés que P. TERMIER et W. KILIAN considéraient comme un élément tectonique *absolument indépendant* de la Zone du Briançonnais. Je fournirai au contraire des arguments pour montrer, au moins dans cette partie des Alpes, la *solidarité* de ces deux zones.

2° SÉRIE STRATIGRAPHIQUE. — Les caractères stratigraphiques de la Zone du Briançonnais ont été définis à de nombreuses reprises [48, 51, 59, etc...], et les discussions auxquelles ont donné lieu les divers terrains qui la constituent seront indiquées pour chacun d'eux dans le chapitre consacré à la stratigraphie.

Il importe de noter que, d'une façon générale, la région briançonnaise est caractérisée par plusieurs lacunes stratigraphiques importantes.

Dans ma région, au-dessus du Cristallin représenté par un affleurement très réduit de granite laminé au Plan-de-Phazy, on rencontre le Houiller constitué par des grès et des schistes anthracifères et le Permien sous son faciès classique de conglomérat à galets de quartz dit « Verrucano », souvent accompagné à sa base par de l'andésite.

Le *Trias,* beaucoup plus développé que les terrains précédents, offre dans l'ensemble, de la base au sommet, la succession suivante :

a) Quartzites;

b) Gypses, cargneules et schistes argileux;

c) Calcaires francs du Trias supérieur.

Lias. — Les recherches de W. KILIAN l'avaient conduit à considérer le Lias comme très largement représenté dans ma

région sous son faciès de « Brèche du Télégraphe ». Je montrerai au contraire qu'il n'existe dans les Montagnes d'Escreins aucun affleurement pouvant être rattaché à ce système, les terrains attribués jusqu'à présent au Lias devant être rapportés à des niveaux bien différents.

Le Jurassique débute ainsi par le *Dogger* transgressif représenté par des calcaires à faciès néritique et par des calcschistes d'ailleurs fossilifères, dont l'âge avait été reconnu par W. Kilian.

Une autre lacune semble exister à la base du Malm. Ce dernier débute par des couches rouges schisteuses et souvent amygdalaires que j'ai rattachées à l'Argovien, surmontées par des calcaires rosés à faciès plus profond représentant le Tithonique.

Une troisième lacune correspond à l'absence du Crétacé inférieur et moyen, de sorte que le Crétacé supérieur représenté par les « Marbres en plaquettes » avec une brèche de base est également transgressif. L'âge de ces brèches de base avait été complètement méconnu par W. Kilian en particulier, qui les avait presque partout rattachées aux « Brèches du Télégraphe ».

P. Termier et J. Boussac, au contraire, avaient cru pendant longtemps à un passage latéral du Jurassique supérieur aux Marbres en plaquettes, opinion qui ne me paraît pas conforme à la réalité.

Enfin, une dernière lacune semble bien séparer le Crétacé supérieur du Flysch, contrairement à l'idée de P. Termier et J. Boussac qui *admettaient dans tout le Briançonnais une « série compréhensive »* englobant le Malm, le Crétacé supérieur et le Flysch.

Dans ma région et plus généralement dans la Zone du Briançonnais proprement dite, ces divers horizons stratigraphiques (Trias, Dogger, Malm, Marbres en plaquettes et Flysch) sont lithologiquement bien caractérisés et peuvent être facilement distingués et cartographiés.

Par contre, et juste au contact des Schistes lustrés, existe une

zone étroite que j'ai désignée sous le nom de « *Zone du Col Tronchet* », « *Zone de passage* » ou « *Zone intermédiaire* », dans laquelle on ne voit plus au-dessus du Trias qu'une série de schistes métamorphiques, où le Malm, le Dogger, le Crétacé supérieur et le Nummulitique semblent prendre rapidement le faciès « Schistes lustrés ». Telles sont du moins les conclusions auxquelles m'a conduit l'étude de ma région. Il est fort possible qu'ailleurs le contact des Schistes lustrés et de la Zone du Briançonnais corresponde, comme l'ont admis W. Kilian et P. Termier [66], à une grande ligne de chevauchement. C'est là un problème extrêmement important de la stratigraphie alpine qui ne me paraît pas suffisamment éclairci et qui mériterait cependant une étude générale approfondie.

3° Tectonique générale. — La clef de la structure tectonique de ma région m'a été donnée par la coupe classique du Guil, entre Montdauphin et Château-Queyras, due à W. Kilian; elle traverse tout le Briançonnais, depuis la Durance jusqu'à la limite des Schistes lustrés [33, p. 6, pl. I, fig. 1 et 2].

Le terrain le plus ancien que l'on y rencontre et qui appartient à une unité tectonique inférieure est le Permien représenté par son faciès classique de Verrucano accompagné d'andésite. Il est recouvert par les trois termes classiques précédemment énumérés du Trias; le Lias et le Malm ne sont pas représentés dans cette unité inférieure, et les Marbres en plaquettes surmontent directement le Trias par l'intermédiaire d'une brèche de base.

Par-dessus ce premier ensemble et au contact direct des Marbres en plaquettes vient une deuxième série qui débute avec les calcaires francs du Trias supérieur et se continue par le Malm, les Marbres en plaquettes et le Flysch.

Cette coupe nous montre donc la superposition de deux unités tectoniques que j'appellerai *la nappe inférieure* et *la nappe supérieure du Guil.*

Au Sud du Guil, la nappe inférieure continue à apparaître dans une série de fenêtres que je délimiterai d'une manière détaillée dans le chapitre réservé à la tectonique.

La nappe supérieure forme au contraire la plupart des hauts sommets de la région et offre, en outre, sur sa partie frontale, là où elle s'ennoie dans le Flysch, deux digitations faciles à observer, en particulier dans la région comprise entre le Pic des Houerts et la Crête de Vars.

Il nous reste maintenant à étudier le raccord entre la coupe du Guil et les affleurements les plus occidentaux du Mésozoïque briançonnais réapparaissant aux environs de Réotier et du Plan-de-Phazy.

Il y a là, contre la Zone du Flysch, une série d'écailles très laminées et étirées. On peut y distinguer de l'Ouest à l'Est :

1° Une écaille inférieure à laquelle appartient le noyau de terrains cristallins et permo-houillers du Plan-de-Phazy. Elle se compose d'ailleurs de plusieurs petites écailles élémentaires (voir fig. 7, p. 145);

2° Une écaille supérieure séparée de la précédente par un coussinet synclinal de Flysch et dans laquelle le noyau paléozoïque n'apparaît que plus au Nord avec le Houiller de Chanteloube.

Cette deuxième écaille est à son tour recouverte de Flysch.

Si l'on suit vers le Sud les écailles de Réotier en direction du village de Vars, on constate qu'elles disparaissent sous le Flysch dans lequel nous avons vu que les nappes du Guil s'ennoyaient; mais nulle part on ne peut suivre la continuité directe entre le Mésozoïque des écailles de Réotier et celui des Nappes du Guil.

Le raccord entre les unités de la coupe de Réotier et celles de la coupe du Guil ne peut donc se faire qu'en allant plus au Nord. Par suite d'un relèvement d'axe général, le grand synclinal qui les séparait à Montdauphin se vide de son Flysch, et aux environs de La Roche-de-Rame les terrains mésozoïques affleurent sur les deux rives de la Durance.

J'admettrai pour cette région les raccords résultant de la carte tectonique de M. Ch. Pussenot et d'après laquelle l'écaille supérieure de Réotier représente une réapparition de la nappe inférieure du Guil.

C'est l'hypothèse qui est traduite sur la coupe schématique de la planche III, figure 2.

Il en résulte que dans l'ensemble de ma région se superposent les unités tectoniques suivantes :

Nappe I — représentée uniquement par l'écaille inférieure de Réotier;

Nappe II — représentée par l'écaille supérieure de Réotier et la nappe inférieure du Guil;

Nappe III — représentée par la nappe supérieure du Guil.

Rappelons que ces diverses nappes, formées en majeure partie de terrains mésozoïques, viennent *toutes* à l'Ouest *s'ennoyer dans le Flysch* de l'Embrunais qui n'en représente que l'enveloppe commune.

A l'Est, la Zone du Briançonnais, formée par ces diverses nappes et leurs racines, est séparée de la Zone des Schistes lustrés proprement dite par ce que j'ai appelé la « Zone du Col Tronchet », où tous les termes stratigraphiques post-triasiques du Briançonnais encore reconnaissables tendent à se fondre en une série analogue à celle des Schistes lustrés.

La profonde coupure de l'Ubaye fait apparaître dans le tréfonds de cette zone deux anticlinaux (région non figurée sur ma carte mais représentée par ma coupe, pl. IV, coupe n° 9); l'un occidental, que j'appellerai l'anticlinal de Maljasset, ne montre qu'un noyau de calcaires triasiques, mais dans l'autre, oriental ou anticlinal de Combe-Brémond, apparaît un noyau permien.

PREMIÈRE PARTIE

STRATIGRAPHIE

TERRAINS ANTE-HOUILLERS

Le Granite du Plan-de-Phazy. — La région de Guillestre est un des rares points des zones intra-alpines françaises rattachées à la Zone du Briançonnais qui offre un affleurement de granite facilement observable.

Encore, l'interprétation de cette roche a-t-elle été très discutée. Le petit pointement cristallin en question, réduit à quelques dizaines de mètres, se trouve au lieu-dit « Le Plan-de-Phazy », sur la rive gauche de la Durance, à quelques kilomètres de la coquette cité de Guillestre et non loin du village de Saint-Clément; il surgit au milieu de roches permo-triasiques diverses et très bouleversées.

Le premier, semble-t-il, dès 1860, Ch. Lory [4, p. 563] donne de la région une coupe générale dans laquelle il interprète cet affleurement comme « une roche granitique, gneiss porphyroïde à feldspath rose et mica vert terne, ressemblant à des variétés de protogines schisteuses très communes dans le massif du Pelvoux ».

En 1891, W. Kilian [16 et 17, p. 581] rapproche cette roche des phyllites verts à noyaux feldspathiques (anciens gneiss chloriteux = Bésimaudites de Zaccagna) des environs de Modane dont l'âge permien a été depuis longtemps reconnu par Lachat [14] et Zaccagna et confirmé par les observations de Potier, Bertrand et Termier. Kilian avait d'ailleurs retrouvé ces mêmes phyllites dans la Vallée Etroite et aux environs du

Thabor. Dans la plupart des localités précitées, les roches gneissiques permo-houillères sont en effet intercalées entre le Houiller et les quartzites du Trias inférieur. A cette époque, W. Kilian considérait donc notre granite du Plan-de-Phazy comme une roche métamorphique d'âge permo-houiller.

Plus tard, W. Kilian, en collaboration avec P. Termier [21, p. 404], publie plusieurs coupes détaillées de ce point et de la région de Réotier, petite localité située tout près de là, sur la rive droite de la Durance, et où, sur le prolongement du granite du Plan-de-Phazy, se retrouvent aussi, sous le Trias, des roches incontestablement paléozoïques. Pour eux, la roche du Plan-de-Phazy éveille l'idée d'un conglomérat porphyrique fait aux dépens d'un porphyre pétrosiliceux.

D'après eux, « la porphyrite de Guillestre, le conglomérat porphyrique du Plan-de-Phazy et la porphyrite de Réotier, tous trois inférieurs aux quartzites et probablement permiens, forment en trois points très rapprochés et dans des conditions presque identiques des anticlinaux au milieu des formations plus récentes des environs de Guillestre ».

Enfin, dans une dernière interprétation [24], les mêmes auteurs reviennent, à quelques détails près, à la manière de voir de Ch. Lory et concluent, après examen d'un certain nombre de préparations microscopiques, que la roche du Plan-de-Phazy est un granite laminé du type « granite du Pelvoux ».

La présence au sein de cette roche de belles mâcles d'orthose (mâcles de Carlsbad) de plusieurs centimètres de longueur la différencie en effet très nettement des assises du Permien de la région briançonnaise.

Remarquons que les divergences d'opinion que je viens de signaler s'expliquent, car au Plan-de-Phazy existe, au contact direct du véritable granite, un petit affleurement d'andésite de 0,10 à 0,15 d'épaisseur que mon ami Wegmann a reconnue en lames minces être tout à fait identique à l'andésite permienne des gorges du Guil. Au Plan-de-Phazy, l'andésite est elle-même accompagnée de schistes verts certainement permiens et sem-

blables à ceux que l'on rencontre au même niveau dans certaines régions du Briançonnais (environs de l'Argentière, Névache, l'Alpet) et de la Haute-Ubaye (Col Longet). Quant au Houiller, il est laminé en ce point, mais il se retrouve un peu plus au Sud dans le même anticlinal, où je le décrirai aux environs du village de Barbein.

L'affleurement granitique du Plan-de-Phazy est donc incontestablement un fragment du tréfonds hercynien des écailles briançonnaises. Il permet de se rendre compte que ce tréfonds hercynien se poursuit fort loin vers l'Est, dans les régions intra-alpines, avec les mêmes caractères et y contient des roches très voisines du granite du Pelvoux. Il convient de mentionner à ce sujet la présence dans la même zone des Alpes françaises des lames cristallines d'Hautecour (Nord de Moûtiers) et de Villarly (Sud de Moûtiers). (Voir à ce sujet la note de MM. Gignoux et Raguin [116, p. 520].)

CARBONIFÈRE

On avait toujours cru que les affleurements les plus méridionaux du Houiller briançonnais étaient ceux de la rive droite de la Durance : l'un à Chanteloube, en face de Saint-Crépin, l'autre à Réotier, en face de Montdauphin (voir feuille géologique de Gap au 80.000e, partie Nord-Est) ; la présence de ce terrain n'avait jamais été signalée jusqu'ici sur la rive gauche de la Durance.

Sur la rive droite, à Réotier, le Houiller se présente sous forme d'une étroite bande de schistes noirs micacés accompagnés de minces intercalations plus ou moins lenticulaires de grès également micacés et de conglomérats quartzeux.

Cette formation affleure au voisinage immédiat du village de la Combe-de-Réotier et se poursuit en direction Nord-Nord-Ouest avec un pendage très variable. Ses éléments, toujours très laminés, occupent l'axe d'un anticlinal fortement étiré (fig. 7) et

n'apparaissent que sporadiquement le long de cet axe par suite des bouleversements intenses et des chiffonnements qui ont affecté ici la partie frontale des écailles briançonnaises, dislocations dont le résultat est un étirement en chapelet bien connu dans toutes les exploitations anthracifères de la région.

Mais, au cours de mes recherches dans les environs du Plan-de-Phazy (voir carte détaillée spéciale), j'ai reconnu un autre affleurement de terrains houillers, plus méridional encore, non signalé jusqu'à présent et situé sur la rive gauche de la Durance, dans le prolongement méridional du pli de Réotier. Ce Houiller, réduit à une mince bande de schistes et grès micacés de quelques mètres de largeur et orientée Nord-Ouest - Sud-Est, apparaît à environ 400 mètres à l'Est du village de Barbein et se poursuit sur près de 250 mètres au contact des quartzites qui forment là une petite croupe bordant la route. Les étirements y sont particulièrement accentués, et les quarzites du flanc inverse de l'anticlinal, retenus en profondeur par laminage, ne se voient nulle part; le Houiller est ainsi en contact direct avec les calcaires du Trias.

Bien que réduit à de minimes proportions, ce dernier affleurement mérite de retenir spécialement l'attention, du fait de ses relations avec le granite du Plan-de-Phazy.

Les petits pointements cristallins situés à l'intérieur de la zone cristalline delphino-savoisienne sont en effet fort rares, et leurs rapports avec les terrains sédimentaires qui leur succèdent sont très difficiles à saisir. On est cependant à peu près d'accord pour considérer que ces terrains sont presque toujours directement surmontés dans le Briançonnais par les assises carbonifères les plus anciennes, d'âge westphalien, comme cela a été indiqué par W. Kilian [51, t. II, fasc. 1, p. 96], dès 1908, d'après une communication inédite de Lachat et démontré par Ch. Pussenot [58 et 60] quelques années plus tard. Néanmoins, l'affleurement granitique du Plan-de-Phazy était considéré jusqu'à présent comme offrant un contact direct avec les assises triasiques; le Carbonifère et le Permien n'y avaient pas été reconnus jusqu'ici.

Or, la présence de Houiller de part et d'autre de ce pointement granitique sur les deux rives de la Durance conduit à penser qu'il y a continuité et que la disparition momentanée du Houiller n'est due qu'à un simple étirement. D'ailleurs, cette manière de voir est confirmée par l'observation que j'ai faite au contact du granite de schistes verts permiens accompagnés d'andésite.

Il résulte d'une revision récente faite par M. Pussenot [99, p. 30] qu'il y a à la fois dans la Zone du Briançonnais du Westphalien et du Stéphanien qu'on ne peut séparer l'un de l'autre qu'à l'aide des flores. La lame minuscule de terrain houiller de ma région ne m'ayant fourni aucun fossile, il m'est impossible d'apporter des précisions sur son âge.

En tout cas, ce terrain houiller, point du tout métamorphique, offre les caractères habituels de celui de la Zone houillère du Briançonnais et n'évoque en rien les caractères du Permo-Houiller métamorphique de la Vanoise. C'est encore un Houiller hercynien.

PERMIEN

Pour les géologues alpins, il n'existe aucune discontinuité de sédimentation entre le Houiller et le Permien des zones intra-alpines françaises.

Le faible développement du terrain permien dans les Montagnes d'Escreins et l'absence à peu près complète de dépôts houillers ne m'offrent point les éléments d'une discussion. Le Permien y est en effet généralement réduit à quelques affleurements qui ne me permettent pas de tirer des conclusions générales. Il y présente des caractères identiques à ceux qui ont été reconnus en maintes circonstances dans les régions intra-alpines, et ses rapports avec les sédiments plus anciens sont absolument impossibles à définir.

Dans ma région, le terrain permien se rencontre à la fois

dans les trois nappes qui la constituent et que j'ai énumérées plus haut (voir p. 27).

Dans la nappe inférieure, il forme une petite lame visible à Réotier et au Plan-de-Phazy.

Dans la nappe II, il constitue le noyau anticlinal de la fenêtre du Guil, bien net dans les gorges de cette rivière, et il affleure aussi dans la Haute-Ubaye, où la même nappe II apparaît à nouveau très largement; il y constitue deux noyaux anticlinaux.

Enfin, à la base de la nappe III, il n'est conservé qu'en un seul point près de la ferme de Mondone, à 1 kilomètre environ à l'Est de Guillestre, sur les flancs de la forêt de Combe-Chauve.

Le Permien comprend des roches volcaniques qui sont des andésites et des roches sédimentaires groupées sous le nom de Verrucano.

J'étudierai successivement ces deux catégories de roches.

A. **Andésite.** — Ainsi que nous l'avons vu précédemment, nous ne rencontrons dans notre région que trois affleurements d'andésite.

Le premier est situé dans la colline de Réotier, sur la rive droite de la Durance. Il y est réduit à une lame épaisse de quelques mètres d'une roche de couleur verdâtre, visible dans les petits ravins au-dessus du pont du chemin de fer, entre les gares de Montdauphin et de Saint-Clément.

Le second est celui que j'ai signalé au Plan-de-Phazy, sur la rive gauche de la Durance, au contact du granite; son épaisseur n'est que de quelques décimètres. Une étude pétrographique rapide de l'andésite du Plan-de-Phazy, faite par M. Wegmann, conclut à une texture à peu près intacte et identique à celle de l'andésite de Guillestre, dont nous donnons ci-après la description détaillée. On observe au microscope une pâte microcristalline assez fine avec cristaux d'oligoclase souvent remplis de calcite; les phénocristaux de quartz sont souvent corrodés, et dans la pâte il y a tendance à la formation de séricite.

Par contre, le troisième affleurement présente un développe-

ment considérable dans les gorges du Guil, entre Guillestre et la Maison du Roi, où il apparaît, sur près d'un kilomètre, dans le noyau anticlinal de la nappe II. (Voir pl. XVI et XVII.) Ce magnifique affleurement débute en effet à la ferme de Mongauvie, où un premier tunnel de la « Route des Alpes » le traverse sur près de 50 mètres de longueur; de là, l'andésite se continue en direction du Queyras entaillée par le Guil sur une profondeur de près de 100 mètres. Sa belle coloration rouge-violacée a motivé pour ce point l'appellation locale de « Roches violettes » et contraste très agréablement avec les eaux bleues de la rivière.

Ce dernier affleurement a été signalé pour la première fois en 1883 par Ch. Lory [8] qui le rapproche du porphyre de la Windgälle dans les Alpes suisses et lui attribue déjà un âge permien.

Depuis, notre andésite du Guil a été l'objet d'intéressantes remarques de P. Termier [37] qui en a fait l'étude pétrographique. Il y signale comme particularité l'abondance de petits prismes d'apatite qui possèdent la propriété de conserver une belle couleur rouge de feu et un polychroïsme très intense, même en plaques très minces. Les propriétés générales de ce minéral conduisent P. Termier à le rapprocher de certaines apatites riches en oxyde de cérium signalées par Brögger en Norvège.

En 1891, W. Kilian, après avoir reconnu dans cette roche une porphyrite, en remarque la présence à l'état de galets dans les conglomérats permiens du Verrucano de toute la région.

P. Termier et W. Kilian [45] signalent, d'autre part, que notre andésite présente deux aspects bien différents : une variété verte à cristaux de feldspath plus clairs et une variété rouge beaucoup plus répandue présentant « dans une pâte lie de vin des cristaux blanchâtres ou verdâtres de feldspath qui mesurent jusqu'à 3 ou 4 millimètres de longueur ». Ils donnent d'ailleurs de la roche la diagnose microscopique suivante :

« De grands cristaux de feldspath, formant environ le tiers

« de la masse totale, bien idiomorphes, mâclés, criblés de pe-
« tites inclusions de kaolin, de chlorite et présentant les carac-
« tères d'une oligoclase-albite;

« Des prismes courts et trapus d'*apatite rouge polychroïque*;

« De nombreuses sections d'un minéral magnésien (proba-
« blement hornblende) entièrement épigénisé par magnétite,
« chlorite, calcite, sphène et peut-être aussi talc ou mica blanc;

« De nombreux grains de magnétite;

« Enfin, une pâte holocristalline très chargée d'oligiste en
« fibrilles ténues et formée pour le surplus d'un feutrage feld-
« spathique dont l'analyse optique n'est pas possible. »

Ils reproduisent enfin les résultats suivants d'une analyse chimique de la roche, exécutée par M. Pisani :

$Si\,O^2$	58,50
$Al^2\,O^3$	19,80
$Fe^2\,O^3$	3,01
$Fe\,O$	1,41
$Mg\,O$	4,15
$Ca\,O$	3,15
$K^2\,O$	1,00
Na^2O	6.80
$H^2\,O$	2,10
$C\,O^2$	0,40
Total	100,32

En rapprochant les résultats chimiques de leur étude micrographique, ils concluent que la composition minéralogique de l'andésite de Guillestre doit vraisemblablement être la suivante:

65 °/₀ d'un feldspath oligoclase-albite ;
3 °/₀ oligiste et magnétite ,
1 °/₀ calcite ;
1 °/₀ sphène ;
0,5 °/₀ apatite ;
6 °/₀ orthose ;
15 °/₀ chlorite ;
2 °/₀ quartz libre ;
6,5 °/₀ kaolin.

100

Considérant alors le nom d'andésite comme rigoureusement synonyme de celui de porphyrite, ils estiment que la roche en question devrait être une roche d'épanchement, mais qu'elle pourrait ici, en la considérant comme une roche intermédiaire entre les divers types de roches intrusives du Houiller briançonnais (Microsyénites de Puy-Saint-André, au Sud-Ouest de Briançon, et roches basiques du Chardonnet, au Nord de Monétier), offrir un gisement laccolithique et serait, dans ce cas, plutôt une microdiorite.

Partout où l'andésite affleure dans la région, elle est recouverte par les quarzites du Trias inférieur et par le Verrucano, lorsque ce dernier terrain n'a pas été supprimé par étirement.

Dans l'affleurement d'andésite des gorges du Guil, on peut observer le long de la route quelques pointements de la variété verte signalée par P. Termier et W. Kilian et identique à celle de la route de Réotier, ainsi que des variétés à grands cristaux de feldspath plus particulièrement développées dans la partie centrale du massif éruptif. Il existe aussi au sein de la masse générale, des galets de la même roche plus ou moins arrondis et qui semblent avoir été repris au moment de sa mise en place.

Enfin, il y a lieu de mentionner vers l'extrémité de l'affleurement la plus rapprochée de la Maison du Roi, près de l'entrée du tunnel et sur le bord de la route, la présence d'une *brèche volcanique* accompagnée de *cinérites* non signalée jusqu'à présent.

Il s'agit donc bien ici de *coulées* et *non de laccolithes,* et l'ensemble des observations précédentes permet de penser que le centre éruptif qui a donné naissance à la roche n'était point très éloigné de là.

B. **Verrucano.** — Ce conglomérat, d'aspect si caractéristique, est bien représenté dans les gorges du Guil, immédiatement au-dessus de l'andésite, et son épaisseur peut être estimée à environ 80 ou 100 mètres. Sa base est d'ailleurs caractérisée par la présence de galets d'andésite absolument typique dont le volume va en diminuant à mesure que l'on s'élève dans la for-

mation. Ch. PUSSENOT conclut de ce caractère que les fragments d'andésite que l'on observe en ce point proviennent de la destruction du cône volcanique qui leur a donné naissance et dont il considère l'emplacement comme très voisin. De même les grains de quartz colorés en rose ou en vert semblent plus abondants et plus volumineux dans la moitié inférieure, et le passage aux quartzites du Trias, qui font directement suite à notre conglomérat permien, se fait progressivement par diminution de l'abondance de ces grains.

Le second tunnel de la route de Guillestre à la Maison du Roi est entièrement creusé dans le Verrucano qui se poursuit encore sur 80 à 100 mètres après le tunnel. A partir de là, les grains de quartz roses et verts ont à peu près complètement disparu et il apparaît alors une intercalation d'argilolithe rouge lie de vin de 0 m. 80 d'épaisseur, qui semble correspondre aux assises argileuses rouges signalées par P. TERMIER comme peu développées dans le Verrucano du Massif de Pierre-Eyrautz et dont W. KILIAN remarque l'importance dans le Permien de la région comprise entre la Guisane et l'Arc et les environs de Moûtiers en Tarentaise.

On peut considérer ces argilolithes rouges comme formant approximativement dans la région la limite entre le Verrucano et les quartzites du Trias inférieur.

En outre de l'affleurement très important que je viens de décrire dans les gorges du Guil, je dois mentionner aussi plusieurs autres régions où le Verrucano apparaît dans le domaine de mes levés.

L'un se montre dans la Haute-Ubaye sur les deux rives du cours d'eau et à la hauteur de la Blachière sous forme d'un double pointement anticlinal signalé depuis longtemps par W. KILIAN et représenté par un conglomérat quartzeux à gros éléments atteignant souvent la grosseur du poing et à ciment vert ou violacé.

J'ai aussi attribué au Permien un petit affleurement en grande partie caché par le sol forestier et visible sur 40 à

50 mètres à peine un peu en amont des ruines de la ferme de Mondone (environ 1 km. à l'Est de Guillestre). Les rapports de ce petit pointement avec les roches voisines ne sont pas observables, mais d'après sa position, il est à peu près certain qu'il recouvre les marbres en plaquettes de la nappe II et est lui-même recouvert par les calcaires triasiques de la nappe III. C'est donc un témoin laminé de la base de cette nappe III qui présente surtout un intérêt de par sa situation tectonique. Il est représenté par une arkose verte avec de nombreuses paillettes de mica détritique au milieu de débris de feldspath en voie de décomposition et de grains de quartz.

La présence de cette formation bien particulière parmi les matériaux appartenant à notre écaille supérieure permet de supposer que les roches du groupe du granite doivent se prolonger fort loin vers l'Est; ce seraient les produits de leur décomposition sur le pourtour de bombements cristallins déjà mis à nu à l'époque permienne, traces probables des plissements hercyniens qui auraient été ramenés au jour en ce point.

Enfin, bien que non figuré sur la carte jointe à mon mémoire, je signalerai aussi dans la Zone du Col Tronchet la présence, en amont de Maurin, d'un anticlinal de Permien à faciès « Verrucano » très étiré dans lequel on reconnaît cependant encore les grains de quartz rose caractéristiques de la roche. Fortement déversé vers l'Italie (voir pl. XX et pl. IV, coupe n° 9), notre anticlinal peut être suivi depuis Combe-Brémond jusqu'au Col Tronchet.

TRIAS

Bien que les auteurs soient actuellement à peu près d'accord sur la succession des assises triasiques dans les zones intra-alpines françaises, il est intéressant de rappeler quelques-unes des principales interprétations de ce terrain.

Si nous n'examinons que les derniers travaux concernant le

Briançonnais, nous constatons qu'en 1903 P. TERMIER [48, p. 17] distingue dans le Trias des Montagnes entre Briançon et Vallouise, de la base au sommet :

A. Quartzites;

B. Schistes argilo-calcaires, gypses et cargneules dits « inférieurs »;

C. Calcaires à Gyroporelles;

D. Un niveau gypseux supérieur mais très irrégulier.

En 1908, W. KILIAN et J. RÉVIL, dans leur mémoire sur les Alpes occidentales [51, t. II, 1er fasc., p. 165], reconnaissent au-dessus du niveau D précédent un niveau supérieur constitué par des schistes violets et lilas ou par des bancs de calcaires dolomitiques à patine nankin ou capucin.

A la suite d'explorations nouvelles effectuées en 1913 dans le Briançonnais oriental, W. KILIAN et Ch. PUSSENOT [59] ne mentionnent plus le niveau de cargneules et gypses supérieurs, et pour eux le Trias intra-alpin comprend seulement les quatre niveaux essentiels suivants :

A. Quartzites;

B. Gypses et cargneules inférieurs;

C. Calcaires triasiques francs;

D. Dolomie capucin et schistes versicolores.

Telle est actuellement encore la succession généralement admise par les géologues alpins pour le Trias du pays briançonnais; c'est en particulier celle que MM. GIGNOUX et RAGUIN [107] viennent d'adopter.

Dans sa récente étude de la région entre l'Arc et le Guil, Ch. PUSSENOT [99, p. 77] apporte encore quelques modifications à la conception précédente des terrains triasiques. Il distingue comme horizons constants :

A. Quartzites;

B. Calcaires à *Retzia;*

C. Calcaires dolomitiques avec brèches, cargneules et gypses.

Pour lui, il n'y a pas, dans le Briançonnais et les régions adjacentes, de gypses triasiques inférieurs ou supérieurs, mais simplement des gypses triasiques, plus fréquents peut-être entre les quartzites et les « calcaires à *Retzia* » que dans les calcaires dolomitiques. Les gypses et cargneules ne constitueraient donc pas un niveau, mais un simple faciès latéral localisé plus spécialement à la base des calcaires.

Dans les Montagnes d'Escreins, la succession des assises triasiques d'après mes propres observations est la suivante :

A. Quartzites;

B. Gypses, cargneules et schistes argileux;

C. Calcaires plus ou moins dolomitiques dans lesquels j'établirai par la suite plusieurs subdivisions lithologiques.

A. **Quartzites.** — Ce terme, si développé dans le Trias briançonnais, présente, dans les Montagnes d'Escreins, un certain nombre d'affleurements d'importance très diverse. Les plus typiques appartiennent aux deux unités tectoniques inférieures où le laminage a été moins accentué. Dans la nappe supérieure, en effet, la faible plasticité des quartzites ne leur a pas permis de suivre les assises qui les recouvrent et on ne les retrouve qu'à l'état de lambeaux de poussée très localisés, dans lesquels la roche est généralement réduite à l'état pulvérulent.

Dans un intéressant mémoire sur les cycles de déformation des grès, M. Pichot [83] a montré que, d'une façon générale, les déformations de ces roches sont liées à l'indépendance relative des grains de quartz.

Les études de traction, de compression ou de torsion qu'il a effectuées sur des grès d'origine diverse démontrent que les déformations sont d'autant plus accusées que les espaces compris entre les grains de quartz sont vides ou partiellement ou totalement remplis par une substance facilement déformable. C'est ainsi que les grès flexibles désignés sous le nom général d'Itacolumite, constitués par des grains de quartz revêtus d'une

fine enveloppe d'impuretés de nature probablement argileuse, remplissant de nombreux vides, ont des propriétés élastiques beaucoup plus accusées que les grès sans vides.

Or, les quartzites sont formés de grains de quartz étroitement engrenés comme les pièces d'un jeu de patience pour lesquels toute déformation entraîne forcément une cassure de la roche. Ainsi s'explique l'état pulvérulent des quartzites dans les régions très disloquées.

Dans la nappe I, on peut distinguer quatre petits pointements de quartzites extrêmement réduits et tous localisés au voisinage de la vallée de la Durance.

Le premier, situé en aval de la Combe de Réotier, est recoupé par la route de Réotier. Il est en contact à sa base avec le Permien, et vers son sommet il est séparé des calcaires du Trias supérieur par une étroite bande discontinue et très étirée de gypses, de cargneules et de schistes pourris verdâtres.

Le second et le troisième apparaissent à quelques centaines de mètres de l'établissement thermal du Plan-de-Phazy, l'un à l'Est, en contact direct avec le granite laminé, l'autre au Sud, au voisinage du Permien, dans le petit ravin qui conduit à Barbein.

Le dernier pointement affleure enfin le long de la route de Risoul à Barbein, à 400 mètres environ au Sud de ce dernier village. Il est en contact direct avec le Houiller que j'ai précédemment décrit en ce point. Là encore, le Permien est laminé.

Mais c'est surtout dans la nappe II que les quartzites offrent leur maximum de développement, et leurs affleurements sont correctement marqués sur les feuilles de Gap et de Larche.

Ils enveloppent en particulier, sur une épaisseur de 80 à 100 mètres, les deux grands anticlinaux de Permien que nous avons précédemment indiqués, l'un dans les gorges du Guil, l'autre dans la Haute-Ubaye, en aval de la Barge.

Celui des gorges du Guil est spécialement accessible sur la nouvelle route de Guillestre à la Maison du Roi. Là, après avoir franchi le tunnel de Mongauvie creusé dans le Verrucano, on

suit encore pendant une centaine de mètres la partie supérieure du Permien jusqu'au niveau de schistes rouges que j'y ai signalé. Les quartzites qui surmontent les assises schisteuses précédentes présentent encore, sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, des grains de quartz blanc assez abondants à la base et accompagnés de rares grains roses. Peu à peu, les grains de quartz deviennent moins nombreux, et alors apparaissent les quartzites typiques à patine jaunâtre, à cassure blanche, mal lités, mais dans lesquels on reconnaît cependant encore un pendage de 45° Nord-Est.

L'affleurement de la Haute-Ubaye présente des caractères très voisins, mais diffère du précédent par une teinte légèrement verdâtre. Le niveau des « Schistes rouges » de la base des quartzites est encore bien développé sur la rive gauche de l'Ubaye, mais n'apparaît pas aussi nettement sur la rive opposée.

Dans la fenêtre du Cristillan, l'érosion a également atteint les quartzites de la nappe II qui constituent un pointement assez important traversé par la route de Ceillac, près des Chalets de l'Aval. Ils forment là un verrou qu'il fut question d'utiliser, il y a une dizaine d'années, pour la création d'un barrage de retenue. La roche y présente son aspect habituel avec quelques intercalations verdâtres.

Je signalerai aussi dans la nappe II, au-dessus du Pont-de-Vars, sur la rive droite du Rif-Bel, un dernier pointement de quartzites ramené au jour par une dislocation dont je donnerai plus loin le détail.

Tels sont les principaux affleurements du Trias inférieur.

Ailleurs, les quartzites sont représentés par des lames extrêmement réduites. La plupart sont des lambeaux de charriage de la nappe supérieure sans importance morphologique, mais qui jouent un rôle capital pour la compréhension de la tectonique. Je signalerai en particulier, sur la rive droite du Rif-Bel, le petit lambeau du Bois de Combe-Chauve, à l'Ouest du Pré d'Agnel, et celui du Haut-Rif-Bel, au pied de la Crête des Aspaturas.

Dans la partie basse du vallon Claus et sur sa rive droite, on peut en observer un troisième au pied des escarpements de la Main de Dieu. Un autre lambeau de poussée de la nappe III affleure sur les deux rives du Cristillan, à l'entrée de la fenêtre de la route de Ceillac.

Enfin, à l'Est de la Zone du Briançonnais, dans la zone de passage aux Schistes lustrés que j'ai appelée « Zone du Col Tronchet », les quartzites présentent d'importants affleurements formant une bande orientée Nord-Ouest - Sud-Est et presque continue le long de la rive droite du torrent du Tronchet, entre Ceillac et le Col Tronchet.

B. **Gypses, cargneules et schistes argileux.** — MM. GIGNOUX et RAGUIN [107] ont récemment insisté sur la présence dans les assises triasiques de la Zone du Briançonnais d'un seul niveau de gypses et cargneules qui en occupe la partie moyenne. Mes observations dans les Montagnes d'Escreins confirment en tous points leur manière de voir. Bien que ce niveau ne soit pas représenté d'une façon régulière[1] entre les quartzites et les calcaires dolomitiques du Trias, partout où je l'ai observé il occupe toujours la même position dans les assises triasiques.

Les gypses et cargneules se retrouvent diversement développés au-dessus des quartzites dont je viens d'exposer la répartition et se rencontrent ainsi dans les trois unités tectoniques des Montagnes d'Escreins.

Réduits à de minces intercalations dans la nappe I, sur la route de Réotier et dans le ravin situé entre le Plan-de-Phazy et le village de Barbein, ils sont assez bien représentés dans la nappe II.

Très typique à ce point de vue est la coupe de la nouvelle route de Guillestre à la Maison du Roi. Après avoir franchi, au voisinage du four à chaux, une première barre rocheuse appar-

---

[1] Son absence peut alors s'expliquer par le phénomène de la migration tectonique des gypses si bien mis en évidence par M. GIGNOUX [95].

tenant à notre nappe supérieure, la route pénètre dans la fenêtre du Guil. Elle rencontre ainsi successivement les Marbres en plaquettes de la nappe II avec leur brèche de base et vient ensuite entamer la série triasique. Nous observons d'abord un Trias supérieur très développé formé de calcaires massifs noirs qui passent vers la base à des assises bien litées reposant directement sur les gypses, cargneules et schistes du Trias moyen. Ces derniers ont une épaisseur totale de 25 mètres environ et donnent lieu à un profond ravin qui fait décrire à la route un coude assez brusque.

Notre Trias moyen est constitué dans sa moitié inférieure par des schistes vert sale présentant à leur base 3 ou 4 bancs quartziteux de 0 m. 30 à 0 m. 40 d'épaisseur qui font passage aux quartzites du Trias inférieur. La moitié supérieure est représentée surtout par des gypses et cargneules, et l'ensemble se poursuit sur la rive droite du Guil jusque dans les escarpements qui dominent le village du Gros.

Un autre affleurement de gypses et cargneules de la nappe II est visible près de la cabane de bergers du Vallon des Houerts. Il est réduit là à une épaisseur de 3 ou 4 mètres et occupe encore la même position stratigraphique entre les quartzites et les calcaires du Trias.

Vers sa partie frontale, dans la région du Plan-de-Phazy et du village des Terrasses, la nappe II offre à sa base plusieurs affleurements importants de gypse qui marquent son contact avec la nappe inférieure.

Enfin, les gypses et cargneules accompagnent aussi dans la nappe III les calcaires dolomitiques du Trias supérieur et constituent à leur base un niveau qui jalonne le contact anormal avec la nappe II.

C'est ainsi que dans la fenêtre d'Escreins ils forment un liseré très net sur la rive droite du Rif-Bel, vers le milieu des pentes qui s'étendent du Mont-Guillestre jusqu'au Vallon Claus. Au Sud du Mont-Guillestre et au pied du Pic d'Escreins, un accident local très singulier étudié plus loin les fait aussi réapparaître entre la Crête de Panettrelle et la Dent de Rocher.

Dans la fenêtre du Guil, ils sont également bien développés au-dessus du village du Gros, au pied des escarpements de calcaires triasiques des bois d'Eygliers, au Sud des Ourgières.

Bien que moins étendus, ils occupent une position analogue en bordure de la fenêtre de la Grande-Roche, sur la rive droite du Vallon du Grand Caire, au pied des falaises orientales du Massif de la Mortice.

Notons aussi d'importants affleurements de gypses ramenés au jour par le pli en retour de la Chaîne de la Pointe de la Saume - Pic de la Font-Sancte. Ici ils renferment, comme je l'ai déjà signalé, des fragments de quartzites plus ou moins pulvérulents.

Enfin, les quartzites que nous avons signalés en bordure de la Zone du Col Tronchet, sur la rive droite du Torrent du Tronchet, sont également accompagnés, surtout aux environs de Ceillac, par des placages de gypses et cargneules.

Le niveau des gypses et cargneules présente donc dans la région une importance tectonique capitale. Il semble, en effet, avoir généralement joué le rôle de lubrifiant et avoir ainsi facilité « l'avance tectonique » (M. G.) des assises supérieures sur leur substratum. Aussi devons-nous remarquer que les gypses en particulier renferment fréquemment des fragments de calcaires dolomitiques (Plan-de-Phazy, Lac de Sainte-Anne, Col de Girardin, etc...) qui proviennent du broyage et du traînage de blocs détachés des assises qui limitent normalement les gypses au toit ou au mur.

Indépendamment des éléments mylonitiques précédents, notons qu'ils renferment parfois aussi (Le Gros) de minces bancs de schistes verts brillants.

C. **Calcaires dolomitiques du Trias supérieur.** — On sait depuis longtemps que les formations triasiques intra-alpines comportent dans leur partie supérieure une imposante série de calcaires dolomitiques qui, par leur épaisseur et leur grande extension, jouent un rôle morphologique considérable.

Dans les Montagnes d'Escreins, ces calcaires dolomitiques établissent les grandes lignes directrices de l'orographie.

Nous les rencontrons tout d'abord dans les nappes inférieures où ils forment la couverture des divers pointements de quartzites et de gypses et cargneules que nous avons précédemment signalés. Mais c'est principalement dans la nappe III qu'ils offrent leur développement principal. Ce sont eux qui constituent en particulier tous les contreforts rocheux de la rive gauche du torrent du Tronchet, ainsi que la plus grande partie des falaises qui ceinturent les diverses fenêtres des Montagnes d'Escreins.

Cependant les laminages intenses de ces assises en rendent généralement l'étude stratigraphique très difficile. Néanmoins, en examinant avec attention leurs caractères dans les Montagnes d'Escreins et dans d'autres parties du Briançonnais, je suis conduit à penser qu'il existe dans les calcaires du Trias plusieurs éléments lithologiques *caractéristiques* qui se reproduisent avec régularité en des points très éloignés les uns des autres.

Dans ma région, la coupe la plus intéressante à ce point de vue m'a paru être celle de la rive gauche du Vallon Claus (nappe III), où j'ai relevé la succession suivante en commençant par les assises supérieures (voir fig. 2) :

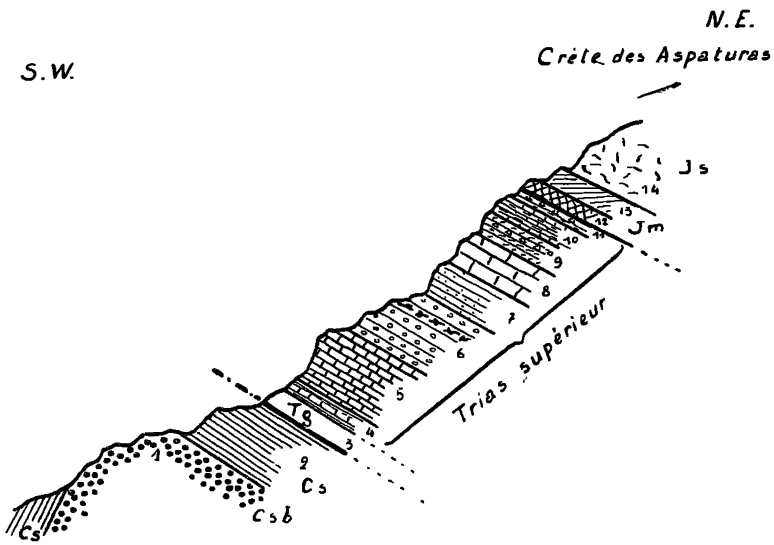

Fig. 2. — Détail des assises du Trias supérieur sur la rive gauche du Vallon Claus *(Voir la légende dans le texte).*

14. Malm (Marbre de Guillestre) (Js).

Dogger :

13. Schistes et calcaires du Dogger (Jm).
12. Brèche de base du Dogger (Jm).

Trias :

11. Calcaires dolomitiques schisteux jaunes avec quelques bancs très réduits de *brèche* à ciment jaune..... 8 m.
10. Calcaires zonés alternativement gris et noirs avec bancs noirs très cristallins et une intercalation de calcaires dolomitiques rouge-carmin de 0,20..... 10 m.
9. Calcaires gris cendré alternant avec des bancs de *brèche* et des assises à silex cariés à cassure blonde..... 10 m.
8. Calcaires noirs en gros bancs massifs, parfois avec enduit rouge : 15-20 m.
7. Calcaires gris cendré très fins, à cassure grise présentant quelques bancs dolomitiques jaunes..... 15-20 m.
6. Calcaires noirs à petites taches blanches irrégulières, présentant dans leur partie supérieure, sur 10 m. d'épaisseur, des bancs à rognons siliceux ..... 45-50 m.
5. Calcaires très cristallins bien lités, surtout vers la base, avec quelques intercalations à patine grise et quelques bancs phylliteux. Souvent la cassure fraîche présente de petites taches ocreuses claires ..... 35-40 m.
4. Calcaires schisteux noirs à empreintes vermiculées plus ou moins enchevêtrées et enduits dolomitiques jaunes..... 5-6 m.
3. Gypses et cargneules plus ou moins mylonitiques..... 6-8 m.

——— Contact anormal = base de la nappe III ———

Crétacé supérieur :

2. Marbres en plaquettes (Cs).
1. Brèche de base des Marbres en plaquettes (Csb).

Cette coupe peut être prise comme type pour la succession des assises du Trias supérieur de notre région. Nous la retrouvons analogue dans l'ensemble, partout où le Trias présente un développement normal, en particulier dans la partie haute du Vallon Laugier, au pied du Pic des Houerts et dans les falaises du Massif de la Crête du Vallon Laugier. On constate cependant en ces deux derniers points un plus grand développement des *intercalations bréchoïdes.*

Sur les flancs de la Montagne de la Main de Dieu, j'ai relevé dans la nappe supérieure, le long du ravin qui aboutit aux ruines de l'ancien village d'Escreins, la coupe suivante :

8. Brèche de base du Dogger.

Trias :

7. Schistes dolomitiques jaunes..... 25 m.
6. Calcaires noirs et gris massifs en gros bancs avec intercalations siliceuses plus ou moins rognonneuses à cassure blonde.... 45-50 m.
5. Calcaires gris-blanc cendré, bien lités, à cassure grisâtre, alternant avec quelques bancs dolomitiques jaunes et des brèches.... 20 m.
4. Calcaires noirs à points blancs..... 40 m.
3. Calcaires noirs très cristallins, surtout vers la base et bien lités. ..... 35 m.
2. Calcaires schisteux noirs vermiculés..... 5 m.
1. Gypses et cargneules..... 10 m.

Il est aisé de remarquer que les niveaux les plus inférieurs des calcaires du Trias, caractérisés par un aspect général bien lité, paraissent assez constants. Nous pouvons donc adopter pour le Trias supérieur de notre région la division générale suivante :

5° Calcaires noirs massifs avec rognons de silex à cassure blonde et assises dolomitiques accompagnées de brèches dans la partie supérieure;

4° Calcaires gris cendré avec quelques bancs dolomitiques intercalés et parfois des brèches;

3° Calcaires noirs à points blancs;

2° Calcaires bien lités et très cristallins ou calcaires phylliteux;

1° Calcaires en dalles vermiculées.

Parmi ces assises, dont l'épaisseur totale est comprise entre 150 et 200 mètres, certaines sont tout à fait caractéristiques et présentent dans le Trias intra-alpin une extension considérable.

a) Calcaires vermiculés. — Les *calcaires vermiculés* en particulier sont *extrêmement typiques.* Ils sont constitués par des dalles de calcaires noirs de 2 à 5 centimètres d'épaisseur mon-

trant des traces vermiculées aplaties en relief et plus ou moins enchevêtrées, d'une largeur variant de 1 à 2 millimètres jusqu'à 1 à 2 centimètres. Ces dalles présentent généralement un enduit dolomitique jaune (pl. V).

Le niveau des calcaires vermiculés, dont l'épaisseur totale varie de 1 à 7 ou 8 mètres, a été reconnu en de nombreux points du Briançonnais, en particulier par Ch. PUSSENOT, qui en a remarqué la présence à Roche Gautié, au Col du Vallon, au Pas du Bonhomme, etc... [99, p. 78].

b) Calcaires phylliteux. — M. Ch. PUSSENOT, soit seul, soit en collaboration avec W. KILIAN, insiste sur la grande extension des calcaires phylliteux à la base des calcaires du Trias du Briançonnais. Il les désigne souvent sous le nom de « Calcaires à *Retzia* », car ce sont eux qui lui ont fourni à Roche-Gautié, près de Briançon, des empreintes appartenant à ce genre.

Ce sont des calcaires toujours bien lités et généralement très cristallins; ils présentent souvent, surtout vers la base, des zones alternativement grises, blanches ou rosées à cassure translucide sur les bords et à aspect savonneux sur les parties polies. De tels caractères, dus ici à des actions dynamométamorphiques, les ont souvent fait confondre non seulement dans le Briançonnais, mais peut-être plus au Nord, avec le Malm à faciès « Marbre de Guillestre », que je décrirai plus loin.

D'ailleurs, dans une région plus externe, aux environs de Dourmillouse, près du bord Nord de la feuille géologique de Gap au 80.000e, HAUG et KILIAN avaient cru reconnaître la présence, dans la couverture autochtone du Pelvoux, de Malm à faciès briançonnais. MM. GIGNOUX et MORET [106] viennent de démontrer qu'il s'agissait là en réalité de calcaires du Trias que l'action métamorphisante d'une roche éruptive avait transformés.

Dans les Montagnes d'Escreins, des caractères analogues se retrouvent bien marqués dans les assises triasiques du pied de la falaise orientale du Massif de la Font-Sancte, où P. TERMIER [69] les considérait comme du Jurassique supérieur. On

les observe aussi dans le Massif du Péou-Roc (amont de Maurin) et aux environs de Combe-Brémond (Haute-Ubaye), où les lacets du sentier du Col Tronchet les recoupent plusieurs fois.

c) Calcaires noirs à points blancs. — Bien que ce niveau, formé de calcaires noirs assez cristallins, parsemés de petites taches blanches irrégulières, dolomitiques ou siliceuses, paraisse assez régulier et caractéristique dans notre région, il ne semble pas avoir attiré spécialement l'attention des géologues qui ont étudié le Briançonnais.

Il en est de même des *calcaires gris cendré.* Ceux-ci jouent cependant dans notre région un rôle très important. Visibles de très loin grâce à leur couleur claire (voir pl. XI et XIX), leur aspect zoné m'a souvent été d'un secours précieux pour déterminer l'allure tectonique des assises.

d) Calcaires noirs massifs à silex blonds et calcaires dolomitiques supérieurs. — Il importe de remarquer que ce niveau, ainsi que le précédent, a été bien souvent réduit et même parfois supprimé par les phénomènes de désagrégation post-triasiques. A juste titre, Mme GUBLER-WAHL a remarqué le grand développement des éléments dolomitiques dans toutes les brèches post-triasiques des nappes de l'Ubaye. Ce caractère, que nous retrouvons dans les brèches de base du Dogger, des Marbres en plaquettes et du Flysch de la plus grande partie du Briançonnais méridional, paraît localisé dans la portion des régions intra-alpines qui correspond à l'axe de la Cordillère briançonnaise, où les dépôts liasiques n'ont pu exercer leur rôle protecteur sur les assises du Trias supérieur.

Ainsi s'explique l'absence fréquente du niveau de la dolomie capucin distingué par W. KILIAN vers le sommet du Trias; ce niveau paraît correspondre aux bancs dolomitiques qui accompagnent souvent vers le haut nos calcaires à silex. C'est d'ailleurs dans ces assises dolomitiques supérieures qu'ont été rencontrés la plupart des gisements de Gyroporelles ou de Diplopores signalés jusqu'à ce jour dans le Briançonnais.

M. D. SCHNEEGANS vient de publier à ce sujet un intéressant

travail [125]. La plupart des gisements signalés par lui appartiennent à la partie supérieure de la série des calcaires dolomitiques (Aiguille Rouge, près de Névache, Tête Noire [Nord-Est du Val des Prés], Grand Galibier). Les autres, par contre, proviennent en général de récoltes faites dans des éboulis et ne présentent pas une situation stratigraphique bien définie.

Dans les Montagnes d'Escreins, axe de la Cordillère briançonnaise, les assises du Trias supérieur, généralement détruites par les actions érosives, se retrouvent à l'état de galets dans les brèches post-triasiques.

Aussi mes recherches ne m'ont-elles point permis de rencontrer de nouveaux gisements d'Algues calcaires. Je n'ai d'ailleurs pas retrouvé celui qu'avait autrefois signalé W. Kilian au Pic d'Escreins [51, t. II, 1er fasc., p. 263, pl. VII, fig. 1, 2], gisement cependant fort intéressant, puisque les coupes qu'il en figure étaient, avant les découvertes de M. D. Schneegans, les seules des Alpes françaises offrant des Diplopores indubitables. Par contre, j'ai observé au voisinage de la Maison du Roi, dans les brèches de base du Flysch, des fragments de calcaires à Diplopores remaniés à l'état de galets.

e) ***Brèches du Trias.*** — Il convient de noter que l'emplacement de la Cordillère briançonnaise est annoncé dès la fin des temps triasiques par des intercalations bréchiques généralement lenticulaires et localisées dans la partie tout à fait supérieure du Trias.

Nous les observons en particulier sur la rive gauche du Vallon Claus (voir fig. 2), dans la partie haute du Vallon Laugier, au pied du Pic des Houerts et dans les falaises de la Crête du Vallon Laugier, où elles appartiennent à la nappe supérieure. La nappe II présente aussi un affleurement bien net de brèche triasique sur la route de Sérenne à Maurin, près du tunnel, à 1 kilomètre environ en amont de Saint-Antoine. Ce dernier point est particulièrement intéressant, car la brèche y est nettement intercalée dans la partie supérieure des assises triasiques, elles-mêmes recouvertes transgressivement par le Malm.

Notons aussi dans la nappe inférieure, sur le sentier de Barbein au Plan-de-Phazy, quelques petits pointements de brèches triasiques peu développés et dont il est difficile de définir la position stratigraphique dans le Trias.

Les brèches triasiques paraissent d'ailleurs assez généralement répandues le long du géanticlinal briançonnais. M. Ch. PUSSENOT [99, p. 82] les a signalées dans la vallée du Guil, à 2 kilomètres en amont du Pont de la Pierre (Maison du Roi), près du Col de la Roue, dans les escarpements Ouest de la Roche d'Argentier (Sud-Est de la feuille Saint-Jean-de-Maurienne) et surtout près de Cervières, au pied des escarpements Nord-Ouest de la Turge de la Suffie (Est de la feuille Briançon). Comme dans notre région, elles y sont localisées dans les dernières assises triasiques. Enfin M. SCHNEEGANS [111, p. 61] a rencontré dans le massif du Grand Galibier (Briançonnais occidental) une brèche dont l'épaisseur ne dépasse pas 2 mètres et intimement liée aux dernières assises de calcaires dolomitiques du Trias.

D. **Sources thermales du Plan-de-Phazy minéralisées par le Trias.** — En dehors de la présence de l'affleurement de granite qui, comme nous l'avons vu, a depuis fort longtemps retenu la curiosité des géologues alpins, le Plan-de-Phazy jouit d'une réputation très ancienne et attire chaque année par ses sources thermo-minérales une clientèle assez importante. Ces sources mériteraient cependant d'être mieux connues du public et dotées d'installations balnéaires mieux en rapport avec leurs propriétés thérapeutiques.

Dès 1808 elles font l'objet de publications scientifiques, et depuis cette époque elles ont à maintes reprises appelé l'attention des savants.

D'après les analyses les plus récentes exécutées en 1928[1] dans les laboratoires de la Faculté de Médecine et de Phar-

---

[1] Analyse faite à la date du 26 décembre 1928 par M. le Dr Albert MOREL, Professeur à l'Ecole de Médecine et de Pharmacie de Lyon.

macie de Lyon, leurs propriétés physiques et leur composition chimique peuvent être exprimées ainsi :

Densité à + 15°	1,00511
Concentration en ions H..... PH = ...	6,5
Alcalinité exprimée en Ca O	0,440 pour 1 litre
Résidu fixe à + 175°	7,162

Éléments dosés pour 1 litre :

Cations ou ions +		*Amions ou ions —*	
Potassium	0,0655	Sulfurique	1,469
Sodium	1,5693	Chlore	2,4626
Magnésium	0,1330	Carbonique	1,787
Calcium	0,6773	Silicique	0,026
Fer	0,021	Phosphorique	0,0009
Aluminium	0,0017	Arsénique	0,00032
Manganèse	0,00003	Brome	0,0010

Groupement hypothétique des éléments dosés pour 1 litre d'eau :

Chlorure de potassium	0,126	Carbonate de fer	0,0044
Chlorure de sodium	3,959	Acide carb. 1/2 combiné	0,449
Sulfate de sodium	0,034	Acide carb. libre dissous	0,921
Bromure de magnésium	0,0012	Silice	0,020
Sulfate de magnésium	0,615	Alumine	0,003
Carbonate de magnésium	0,035	Oxyde de manganèse	0,00004
Sulfate de calcium	1,370	Acide phosphorique	0,0009
Carbonate de calcium	0,685	Acide arsénique	0,00032

Une telle composition chimique ne peut s'expliquer que par une forte minéralisation dans les terrains triasiques dont j'ai montré la constitution et la grande importance dans toute la région.

Au point de vue géologique, elles jaillissent au pied des escarpements triasiques de Barbein, région extraordinairement disloquée présentant de multiples fractures parfois très profondes. Ces affleurements rocheux, bien que perméables, n'offrent pas une superficie suffisante pour expliquer à eux seuls l'origine géologique de ces eaux. On les voit en effet rapidement s'ennoyer dans le Flysch imperméable des montagnes de Risoul et du plateau de Guillestre; aussi pour trouver une nouvelle zone d'infiltration suffisante et pouvant, par la présence de terrains triasiques, expliquer la minéralisation de ces eaux plus parti-

culièrement en chlorures et en sulfates, il faut remonter jusque sur les flancs de la montagne de Combe-Chauve et aux gorges du Guil.

Dans cette région, la couverture imperméable de Flysch enlevée par l'érosion laisse apparaître une large boutonnière de terrains secondaires sectionnés par le Guil et dans laquelle les terrains triasiques, avec leur cortège de gypses et cargneules, jouent un rôle prépondérant. Par cette vaste ouverture béante, qui se prolonge sur les flancs de Combe-Chauve et le long du torrent de Rif-Bel, pénètre une quantité d'eau assez importante qui chemine en direction de la Durance au sein des assises triasiques; elle s'y réchauffe, s'y minéralise et vient sourdre à une température de 29° en deux griffons principaux cachés par une croûte de tufs ferrugineux, dans les assises broyées du Plan-de-Phazy, où réapparaît le Trias dans une nouvelle échancrure de la couverture imperméable du Flysch.

L'étude des sources thermo-minérales du Plan-de-Phazy nous fournit un moyen pour déterminer approximativement la profondeur de la surface inférieure du Flysch du grand synclinal de Guillestre.

En supposant que la température moyenne annuelle soit dans la région de 10° et le degré géothermique de 30 mètres, il faut, pour que les eaux atteignent la température de 29°, qu'elles aient circulé à une profondeur de :

$$(29 - 10) \times 30 = 19 \times 30 = 570 \text{ mètres.}$$

On est donc conduit à admettre que, entre Guillestre et le Plan-de-Phazy, le Flysch descend jusqu'à une profondeur de 500 ou 600 mètres, ce qui n'a rien d'inadmissible.

LIAS

L'ouvrage de Kilian et Révil [51] donne une description complète de tous les affleurements de la Zone du Briançonnais attribués à cette époque au Lias. Mais en réalité, les véritables

gisements fossilifères d'âge bien précisé sont extrêmement peu nombreux (exemples : coupe du Pas-du-Roc en Maurienne, gisement dit de « La grosse pierre des Encombres » dans le Vallon du même nom). Il y a là des faunes d'Ammonites caractéristiques du Lias.

Mais au Sud de l'Arc, en nous rapprochant de ma région, les vrais gisements fossilifères deviennent très rares, à l'exception de ceux du Rhétien. Ce dernier étage a en effet été découvert par M. LUGEON immédiatement au Nord du Guil, dans le Massif de Pierre-Eyrautz, avec des formes caractéristiques.

Pour caractériser les autres étages liasiques, on ne peut guère citer que deux découvertes d'Ammonites :

1° Un fragment déterminé par W. KILIAN comme *Schlotheimia angulata* Schl. a été récolté par le Capitaine DUBESSY à la Pointe des Trois-Scies (Nord-Est de la feuille de Briançon au 80.000e) et remis par lui au Commandant Ch. PUSSENOT [99, p. 14];

2° Plusieurs exemplaires d'*Arietites* (*Coroniceras*) *Bucklandi* Sow. sp. que le Commandant PUSSENOT et moi avons découverts au Col de l'Alpet (4 km. au Sud du gisement précédent).

D'autre part, W. KILIAN avait remarqué dans la coupe du Pas-du-Roc, au milieu d'assises presque certainement liasiques, des intercalations de brèches désignées par lui sous le nom de « Brèches du Télégraphe ».

Ainsi, à défaut de gisements fossilifères, la présence en de nombreux points du Briançonnais d'une brèche analogue avait conduit W. KILIAN à donner à ce niveau une extension considérable dans les zones intra-alpines.

En réalité, j'ai démontré en 1923 qu'une grande partie de ces brèches devait être, dans les Montagnes d'Escreins en particulier, rattachée à un niveau bien postérieur. Un examen attentif de ses éléments m'a en effet permis d'y reconnaître alors la présence de fragments de Malm à faciès « Calcaires rosés » (Tithonique), présentant au microscope de nombreuses sections de *Calpionella alpina* Lorenz. Il s'agit donc ici d'une brèche incon-

testablement post-jurassique. Depuis, la même brèche a été signalée en plusieurs points du Briançonnais, notamment dans le Massif des Cerces, par MM. RAGUIN et SCHNEEGANS et par M. SCHNEEGANS [100] au Pic du Mélézein (feuille Briançon). J'ai aussi retrouvé au voisinage même de Briançon, dans la brèche de Gafouille, des éléments de Marbre de Guillestre qui atteignent près de 0 m. 50 de longueur.

Il y aurait donc lieu de reprendre dans le Briançonnais l'étude de tous les affleurements de brèche considérés par W. KILIAN comme liasiques.

Dans les Montagnes d'Escreins, on ne rencontre nulle part, à mon avis, des dépôts pouvant être attribués au Lias et partout les formations post-liasiques sont directement transgressives sur des calcaires triasiques incontestables.

Nous sommes donc ici dans l'axe même de la Cordillère briançonnaise, qui, dans la région, était par conséquent complètement émergée au Lias, et ce n'est que sur les deux bords de celle-ci qu'ont pu se former les dépôts liasiques. Ces derniers ont en effet été signalés par S. FRANCHI [29, 49, 53, 77] en plusieurs points de la Zone des Schistes lustrés; on sait, d'autre part, qu'ils sont assez développés dans la Zone du Flysch et en particulier dans les nappes de l'Ubaye (Morgon, etc...).

Je reviendrai plus loin, à propos du Malm, sur les conséquences d'une telle disposition. Mais il importe de souligner dès à présent que l'absence complète de Lias dans les Montagnes d'Escreins ne permet pas d'y voir, comme le supposaient W. KILIAN et E. HAUG, l'origine de la nappe de l'Ubaye, où l'existence de dépôts liasiques a été bien établie.

Remarquons aussi que les terrains liasiques semblent, en outre, se développer de plus en plus dans la Zone du Briançonnais, à mesure que l'on se dirige vers le Nord.

L'existence du Rhétien a été récemment soulignée par M. GIGNOUX non loin de Guillestre, à Villard-de-Saint-Crépin [91]. MM. GIGNOUX et SCHNEEGANS l'ont reconnu aussi à la base de la série des « Calcaires de Vallouise » (Sud-Ouest de Briançon) [130].

Et quant aux gisements du Col de l'Alpet et de la Pointe des Trois-Scies, ils se rapportent non au prolongement de nos Montagnes d'Escreins, mais à une région plus voisine de la Zone des Schistes lustrés. Nous aurions dépassé là l'axe de la Cordillère briançonnaise au Lias et nous serions sur le bord même de la Zone des Schistes lustrés, distingué par M. GIGNOUX sous le nom de Zone Chaberton - Thabor - Vanoise [88].

DOGGER

Des assises analogues à celles que l'on attribue aujourd'hui au Dogger dans le Briançonnais sont connues depuis plus d'un siècle dans les Préalpes vaudoises, où elles ont intéressé tour à tour les industriels qui en ont extrait des combustibles de qualité médiocre et les géologues qui, dès 1827, y ont découvert une faune très intéressante représentée surtout par des Bivalves.

Les principaux savants qui les ont étudiées au point de vue stratigraphique les ont, en l'absence de Céphalopodes, attribuées successivement au Tertiaire, au Kiméridgien ou au Séquanien, et leur âge jurassique moyen, indiqué tout d'abord par COQUAND [6], a été confirmé pour la première fois par SCHARDT et DE LORIOL [7].

La prédominance des Mytilidés dans la faune du Dogger des massifs préalpins a fait désigner souvent les assises médio-jurassiques sous le nom de « Couches à Mytilus ».

Récemment, M. RABOWSKI [65] a repris la discussion de l'âge des couches à Mytilus. Il a reconnu dans le Simmenthal, immédiatement au-dessus d'elles, la présence de bancs calcaires renfermant une riche faune à Céphalopodes nettement argovienne (Zone à *Peltoceras transversarium*). Il conclut de ses observations que les couches à Mytilus se sont déposées dans les Préalpes entre le Bathonien et l'Argovien.

Dans les zones intra-alpines françaises, Ch. LORY est le premier à fournir quelques indications intéressantes sur ce terrain, dont la présence n'y avait, jusqu'à 1883, jamais été soupçonnée.

Il signale en effet [8] entre Vars et Escreins, près du sommet de la Montagne du Serre ou Grande-Baume (cote 2458 de la carte = Crête de Vars), au-dessous des calcaires rouges du Jurassique supérieur, « une cinquantaine de mètres de calcaires noirs alternant avec des poudingues grossiers, à la base desquels une mince couche de marnes feuilletées charbonneuses renferme de nombreux fossiles indéterminables et plus spécialement des Gastropodes turriculés ressemblant à des Cérithes ». Il suppose que « cette zone de poudingues, avec ses petites couches charbonneuses à fossiles littoraux (et peut-être même d'eau saumâtre), tout d'abord attribués par lui au Nummulitique [4, p. 500], pourrait bien représenter des dépôts bajociens et bathoniens dont l'existence est toujours si problématique dans les chaînes alpines du Dauphiné et de la Savoie ».

La quantité de matière charbonneuse associée à ce faciès spécial du Dogger est suffisante pour avoir motivé dans le Dogger du Briançonnais, comme dans celui des Préalpes vaudoises, de véritables exploitations. C'est ainsi que des recherches de combustibles ont été faites dans les couches schisteuses signalées par Ch. Lory à la Crête de Vars, et le point où ont été exécutés ces travaux anciens est encore désigné de nos jours par les habitants du pays sous le nom de « La Charbonnière ».

Mme Gubler-Wahl [89, p. 58] rappelle aussi à ce sujet que des schistes noirs ont été autrefois exploités comme anthracite à Saint-Ours, à quelques kilomètres au Nord de Larche (feuille Larche au 80.000e). La position qu'ils occupent au-dessous des assises du Jurassique supérieur (Marbre de Guillestre), reconnue par Goret en 1887 [11], ne permet aucun doute sur leur âge jurassique moyen. Ce gisement a d'ailleurs été visité récemment par MM. Gignoux, Moret et Schneegans, qui ont constaté que, comme à la Crête de Vars, les couches charbonneuses se placent à la base des assises calcaires du Dogger.

Quoi qu'il en soit, il n'est pas apporté de précision véritablement appuyée sur des fossiles à l'existence du Bathonien dans le Briançonnais jusqu'en 1893, où W. Kilian [19] découvre, à

quelques kilomètres au Sud-Est de la Crête de Vars, au Lac des Neuf-Couleurs (pl. VIII), sur le versant Ouest de la Mortice, un intéressant gisement assez riche en fossiles. Il affirme alors pour la première fois l'existence du Bathonien dans la Zone du Briançonnais.

Néanmoins, sa première récolte de fossiles est encore insuffisante et ne paraît pas renfermer d'espèces *nettement* caractéristiques de ce niveau.

Il signale seulement les formes suivantes :

Ceromya sp. ;
Ostrea cf. *costata* (abondante) ;
Terebratula (groupe des *biplicatae*) ;
Rhynchonella sp. (voisin de *Rh. concinna*) ;
Rhabdocidaris sp. (Radioles) ;
Crinoïdes nombreux ;
Polypiers.

Mais bientôt les découvertes de Ch. Pussenot dans les régions plus septentrionales du Briançonnais viennent apporter en 1909 un utile complément à la description de W. Kilian. Ch. Pussenot signale en effet la présence du Bathonien près de Briançon, à l'Olive et à l'Enlon, sur les flancs du Gondran, à la Grande Maye et à la Lauze, près de Cervières (Nord-Est de la Feuille Briançon au 80.000e). A cette époque, il adresse au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble une ample moisson de fossiles provenant des gisements précédents et plus particulièrement de la Lauze. De nombreuses déterminations *spécifiques* sont alors possibles et il ne fait dès lors plus aucun doute qu'un niveau équivalent aux couches à Mytilus des Préalpes vaudoises soit abondamment représenté dans la Zone briançonnaise et renferme de nombreuses formes communes avec celles signalées par P. de Loriol et H. Schardt.

Depuis, quelques échantillons nouveaux recueillis surtout par Ch. Pussenot, d'une part, et, d'autre part, par MM. P. Lory et M. Gignoux (in Kilian et Révil [51], t. II, 2e fasc., p. 191) aux environs du Col Garnier, dans le Massif de Pierre-Eyrautz, viennent enrichir les collections de la Faculté des Sciences de Grenoble.

Dans la région des nappes de l'Ubaye, je signalerai aussi les beaux travaux de Mme GUBLER-WAHL, qui a récolté dans le Dogger 23 espèces différentes, et ceux de M. SCHNEEGANS [127], qui y a découvert des assises à Céphalopodes très intéressantes sur lesquelles je reviendrai tout à l'heure.

Dans les Montagnes d'Escreins, j'ai recueilli 15 espèces, dont un certain nombre avaient déjà été signalées par W. KILIAN soit au Lac des Neuf-Couleurs dans ma région, soit ailleurs dans le Briançonnais.

J'exposerai tout d'abord les caractères lithologiques généraux du Dogger et sa répartition dans les Montagnes d'Escreins. Je donnerai ensuite les diagnoses paléontologiques des principaux fossiles que j'y ai rencontrés. J'essaierai enfin, dans un tableau d'ensemble, d'établir les rapports entre les diverses faunes de ce niveau, connues dans le Briançonnais et l'Ubaye, et la riche faune des Couches à *Mytilus* des Alpes vaudoises. Les analogies avec cette dernière n'ont en effet jamais été, à mon avis, suffisamment soulignées jusqu'à présent.

CONSTITUTION GÉNÉRALE DU DOGGER DANS LES MONTAGNES D'ESCREINS.

Dans les deux nappes inférieures de ma région, il n'existe aucune formation pouvant être rapportée au Dogger. Partout, les assises du Malm à faciès « Marbre de Guillestre » ou les Marbres en plaquettes sont directement transgressifs sur les calcaires du Trias supérieur.

Par contre, le Dogger est largement représenté dans les deux digitations de la nappe supérieure où il possède des caractères très particuliers qui ne souffrent aucune confusion avec les autres étages de la région.

J'ai constaté, en effet, que l'Infra-Lias et le Lias ne s'étaient pas déposés sur l'emplacement des Montagnes d'Escreins; cette partie de la Cordillère briançonnaise était donc émergée dès la fin de l'époque triasique. Or, la seule confusion à laquelle se

prêtent les assises médio-jurassiques pourrait résulter de leurs analogies avec les schistes et les calcaires noirs du Lias intra-alpin qui, comme le Bathonien, présentent dans le Briançonnais un faciès essentiellement littoral avec Bivalves voisins de ceux du Bathonien. C'est ainsi que M. LUGEON [27], après avoir assimilé aux couches à *Mytilus* certaines assises schisteuses du Massif de Pierre-Eyrautz, les replace l'année suivante dans le Rhétien, après y avoir découvert *Avicula contorta* [28].

De plus, partout où on le rencontre, le Dogger est plus ou moins fossilifère. Enfin, il est toujours directement recouvert par les assises bien caractéristiques du Jurassique supérieur.

Je distinguerai dans le Dogger de la région d'Escreins la succession suivante :

A) — A la base, un niveau d'épaisseur très variable allant de 0 à 15 ou 20 mètres, de *brèches généralement transgressives* sur les assises grises du Trias supérieur dont elles se distinguent de loin par leur aspect déchiqueté et leur coloration générale ocreuse ou noirâtre. Elles forment, au-dessus des falaises régulières des calcaires triasiques, un nouvel abrupt plus ou moins découpé. En de nombreux points et plus spécialement à quelques centaines de mètres au Nord-Ouest de la Clapière, près de Ceillac et aussi près du village de Maljasset dans la Haute-Ubaye, on y observe des niveaux oolithiques très caractéristiques présentant parfois des concrétions en zones concentriques de plusieurs centimètres de diamètre (pl. VI, fig. *b*) ou des microbrèches à éléments gris clair donnant à la roche un aspect cendré (pl. VI, fig. *a*).

Il convient de remarquer que les intercalations oolithiques représentent dans les zones intra-alpines françaises un faciès qui semble localisé dans les niveaux inférieurs du Dogger, même dans les régions comme celle des nappes de l'Ubaye, où les terrains liasiques sont bien développés. C'est là un caractère très précieux pour la distinction de certaines brèches que l'on pourrait confondre avec la classique brèche liasique du Télégraphe.

Notons également que la microbrèche gris cendré qui accompagne les intercalations oolithiques est très particulière aux niveaux inférieurs du Dogger.

B) — 10 à 15 mètres de *Schistes noirs* correspondant souvent à une vire et parfois à une dépression au-dessus du niveau précédent et donnant des éboulis noirs bien caractéristiques. C'est à ce niveau que se placeraient les couches charbonneuses dont nous avons parlé plus haut.

C) — 20 à 25 mètres de *calcaires noirs* bien lités en bancs de 0 m. 50 à 1 mètre d'épaisseur alternant assez régulièrement avec des assises marneuses de 0 m. 50 environ. Ces calcaires fétides [1] généralement fossilifères présentent souvent un enduit rouge très particulier au Dogger du Briançonnais. Une telle coloration s'observe en effet dans la plupart des gisements signalés par Ch. PUSSENOT et plus spécialement dans son beau gisement de la Lauze.

D) — Enfin, la série médio-jurassique se termine par 35 à 40 mètres de *marno-calcaires* qui se débitent en plaquettes sonores.

La meilleure coupe que l'on puisse observer de l'ensemble des assises bathoniennes est celle que je figure ci-après (fig. 3) relevée sur la rive droite du Rif-Bel, sur les flancs de la Montagne des Aspaturas et au voisinage immédiat de la source de la Font-Sancte.

J'ai déjà fait remarquer que les traces d'organismes si fréquentes dans les dépôts du Dogger étaient toujours localisées dans leur moitié inférieure et plus spécialement dans les niveaux A, B et C. Les analogies frappantes que présente dans son ensemble notre Dogger avec celui décrit par Mme GUBLER-WAHL dans la nappe de l'Ubaye et par M. SCHNEEGANS dans le

---

[1] A. JEANNET signale aussi ce caractère dans les assises supérieures du faciès néritique à Lamellibranches et Brachiopodes des Préalpes médianes [58, p. 528].

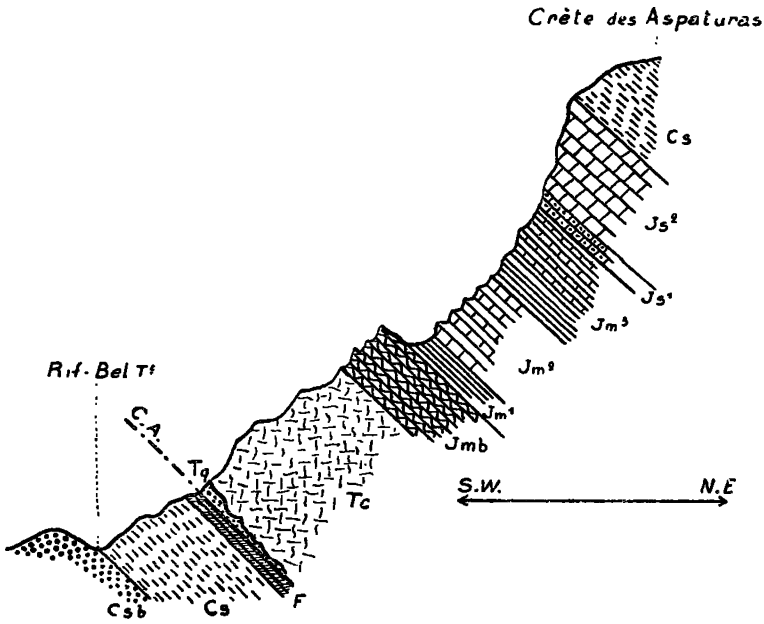

Fig. 3. — Coupe de la rive droite du Rif-Bel relevée un peu en aval de la Source de Font-Sancte.

F : Flysch ; Cs : Crétacé supérieur avec brèches de base (Csb) ; Js^2 : calcaires rosés du Malm ; Js^1 : couches rognonneuses de la base du Malm ; Jm^3 : marno-calcaires du Dogger supérieur ; Jm^2 : calcaires noirs du Dogger alternant avec des assises marneuses ; Jm^1 : schistes noirs du Dogger ; Jmb : brèches de base du Dogger ; Tc : calcaires dolomitiques du Trias ; Tq : quartzites triasiques ; C. A. : contact anormal entre les nappes II et III.

Massif du Morgon permettent, malgré l'absence de fossiles, de rattacher notre niveau D aux couches du Dogger supérieur de l'Ubaye.

Répartition.

La répartition des assises médio-jurassiques est très irrégulière. Elles n'existent en effet *que dans la nappe supérieure* (nappe III), c'est-à-dire dans celle qui a subi les plus importants déplacements horizontaux; aussi y constaterons-nous de nombreux étirements et même parfois leur disparition mécanique presque totale.

J'en signalerai également quelques affleurements dans la Zone du Col Tronchet.

Les feuilles géologiques de Gap et de Larche, qui traduisent les idées de W. Kilian sur l'extension de ce niveau dans notre région, y figurent seulement deux bandes principales de Bathonien. L'une, assez large, qui s'étend sur la rive droite du Vallon Laugier, entre le Pic des Houerts et La Mortice, en passant par le Lac des Neuf-Couleurs; l'autre, plus étroite, suit le haut Vallon du Rif-Bel sur sa rive droite, traverse ce torrent un peu en aval de sa source et suit les escarpements Sud-Ouest du Pic de Panestrel. Remarquons d'ailleurs que là, W. Kilian a figuré une bande de Lias à faciès de « Brèche du Télégraphe » qui représente en réalité le Dogger.

La carte géologique jointe à mon mémoire montre que les affleurements de Bathonien existent soit dans la nappe III, soit dans la Zone du Col Tronchet.

1° **Nappe III.** — Dans toute la région comprise entre le torrent du Tronchet, le Haut-Cristillan et la Vallée du Rif-Bel, le Dogger forme des auréoles autour de la Crête de la Saume et de la Crête des Aspaturas; on en retrouve une bande à peu près continue, souvent étirée, entre le fond du Vallon Claus et le pied du Pic de la Font-Sancte. Près des sources du Rif-Bel, les calcaires du Dogger déterminent un verrou où les assises ont une disposition anticlinale bien marquée (voir photo, pl. XI), et sur la rive droite de ce cours d'eau ils constituent des dalles très inclinées qui vont se plaquer contre les formations triasiques du pied du Vallonnet et du Vallon de la Font-Sancte. Les assises de base du Pic de la Font-Sancte en sont également constituées, ainsi qu'une grande partie de la Crête du Vallon de la Selette et du Pic de Panestrel. Au Nord du Pic d'Escreins, on observe une bande importante de schistes et de calcaires noirs qui doivent être rapportés à ce niveau. Enfin, les mêmes dépôts forment autour du Massif de la Mortice une ceinture ininterrompue à laquelle appartient le célèbre gisement du Lac des

Neuf-Couleurs de W. KILIAN, et ils vont, plus au Sud-Ouest, s'ennoyer dans le Flysch, le long du Vallon Laugier et dans le bas Vallon du Châtelet. On peut ainsi les suivre facilement jusqu'au pont du Châtelet, en amont de Sérenne.

La digitation supérieure de notre nappe III présente, elle aussi, quelques affleurements intéressants et généralement très fossilifères, tels que ceux de la Crête de Vars signalés plus haut et du versant Sud-Ouest de la Pointe de Pastourlet.

2° **Zone du Col Tronchet.** — Dans les roches de cette zone, autrefois attribuées indistinctement à la formation des Schistes lustrés, j'ai pu mettre en évidence des affleurements de Dogger indubitables.

a) Ils apparaissent comme couverture des calcaires triasiques de l'anticlinal de Maljasset (voir pl. IV, coupe n° 9) et affleurent ainsi jusque dans le village de même nom. J'y ai noté quelques fragments de fossiles mal conservés dans des calcaires plus ou moins bréchoïdes et oolithiques très laminés.

Cette région est d'ailleurs à l'Est de la limite de ma carte.

b) Au Nord-Ouest de Ceillac, au-dessus du village de la Clapière, le Dogger forme une mince bande à la limite Ouest de la Zone du Col Tronchet. Il a là un aspect tout à fait typique avec traces de fossiles et bancs calcaires à très grosses oolithes mentionnées plus haut (voir pl. IV, coupe n° 3).

FAUNE DU DOGGER DES MONTAGNES D'ESCREINS.

Ceromya cf. **concentrica** Sow. sp.

1825. *Isocardia concentrica* Sowerby. — Mineral Conchology, pl. 491, fig. 1-2.

1850. *Ceromya concentrica* d'Orbigny. — Prodrome, t. I, p. 335.

1855. *Ceromya concentrica* Morriss et Lycett. — Mollusca from the great Oolite, p. 108, pl. 10, fig. 3; pl. 15, fig. 2; pl. 26, fig. 5.

1868. *Ceromya concentrica* Rigaud et Sauvage. — Descript. de quelques espèces nouvelles de l'étage Bathonien, p. 20 (*Mém. Soc. acad. Boulogne*, vol. III).

1883. *Ceromya concentrica* de Loriol et Schardt. — Et. pal. et stratigr. des couches à *Mytilus* des Alpes vaudoises, p. 18, pl. V, fig. 1-5.

L'échantillon que j'ai récolté à la Crête de Vars, bien qu'incomplet, montre des caractères très voisins de ceux de la forme figurée pl. V par DE LORIOL et SCHARDT (fig. 4) sous le nom de *C. concentrica* Sow. sp. variété. La partie conservée de mon échantillon montre des côtes régulièrement concentriques et obliques sur les crochets; la coquille est fortement bombée et présente un profil identique à celui de la figure précitée.

Ceromya cf. **columba** Laube.

(Pl. IX, fig. 6.)

1867. *Ceromya columba* Laube. — Die Bivalven des braunen Jura von Balin, p. 45, pl. V, fig. 6.

Le seul exemplaire provenant de la Crête de Vars que je rapporte à cette forme possède ses deux valves qui ont en partie conservé leur ornementation formée de côtes rayonnantes assez fines; mais cet échantillon est déformé et présente du côté opposé aux crochets une cassure qui fait disparaître la région anguleuse si caractéristique de la figure 6 de LAUBE. Néanmoins, par l'ensemble de ses caractères, la forme d'Escreins se rapproche très nettement de celle de Balin.

Lima impressa Morriss et Lycett.

1853. *Lima impressa* Morriss et Lycett. — *Loc. cit.*, p. 29, pl. 3, fig. 8.

1869. *Lima impressa* Terquem et Jourdy. — Monogr. de l'ét. bathonien de la Moselle, p. 118 (*Mém. Soc. Géol. de Fr.*, 2e série, t. IX).

1868. *Lima impressa* Sauvage. — Descript. de quelques espèces nouv. du Bathonien du Bas-Boulonnais, p. 18.

1871. *Lima impressa* Coquand. — Klippenkalk du Var (*B. S. G. F.*, 2e série, t. XXVIII, p. 219).

1883. *Lima impressa* de Loriol et Schardt. — *Loc. cit.*, p. 67, pl. IX, fig. 16 (17).

Je ne possède de cette espèce qu'un seul échantillon qui m'a été fourni par le gisement de la Crête de Vars; il est de dimen-

sions à peine supérieures à celui figuré par DE LORIOL et SCHARDT. Bien que le test ne soit conservé que sur 2 centimètres environ, sa forme générale très bombée et son ornementation constituée par des côtes rayonnantes plates et beaucoup plus larges que les sillons qui les séparent, enfin la présence au voisinage du bord palléal de courts sillons intermédiaires semblables à ceux de la figure 17 *a* des auteurs précités me permettent de l'attribuer avec certitude à cette espèce.

Lima cardiiformis Sow. sp.

(Pl. IX, fig. 5.)

1815. *Plagiostoma cardiiforme* Sowerby. — *Loc. cit.*, pl. 113, fig. 3.
1850. *Lima cardiiformis* d'Orbigny. — Prodr., t. I, p. 341.
1853. *Lima cardiiformis* Morriss et Lycett. — *Loc. cit.*, p. 27, pl. III, fig. 2.
1854. *Lima hippona* Cotteau. — Et. sur les Moll. foss. de l'Yonne, fasc. 1, prodrome, p. 96.
1897. *Lima cardiiformis* Laube. — *Loc. cit.*, p. 14.
1867. *Lima astartina* A. Favre. — Rech. géol. sur la Savoie, t. III, p. 471.
1868. *Lima cardiiformis* Sauvage. *Loc. cit.*, p. 18.
1871. *Lima cardiiformis* Coquand. — *Loc. cit.* (*B. S. G. F.*, 2e série, t. XXVII, p. 219).
1883. *Lima cardiiformis* de Loriol et Schardt. *Loc. cit.*, p. 65, pl. IX, fig. 13, 15.

Je rapporte à cette espèce un exemplaire de la Crête de Vars remarquable par ses grandes dimensions et dont les côtes très fortes ont une disposition voisine de celle dont DE LORIOL et SCHARDT donnent le détail pl. IX, fig. 13 *a*. Mon échantillon est légèrement plus allongé et plus aplati que celui figuré par ces auteurs fig. 14, mais il y a lieu d'attribuer cette déformation à un étirement.

Lima (Plagiostoma) Schimperi Branco.

(Pl. IX, fig. 4.)

1858. *Plagiostoma semicirculare angustum* Quenstedt. — Jura, p. 436, pl. 59, p. 11.

1894. *Lima Schimperi* Branco. — Der untere Dogger Deutsch Lothringens, p. 111, pl. VI, fig. 4.

1900. *Lima* (*Plagiostoma*) *Schimperi* Greppin. — Descript. des foss. du Bajocien sup. des environs de Bâle, p. 130, pl. XV, fig. 7 7a ; pl. XVI, fig. 2 et 5-5a.

J'ai entre les mains un exemplaire de cette forme que j'ai récolté à la Crête de Vars et qui correspond tout à fait par l'ensemble de ses caractères à la description qu'en donne GREPPIN. La forme générale est en tous points identique à celle que figure cet auteur pl. XIV, fig. 5, et les côtes rayonnantes plates, séparées par des intervalles très étroits, sont semblables à celles de *Lima Schimperi.*

Lima rigidula Phillips sp.

1835. *Plagiostoma rigidulum* Phillips. — Geology of Yorkshire, 2e éd., I, p. 116, pl. 7, fig. 13.

1863. *Lima rigidula* Morriss et Lycett. — Supplement monogr. on the Mollusca from the great Oolite, p. 42, pl. 33, fig. 7.

1883. *Lima rigidula* de Loriol et Schardt. — *Loc. cit.*, p. 68, pl. IX, fig. 18.

1888. *Lima rigidula* Greppin. — Descript. des fossiles de la Grande Oolithe des environs de Bâle, p. 125.

Je rapproche de cette espèce un échantillon provenant de la Crête de Vars et qui présente ses deux valves assez bien conservées. Par sa forme et sa taille, il est absolument superposable à la figure donnée par DE LORIOL et SCHARDT (pl. IX, fig. 18). Enfin les côtes présentent sensiblement la même disposition; un peu usées sur la plus grande partie de l'échantillon, elles paraissent plus plates et plus larges que dans la forme des Alpes vaudoises, mais dans les parties conservées, on peut constater une parfaite identité entre les deux formes.

Mytilus (Arcomytilus) laitmairensis de Lor.

1867. *Mytilus subpectinatus* A. Favre (non d'Orb.). — Recherches géol. sur la Savoie, t. II, p. 102.

1871. *Mytilus* sp. Coquand. — *Loc. cit.* (*B. S. G. F.*, 2e série, t. XXVIII, p. 219).

1883. *Mytilus laitmairensis* de Loriol et Schardt. — *Loc. cit.*, p. 57, pl. VIII, fig. 6, 12.

1907. *Mytilus* (*Arcomytilus*) *laitmairensis* Rollier. — Fossile Fauna Geogr. Lexikon, vol. IV, p. 747.

J'ai recueilli deux échantillons que je rapporte à cette forme; l'un, de plus grande taille, provient de la Crête de Vars et, bien qu'incomplet, correspond en tous points à la figure 9 de la planche VIII donnée par DE LORIOL et SCHARDT.

L'autre échantillon, beaucoup plus petit, provient du Lac des Neuf-Couleurs et présente aussi assez nettement les caractères de l'espèce de DE LORIOL; l'ornementation en particulier, formée de côtes rayonnantes très fines, régulières et souvent dichotomes, correspond exactement à la description qu'en donne cet auteur. Il en diffère cependant par la présence d'une légère carène, caractère qui le rapprocherait de *Mytilus asper* Sow., mais notre forme est plus élargie et moins bombée.

Lopha (Alectryonia) costata Sow. sp.

1825. *Ostrea costata* Sowerby. — *Loc. cit.*, pl. 448, fig. 5.

1839. *Ostrea costata* Deshayes. — Traité élém. de Conchyologie, pl. 53, fig. 10, 12.

1853. *Ostrea costata* Morriss et Lycett. — *Loc. cit.*, p. 3, pl. I, fig. 5, et pl. 34, fig. 3.

1862. *Ostrea costata* J. Martin. — Esp. nouv. ou peu connue du Bathonien de la Côte-d'Or, p. 11, pl. 5, fig. 12-15 (*Mém. Acad. Dijon*, t. X).

1883. *Ostrea costata* P. de Loriol et H. Schardt. — *Loc. cit.*, p. 77, pl. XI, fig. 8 à 17.

1912. *Lopha* (*Alectryonia*) *costata* W. Kilian et J. Révil. — Alpes occidentales, t. II (2), p. 190.

Parmi les espèces que j'ai recueillies dans les divers gisements des Montagnes d'Escreins, c'est certainement de beaucoup la plus répandue. Au Lac des Neuf-Couleurs notamment, on peut observer des dalles littéralement couvertes de fragments de cette espèce; elle est aussi abondamment représentée au Signal de Vars et elle est citée par les auteurs dans la plupart des gisements du Dogger intra-alpin.

Comme dans les Alpes vaudoises, ce sont ici les formes à côtes fortes qui dominent; plusieurs de mes échantillons se rapprochent d'une façon frappante de ceux figurés par DE LORIOL et SCHARDT (pl. XI), et plus spécialement des figures 8 et 12.

Melanioptyxis cf. **Sharmanni** Rig. et Sauv. sp.

(Pl. IX, fig. 3.)

1867. *Nerinea Sharmanni* Rigaux et Sauvage. — *Loc. cit.*, p. 56, t. 2, fig. 2-4.

1885. *Nerinea Sharmanni* Cossmann. — Mém. Soc. Géol. Fr. (3), 3, p. 199, pl. III, fig. 7-8.

1888. *Nerinea Sharmanni* Schlippe. — Fauna Bath. Oberrhein Tiefland, p. 189.

1896. *Melanioptyxis Sharmanni* Cossmann. — Essais, II, p. 31.

Les nombreux exemplaires de Nérinéidés que j'ai recueillis à la Crête de Vars paraissent bien se rapporter à cette espèce. Bien qu'ils se présentent en général en sections transversales, il m'a été possible d'en isoler un échantillon que je figure ici. Par sa taille, son galbe régulièrement conique allongé, le mode d'accroissement de sa spire à tours nombreux et dont la hauteur arrive à dépasser les deux tiers de la largeur, il paraît assez identique à la forme figurée par RIGAUX et SAUVAGE. L'ornementation est complètement disparue.

Plegiocidaris alpina Agassiz sp.

(Pl. IX, fig. 7.)

Pour les synonymies jusqu'en 1910, voir LAMBERT et THIERRY.

1910. *Plegiocidaris alpina* Lambert et Thierry. — Ess. de nomencl. raisonné des Echinides, p. 168.

1912. *Plegiocidaris alpina* Kilian et Révil. — Et. géol. dans les Alpes occidentales, t. II, fasc. 2, p. 193.

Cette espèce, type du sous-genre *Plegiocidaris,* longtemps attribuée à l'étage kiméridgien des Alpes vaudoises et fribourgeoises, a été reconnue comme appartenant en réalité au Ba-

thonien. C'est d'ailleurs un *fossile caractéristique* des « Couches à Mytilus ». Il y a lieu de remarquer que cette forme a très rarement été signalée en France; seul W. KILIAN en indique la présence dans le beau gisement bathonien de la Lauze de Ch. PUSSENOT; l'échantillon dont il parle est d'ailleurs fort médiocre et représenté seulement par un fragment de test déterminé par M. LAMBERT, ancien Président de la Société géologique de France. Aussi, sur le conseil de ce dernier qui a bien voulu m'apporter l'appui de sa haute compétence pour la détermination de mon fossile, j'en donne, à titre d'espèce nouvelle pour notre pays, une figuration en vraie grandeur (voir pl. IX, fig. 7).

Le spécimen d'Escreins a été très déformé et fortement laminé, mais on peut cependant rétablir sa forme primitive qui, d'après M. LAMBERT, devait présenter 34 millimètres de diamètre et environ 28 millimètres de hauteur.

Voici la description que m'a fournie M. LAMBERT : « Test primitivement assez haut, subhémisphérique, apex dicyclique avec ocellaire 1 atteignant le cadre du périprocte, ambulacres larges, subonduleux, presque entièrement composés de primaires portant près des pores chacune un granule, et dans la partie médiane des granules miliaires très petits au nombre de 2 vers l'apex et de 3 vers l'ambitus; ces granules sont très homogènes. Près du péristome, il y a formation de quelques majeures au nombre de 5 ou 6 qui portent chacune un semitubercule scrobiculé peu développé. Ces derniers, au nombre de sept à huit par rangée, sont assez gros, perforés, crénelés, avec cône bien développé et scrobicule peu profond, circulaire, entouré d'un cercle de granules peu contrastants, sauf à l'ambitus et en dessous, où les scrobicules deviennent tangents, même confluents dans la même rangée. Les tubercules périapicaux, encore peu développés, semblent atrophiés. Les autres granules sont peu abondants, disposés dans les angles des plaques et au voisinage de l'apex, mais ne forment pas de véritables zones miliaires; plaques apicales uniformément granuleuses ; les génitales sont perforées à une faible distance de leur bord externe. La forme du péristome ne peut pas être observée sur cet individu. »

Bryozoaires. — Le Dogger de la région briançonnaise, et plus particulièrement celui des Montagnes d'Escreins, renferme de nombreuses colonies globuleuses de Bryozoaires; j'en ai recueilli un certain nombre à la Crête de Vars en particulier. Mais leur état de conservation est trop mauvais pour permettre une détermination spécifique. D'après M. CANU, Membre de la Société Géologique de France, qui les a examinés, tout au plus peut-on rattacher ces formes au groupe des *Cerioporidae* et probablement aux genres *Ceriopora* et *Ceriocava;* peut-être, d'après M. CANU, existe-t-il parmi ces formes des espèces nouvelles.

Foraminifères.

Kilianina Blancheti Pfender.

(Pl. IX, fig. 1 et 2.)

A la liste précédente s'ajoutent quelques Foraminifères déjà remarqués par W. KILIAN [42, t. II, fasc. 2, p. 31 et 191, pl. IX]. L'étude micrographique des calcaires bathoniens du Briançonnais en général a permis, en effet, à mon regretté Maître d'y observer *Haplophragmium* et aussi une forme multiloculaire voisine des Orbitolines et qu'il supposait spéciale à ce niveau. Je n'ai pas retrouvé ses préparations au Laboratoire de Géologie de Grenoble, mais fort heureusement, parmi mes nombreuses coupes minces des Montagnes d'Escreins, j'ai reconnu une forme vraisemblablement identique à celle signalée par W. KILIAN. Une seule préparation dans un fragment de calcaire provenant du voisinage de la Source de la Font-Sancte, sur le flanc Sud de la Crête des Aspaturas, m'en a fourni une dizaine de sections.

J'ai pensé qu'il était intéressant, vu la rareté de la forme en question, d'en confier l'étude à un spécialiste, et Mlle J. PFENDER, Assistante à la Sorbonne, vient de la décrire [129] sous le nom de *Kilianina Blancheti.*

Elle le compare successivement à *Orbitolina, Orbitolinopsis, Chapmanina, Dictyoconus, Conulites, Coskinolina, Lituonella,* et montre ses différences essentielles avec chacun de ces genres. C'est, d'après Mlle Pfender, la plus ancienne forme connue qui présente la disposition des loges en quinconce, ce qui en ferait, d'après M. Douvillé, la première apparition des Orbitolitidés.

Le Dr Reichel, de l'Université de Bâle, a étudié *Kilianina* d'après les dessins de Mlle Pfender et y a reconnu les caractères particuliers suivants : « La forme paraît conique, mais à base ovale. Elle possède à la *périphérie seulement* un système de logettes se superposant en quinconce et qui semblent communiquer, comme chez *Orbitolina* et *Orbitolites,* par des pores situés aux angles et non au plafond des logettes. Dans certaines sections, il semble qu'il y ait des sortes de planchers percés d'ouvertures rondes. D'autres montrent un commencement spiralé. Rien ne s'oppose, dit-il, à rapprocher provisoirement cette forme des Orbitolines, bien qu'on ne puisse la nommer *Orbitolina,* puisqu'elle n'a pas de poutrelles, ni *Orbitolinopsis,* puisque les loges en quinconce ne vont pas jusqu'au centre du cône. »

J'ai figuré (pl. IX, fig. 1 et 2) deux sections assez caractéristiques de *Kilianina Blancheti* Pfender, photographiées dans la préparation étudiée par Mlle Pfender.

Conclusions.

J'ai annexé à mon travail un tableau comparatif des faunes du Dogger intra-alpin et des couches à *Mytilus* des Alpes vaudoises (voir p. 75 et 76) qui nous permet de constater leurs affinités très marquées.

Parmi les 15 espèces des couches à *Mytilus* considérées par de Loriol comme « *des espèces tout à fait bathoniennes* », 8 se retrouvent dans le Dogger du Briançonnais et des Montagnes d'Escreins. Ce sont :

Ceromya concentrica;
Pleuromya (Gresslia) truncata;

Pholadomya texta;
Pteropterna costulata;
Lima (Plagiostoma) cardiiformis;
Lima (Plagiostoma) rigidula;
Semipecten (Himnites) abjectus;
Lopha (Alectryonia) costata.

Ajoutons que *Plegiocidaris alpina* est aussi, d'après M. LAMBERT, une forme absolument caractéristique du Bathonien.

Nous avons donc ici de fortes présomptions pour considérer l'ensemble, que nous avons indistinctement désigné jusqu'ici sous le nom de Bathonien ou de Dogger, comme représentant véritablement le Bathonien.

Il est vrai que M. SCHNEEGANS [127] a découvert dans le Massif du Morgon des assises à Céphalopodes intimement liées aux couches à *Mytilus*. Il y distingue :

1° Un niveau inférieur de calcaires oolithiques gris à Céphalopodes silicifiés représentant l'Aalénien supérieur et le Bajocien inférieur;

2° Une brèche à *Rhynchonella Hopkinsi* passant latéralement à des couches à *Mytilus* identiques à celles des Préalpes et qui correspondent pour lui au Bathonien inférieur et moyen;

3° Une série de calcaires marneux gris ou noirs à Céphalopodes qu'il rapproche des assises à Céphalopodes déterminées par Mme GUBLER-WAHL comme calloviennes et qu'il considère, lui, comme l'équivalent du Bathonien supérieur.

Nous pourrions être tentés de regarder les couches à *Mytilus* du Briançonnais comme l'équivalent du Dogger du Morgon.

Il convient de remarquer toutefois que les conditions bathymétriques des deux régions sont très différentes. On rencontre, en effet, dans les Montagnes d'Escreins des traces d'émersions successives qui, depuis la fin des temps triasiques, se manifestent par des lacunes souvent très importantes et beaucoup moins accusées dans les nappes de l'Ubaye.

TABLEAU COMPARATIF DES FAUNES DU DOGGER INTRA-ALPIN FRANÇAIS ET DES COUCHES A MYTILUS DES PRÉALPES VAUDOISES

DÉSIGNATION DES ESPÈCES	ALPES VAUDOISES		GISEMENTS intra-alpins français		
	Couches à Mytilus		Briançonnais	Montagnes d'Escreins	Ubaye
Dents de poissons	.....		.....	.....	+
Niso cf. *Roissyi* d'Archiac	+				
Natica cf. *ranvillensis* d'Orb	+		.....	.....	+
Natica minchinhamptonensis de Lor	+				
Natica cf. *globosa* Roemer	.....		.....	.....	+
Natica sp	.....		.....	.....	+
Ampullina cf. *Stricklandi* Morr. et Lyc	.....		.....	.....	+
Chemnitzia (*Pseudomelania*) cf. *Niortensis* d'Orb.	.....		.....	.....	+
Nerinea cf. *Bathonica* Rig et Sauv	.....		.....	.....	+
Melanoptyxis cf. *Sharmanni* Rig. et Sauv. sp.	.....		.....	+	
Chenopus laitmairensis de Lor	+				
Thracia viceliacensis d'Orb	+				
Plagiostoma Harpax d'Orb	.....		.....	.....	+
Ceromya lens Agassiz	+				
Ceromya concentrica Sow	+		+	+	
Ceromya plicata Agassiz	+				
Ceromya laitmairensis de Lor	+				
Ceromya Pittieri de Lor	+				
Ceromya cf. *Columba* Laube	.....		.....	+	
Ceromya sp	.....		.....	.....	+
Pleuromya (*Gresslya*) *truncata* Agassiz sp	+		+		
Pleuromya Ritteneri de Lor	+				
Pleuromya elongata Agassiz	+				
Arcomya sp	.....		.....	.....	+
Arcomya Schardti de Lor	+			.....	+
Pholadomya texta Agassiz	+				
Homomya laitmairensis de Lor	+				
Homomya valdensis de Lor	+				
Isocardia cf. *subspirata* Goldf	.....				
Cypricardia nuculiformis Morr. et Lyc	+				
Cypricardia cf. *rostrata* Morr. et Lyc	+				
Anisocardia laitmairensis de Lor	+				
Cardium laitmairensis de Lor	+				
Cardium Ritteneri de Lor	+				
Cardium Maillardi de Lor	+				
Cardium cf. *cognatum* Lyc	+				
Tancredia Schardti de Lor	+				
Unicardium Pittieri de Lor	+				
Unicardium valdense de Lor	+				
Unicardium rubliense de Lor	+				

DÉSIGNATION DES ESPÈCES	ALPES VAUDOISES Couches à Mytilus	GISEMENTS intra-alpins français Briançonnais	Montagnes d'Escreins	Ubaye
Corbis Lycetti de Lor	+			
Lucina laitmairensis de Lor	+			
Astarte Maillardi de Lor	+			
Astarte rayensis de Lor	+			
Arca cf. *Pratti* Mor. et Lyc	+			
Mytilus (*Arcomytilus*) *laitmairensis* de Lor	+	+	+	+
Modiola imbricata Sow	+	.....	.....	+
Modiola Sowerbyana d'Orb	+			
Eligmus polytypus Desl	+			
Pteropterna costulata Lyc	+	+	+	
Lima (*Plagiostoma*) *cardiiformis* Sow	+	.....	+	
Lima (*Plagiostoma*) *impressa* Morr. et Lyc	+	.....		
Lima (*Plagiostoma*) *Schardti* de Lor	+	+	+	
Lima (*Plagiostoma*) *rigidula* Phillipps	+	.....	+	
Lima (*Plagiostoma*) *semicircularis* Goldf	+	+	+	
Lima Schimperi Branco	.....	.....		
Ctenostreon pectiniforme Schloth. sp	.....	+		
Semipecten (*Hinnites*) *abjectus* Morr. et Lyc	+	+		
Pecten (*Chlamys*) *articulatus* Schloth	.....	+		
Pecten cf. *arcuatus* Sow	.....	+	+	
Ostrea Vuargnyensis de Lor	+			
Ostra Sowerbyi Morr. et Lyc	+			
Lopha (*Alectryonia*) *costata* de Lor	+	+	+	+
Lopha (*Alectryonia*) *Marshi* Sow	+	+		
Terebratula ventricosa Zieten	+			
Terebratula Ferryi Desl	.....	+		
Terebratula Phillipsi Sow	.....	+		
Aulacothyris cf. *Mandelslohi* Opp. sp	+			
Waldheimia (*Zeilleria*) *obovata* Sow. sp	+			
Rhynchonella Hopkinsi M'Coy	.....	+	.....	+
Rhynchonella Fischeri Rouill (= *R. Orbignyana Opp.*)	+	.....	.....	+
Rhynchonella spathica Link	+	.....	.....	+
Rhynchonella Lotharingica Haas et Petri	.....	.....	.....	+
Rhynchonella sp. (gr. de *concinna Sow.*)	.....	.....	.....	+
Plegiocidaris alpina Agassiz	.....	+	+	
Paracidaris Smithi Wright sp	.....	+		
Trochotiara sp	.....	+		
Anabacia sp	.....	.....	.....	+
Thamnastrea sp	.....	.....	.....	+
Ceriocava sp. ?	.....	.....	+	
Ceriopora sp. ?	.....	.....	+	

La série des calcaires oolithiques gris inférieurs, que M. SCHNEEGANS rapporte pour sa région au Bajocien, n'existe pas dans les Montagnes d'Escreins, où l'émersion liasique se poursuit encore pendant le Bajocien. Le Dogger y débute par un faciès bréchique semblable à celui que M. SCHNEEGANS considère, pour la région du Morgon, comme l'équivalent du Bathonien inférieur. Ici, les brèches sont transgressives sur les calcaires dolomitiques du Trias supérieur.

La question de la limite supérieure du Dogger dans les Montagnes d'Escreins et même dans le Briançonnais en général reste beaucoup plus problématique. Aucun élément faunique n'y est en effet connu en dehors des couches à *Mytilus*, et seules les frappantes analogies lithologiques, avec la série dont Mme GUBLER-WAHL faisait autrefois du Callovien et dont l'âge Bathonien supérieur vient d'être démontré par M. SCHNEEGANS, permettent de penser que le Bathonien supérieur y est aussi représenté.

MALM (Jurassique supérieur).

Je désigne ici, sous le nom de Malm, un ensemble lithologique principalement calcaire qui, lorsque la série des terrains est complète, se place normalement entre le Dogger et les Marbres en plaquettes (Crétacé supérieur). Il débute par une formation rognonneuse, généralement rouge ou verte, exploitée autrefois comme marbre aux environs de Guillestre et se continue par des calcaires rosés à pâte très fine.

A. — Caractères lithologiques.

1° CALCAIRES ROGNONNEUX DE BASE. — De tous les niveaux briançonnais, c'est certainement celui qui, sous le faciès bien connu de « Marbre de Guillestre », offre la physionomie générale la plus constante et la plus homogène. Aussi ce terrain a-t-il depuis très longtemps attiré l'attention des géologues

alpins, et dès 1860, Ch. Lory [4, p. 566] en a fourni une description lithologique assez exacte. C'est pour lui « un calcaire compact rempli de nodules à enduits lustrés qui lui donnent un aspect bréchiforme, et ces nodules sont souvent des moules d'Ammonites très déformés par la compression ».

Il s'agit là en réalité d'un des niveaux de *fausse brèche* si fréquents dans le Jurassique supérieur de toute la région méditerranéo-alpine. Mais il importe de remarquer qu'il diffère lithologiquement du niveau de fausse brèche du Tithonique des mêmes régions en ce que les rognons ne sont pas ici soudés par du calcaire, mais sont épars dans la marne. Notre « Marbre de Guillestre » se rapproche ainsi plus particulièrement des niveaux rognonneux si répandus dans le Lusitanien du Sud-Est de la France et il est généralement considéré comme un sédiment peu profond. Nous constaterons en effet qu'en certains points de notre région et notamment à la Crête de Vars, il est partiellement ou totalement remplacé par un faciès très riche en débris de Crinoïdes.

Ce niveau pseudo-bréchoïde, souvent transgressif sur le Trias supérieur, repose aussi parfois sur les assises du Jurassique moyen. Il n'occupe que la base du Malm et se présente avec une teinte générale rouge violacée plus ou moins foncée, la matière marneuse qui remplit les interstices entre les nodules étant plus foncée que ceux-ci. Tel est, dans la région, l'aspect le plus général des assises de base du Malm; c'est en particulier celui que l'on observe dans les carrières de Guillestre, à Peyre-Haute, sur la route de Vars, dans le massif de la Mortice, etc...

2° Schistes rouges du Malm. — Dans les assises précédentes s'intercalent très fréquemment de petits bancs de schistes rouges qui ont été souvent confondus avec certains niveaux des « Marbres en plaquettes » que nous décrirons plus loin. Mais leur étude aux environs de Guillestre nous a montré, à M. L. Moret et à moi [76], des caractères microscopiques bien particuliers; « leur masse est fortement pigmentée par de l'oxyde de

fer et encombrée de débris calciteux en grandes plages et de formes diverses : bâtonnets, parallélogrammes, triangles plus ou moins réguliers, fourches, etc...; tous ces débris, à de rares exceptions près, présentent l'extinction en un seul temps, comme cela est le cas pour les fragments d'Echinodermes. La présence dans les schistes rouges de ces corps indéterminés, accompagnés en outre, dans quelques cas, de nids de Radiolaires, est suffisamment constante et caractéristique pour que l'on ne puisse pas confondre au microscope les schistes jurassiques et les schistes crétacés à Rosalines, lorsque, par suite d'une apparente continuité de ces formations sur le terrain, le doute est possible ».

3° Calcaires rosés du Malm supérieur. — La partie supérieure du Malm est constituée par des calcaires blancs ou plus généralement rosés, parfois gris ou noirs, très fins et très caractéristiques qui, au microscope, présentent de nombreuses sections de *Calpionella alpina* Lorenz. Leur cassure esquilleuse et leur aspect savonneux sur les parties polies ont souvent prêté à confusion avec les calcaires dits phylliteux de la base du Trias supérieur. La cassure présente fréquemment des taches ocreuses, roses ou saumonées, irrégulières, et rappelle ainsi beaucoup celle des « Calcaires du Château » de Crussol, si riches en fossiles et que Haug considérait comme représentant le Tithonique jusqu'à sa partie moyenne. Notre niveau supérieur est bien développé, en particulier au voisinage immédiat de Guillestre, sur la route de Vars, où il supporte la table d'orientation récemment installée par le T. C. F. (fig. 4).

B. — Répartition.

Le Malm, qui présente dans son ensemble une épaisseur moyenne de 60 à 80 mètres, est toujours transgressif sur les assises plus anciennes. Dans les unités tectoniques inférieures des Montagnes d'Escreins, où le Bathonien fait entièrement

défaut, on le voit raviner très nettement les calcaires dolomitiques du Trias supérieur. Par contre, dans la nappe supérieure de la même région, le calcaire rognonneux de base repose en

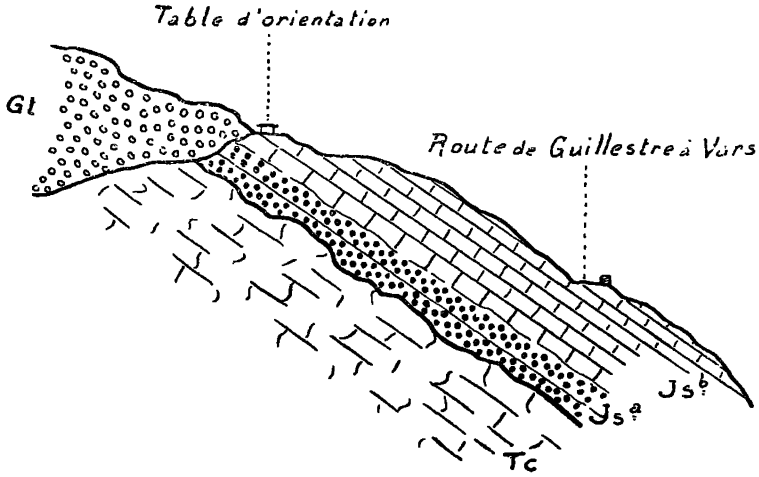

Fig. 4. — Coupe du Malm de la route de Guillestre à Vars en amont de Peyre-Haute

Gl. : glaciaire ; Jsb : calcaires rosés à Calpionelles ; Jsa : calcaires rognonneux et schistes rouges du Malm (1m50 à 2m) ; Tc : calcaires du Trias supérieur.

général directement sur les assises fossilifères du Bathonien (Lac des Neuf-Couleurs, Crête de Vars, Vallon d'Escreins, Massif de la Font-Sancte, Crête des Aspaturas, Massif de la Main de Dieu, etc...).

De même que les calcaires dolomitiques du Trias supérieur, les calcaires rosés du Malm, avec leur faciès pseudo-bréchoïde de base, jouent dans la région un rôle morphologique important.

1° Nappes inférieures (I et II). — Dans les nappes inférieures, le Malm n'a plus qu'un très faible développement; notons-y dans la nappe II les petits pointements de Malm des

environs du village de Langieu avec ses variétés roses et noires, et dans la nappe I l'affleurement de la route de Réotier, réduit à quelques mètres d'un calcaire rose très recristallisé que j'attribue d'ailleurs avec doute au Malm.

2° Nappe supérieure. — Dans la nappe III, ce sont les assises du Malm qui forment la longue paroi rocheuse qui s'étend en direction Nord-Ouest - Sud-Est sur près de 8 kilomètres de longueur, depuis la Crête de la Saume jusqu'au Pic Nord de la Font-Sancte; cette arête, qui comprend un certain nombre de sommets importants, passe par les points 2736, 2834, 3035 et 3007, dominant au Sud-Ouest la région de Ceillac et au Nord le haut Vallon des Pelouses. Après une courte interruption correspondant au Col d'Oruit (Col des Rouits des habitants du pays), qui, du fond du Vallon des Pelouses, donne accès aux vastes pâturages des Prés Sébeyrand, elle se poursuit au Sud-Est par les sommets 2980, 3066 et 3159 et constitue un important massif entre les deux branches du haut Vallon Claus. Plus au Sud enfin, notre bande de Malm s'amincit considérablement et présente des étirements très marqués jusqu'à son extrémité méridionale. Elle forme en particulier les parois rocheuses verticales qui barrent le fond du Vallonet et du Vallon de la Font-Sancte.

Le Malm constitue également les abrupts qui dominent le Vallon des Pelouses au Nord-Est depuis son entrée jusqu'à plus d'un kilomètre en amont de la cabane de bergers, ainsi que la petite falaise intermédiaire entre les deux précédentes.

A l'Ouest du Vallon des Pelouses, nous rencontrons encore la même formation à l'extrême base des escarpements que franchit le sentier de la Crête de Panettrelle à son départ du vallon; elle forme aussi quelques falaises au pied Nord du Pic d'Escreins; on la retrouve plus au Sud, sur le flanc oriental de la Dent de Rocher, et on la voit longer la rive droite du Vallon Claus en une bande plus ou moins accidentée, visible de loin sur les flancs du Massif de la Main de Dieu. Là, en particulier,

les assises de calcaire rose se présentent en bancs bien lités de 0 m. 30 à 0 m. 40 d'épaisseur et sont fortement redressés, ainsi qu'on peut l'observer à environ 700 mètres au Sud-Est de la Dent de Rocher (photo, pl. XIV).

Entre le Vallon Claus et le Haut Rif-Bel, le Malm constitue une ceinture rocheuse continue à la Crête des Aspaturas, dont j'ai précédemment donné la coupe détaillée, et se poursuit en deux bandes parallèles et étirées formant le synclinal de la Barre des Chèvres et une partie du Pic de Panestrel.

Mais c'est surtout dans le Massif de la Mortice qu'il offre les affleurements les plus étendus. Aux environs du Col de Sérenne et du Lac des Neuf-Couleurs en particulier, les falaises occidentales de ce massif sont à peu près entièrement formées par des calcaires roses du Malm, à la base desquels le niveau pseudo-bréchoïde des Marbres de Guillestre forme trois ou quatre intercalations successives très nettes. La même bande peut être suivie au Sud-Est jusqu'aux environs immédiats de Sérenne, où on la voit s'ennoyer dans le Flysch (voir pl. XVIII). Elle présente là au Pont du Châtelet, où elle est exploitée depuis de nombreuses années, des variétés rouges et vertes. Au Nord-Ouest, elle s'ennoie dans le Flysch le long du Vallon Laugier et présente encore quelques affleurements, notamment à la hauteur de la cabane de bergers, sur la rive gauche du torrent, puis, très fortement laminée, elle disparaît en face des ruines du village d'Escreins.

Les autres affleurements de Malm sont beaucoup moins développés. On en retrouve çà et là quelques pointements à l'Est du village de Sainte-Marie, sur le flanc occidental de la Pointe de Pastourlet. Sur la Crête de Vars, le calcaire rognonneux de base repose sur les assises fossilifères du Bathonien et présente plusieurs *intercalations zoogènes* constituées en grande partie par des *débris de Crinoïdes*.

Le Malm forme encore une étroite bande plus ou moins hachée par l'érosion ou par des failles, qui affleure sur la rive gauche du torrent de Chagne, en aval du village de Saint-Mar-

cellin, traverse ce cours d'eau vers l'embouchure du torrent du Mélezet, se continue sur les flancs du Massif de Combe-Chauve, où se trouvent en particulier les célèbres carrières de Guillestre, constitue les affleurements du Pain de Sucre près de Guillestre, sur la rive gauche du Guil et se poursuit vers le Nord au-dessus du village d'Eygliers.

3° Zone du Col Tronchet. — On trouve ici un type de Malm différent du Malm briançonnais décrit plus haut; il est représenté dans la Haute-Ubaye, près de Combe-Brémond (voir pl. XX et pl. IV, coupe n° 9), par des *radiolarites* accompagnées de roches manganésifères et formant le flanc inverse de « l'anticlinal permo-triasique de Combe-Brémond - Col Tronchet » ; cette région est d'ailleurs à l'Est de la limite de ma carte.

L'aspect macroscopique de ces roches les caractérise indubitablement comme des radiolarites; mais en coupes minces, je n'ai pu y reconnaître aucune trace de Radiolaire, ce qui est d'ailleurs habituel dans les roches aussi laminées.

Dans les zones intra-alpines françaises, les radiolarites sont considérés depuis longtemps comme des dépôts pélagiques du Malm. Mais jusqu'à présent on n'en connaissait que deux types de gisements : un type interne intimement lié aux Schistes lustrés et aux Roches vertes; un type franchement briançonnais récemment signalé par M. D. Schneegans [101] dans le Massif de Montbrison [1].

Il est donc intéressant de retrouver précisément dans notre zone de passage ces mêmes radiolarites.

---

[1] J'ai observé également avec M. Ch. Pussenot des intercalations de radiolarites à la base du Malm de Notre-Dame-des-Neiges (voir ci-après p. 115).

C. — Faune des calcaires de Guillestre.

Historique.

Comme la plupart des terrains intra-alpins dont l'âge n'est pas établi d'une façon suffisamment précise par des fossiles bien caractéristiques, les calcaires de Guillestre ont donné lieu à de nombreuses discussions et à des interprétations très diverses.

Jusqu'en 1863, toutes les assises calcaires que nous savons aujourd'hui appartenir aux divers niveaux allant du Trias au Jurassique supérieur étaient attribuées au Lias et désignées sous le nom de « Calcaires du Briançonnais », et de fait, en 1860, Ch. Lory recueillait dans les calcaires de Guillestre quelques fossiles très mal conservés qu'il attribuait au Lias. En effet, il avait cru y reconnaître : *Ammonites bifrons* Brug; *A. mucronatus* d'Orb. et une forme voisine de *A. Holandrei* d'Orb., ainsi que *Belemnites tripartitus* et *B. brevis*.

Plus tard, en 1883, Ch. Lory [8] découvrait à Guillestre, chez l'Intendant de Lavalette, des fossiles provenant des carrières de Guillestre qui le conduisirent à modifier sa première interprétation. Il reconnut parmi eux un *Perisphinctes* insuffisamment caractérisé; une *Ammonite* ressemblant à *A. transversarius; Belemnites hastatus* Bl.; *B. latesulcatus* Wolz; *Aptychus laevis latus* Qu. (= *A. latus* Park.) et classa alors les marbres de Guillestre dans l'Oxfordien.

Enfin W. Kilian en 1893 [19] attribua pour la première fois ces calcaires au Tithonique, d'après la découverte qu'il fit d'un gisement fossilifère sur le versant Sud-Est du Roc du Grand Galibier, où il recueillit : *Aptychus Beyrichi* Zitt.; *Aptychus punctatus* Woltz; *Lytoceras* sp.; *Phylloceras* sp.; *Perisphinctes* sp.; *Belemnites* (*Duvalia*) *latus* Blainv.; *Belemnites* (*Hibolites*) *Conradi* Kil.; *Rhynchoteuthis; Phyllocrinus* sp. Il reprit alors la détermination des deux Ammonites découvertes par Ch. Lory

et attribua la première (*Perisphinctes*) à *Berriasella Picteti* Jacob (in coll.) et la seconde (*A. transversarium*) à *Peltoceras Fouquei* Kil.

En 1900, W. KILIAN [51, t. II, 2e fasc., p. 229] signala aussi au Massif du Galibier (Lac de la Ponsonnière), dans des calcaires roses du même niveau, la présence de *Pygope* du groupe de *P. diphya*, et il en fit alors l'équivalent du Tithonique (*Diphya-Kalk*) de Roveredo dans le Tyrol méridional.

D'ailleurs, quelques points privilégiés, notamment les Massifs de Chabrières et de Piolit, aux environs de Chorges, avaient fourni à GORET en particulier, après de patientes recherches, un certain nombre de fossiles, de sorte que, en 1908, W. KILIAN et RÉVIL résument l'état de nos connaissances sur les faunes briançonnaises à ce moment-là [51, t. II, 2e fasc., p. 238]. D'après eux, la liste complète des espèces des calcaires du Malm alors connues comporte les formes suivantes :

Dent de Squale;
Belemnites (*Aulacobelus*) sp., probablement *B. semisulcatus* Münst;
Belemnites (*Aulacobelus, Hibolites*) sp.;
Duvalia lata Blainv. sp.;
Lytoceras cf. *quadrisulcatum* d'Orb. sp.;
Phylloceras serum Opp.;
Phylloceras Kochi Opp.;
Phylloceras Calypso d'Orb. sp. (= *P. silesiacum* Zitt.);
Sowerbyceras Loryi M. Chalm. sp.;
Lissoceras climatum Opp. sp.;
Lissoceras carachtheis Zeuschn. sp.;
Waagenia hybonota Benecke sp.;
Peltoceras Fouquei Kil.;
Perisphinctes pseudocolubrinus Kil.;
Perisphinctes sp. voisin de *P. transitorius* Opp. et de *P. Vandelii* Choff.;
Perisphinctes fraudator Zitt.;
Berriasella Picteti Jacob (= *A. privasensis* Pict. pro parte);
Berriasella incomposita Ret. sp.;
Aptychus punctatus Woltz;
Aptychus Beyrichi Zitt.;
Aptychus latus Park. (*A. laevis latus* Qu.);
Pygope sp.;
Phyllocrinus sp.;
Polypiers.

Dans le Sud de la Zone du Briançonnais, et plus spéciale-

ment dans la région de l'Ubaye, le Jurassique supérieur est représenté par un faciès zoogène à polypiers très différent de tous les types lithologiques que je viens de décrire dans les Montagnes d'Escreins. Il est en effet constitué par des calcaires d'un gris cendré plus ou moins clair, ou même complètement blancs, passant parfois latéralement au Marbre de Guillestre et dans lesquels les fossiles suivants ont été recueillis [51, t. II, 2e fasc., p. 243] :

Belemnites (courte espèce rappelant *B.* (*Duvalia*) *conicus* Blainv.;
Lissoceras elimatum Zitt. sp.;
Perisphinctes cf. *pseudocolubrinus* Kil.;
Nerinea sp.;
Itiera sp. et Gastropodes indéterminables;
Pecten (*Chlamys*) *vimineus* Sow.;
Heterodiceras sp.;
Terebratula cf. *moravica* Glock.;
Cidaris glandifera Münst.;
Apiocrinus sp.;
Polypiers;
Calamophyllia sp.;
Desmoseris sp.;
Thecosmilia sp. voisin de *Th. Kiliani* Koby;
Hydrozoaires; Miliolidés, Algues calcaires.

A en juger d'après ces listes, la faune restreinte du Malm intra-alpin, bien que ne permettant pas d'établir un parallélisme détaillé et rigoureux avec le Jurassique supérieur d'autres régions, comporterait du *Tithonique indubitable.*

D'ailleurs, les recherches de Portis, Franchi, Baldacci et di Stefano signalent la prolongation en Italie des deux faciès précédents, et il ressort des travaux de Portis notamment[1] que la plupart des espèces recueillies appartiennent à la partie inférieure du Tithonique. Mais les faunes signalées par ces auteurs sont surtout récifales et ne comportent qu'un petit nombre de Céphalopodes.

Or, dans la région briançonnaise, l'horizon fossilifère prin-

[1] Dans une note récente, M. D. Schneegans [126] est conduit à penser que le Calcaire de l'Argentière, qui a fait l'objet d'intéressantes études de Portis, pourrait bien appartenir au Dogger et non au Tithonique.

cipal qui a fourni les éléments de la liste de fossiles publiée par KILIAN et RÉVIL est constitué par les calcaires amygdalaires de base. KILIAN était donc conduit à ranger dans le Tithonique tout ce que j'appelle Malm.

Mes recherches dans les Montagnes d'Escreins et les régions voisines m'amènent au contraire à penser que plusieurs étages du Jurassique supérieur sont représentés dans les assises que je réunis sous le nom de Malm.

J'ai signalé en effet [85 et 86] dans la région briançonnaise, au Nord des Montagnes d'Escreins, un Tithonique à faciès très spécial *bien caractérisé* par une riche faune et particulièrement développé au Col du Lauzon, près d'Arvieux, dans l'angle Sud-Est de la feuille de Briançon au 80.000e.

J'en étudierai tout d'abord la faune qui constitue l'un des plus précieux points de repère stratigraphiques des zones intra-alpines françaises, et je serai ainsi conduit à examiner ses rapports avec les calcaires amygdalaires de Guillestre.

D. — Tithonique du Col du Lauzon.

L'histoire de la découverte de ce gisement est assez curieuse et mérite d'être retracée ici. M. JUNG, alors Assistant de géologie à l'Université de Strasbourg, lors d'un séjour à Saint-Véran (Hautes-Alpes), reçut de M. le Pasteur DUPASQUIER une Ammonite extrêmement mal conservée recueillie par ses jeunes Eclaireurs; il la remit à M. GIGNOUX. Ce dernier, sachant que je travaillais dans la région, m'engagea à rechercher le gisement d'où provenait ledit échantillon, et au cours des campagnes d'été de 1925 et 1926, grâce aux aimables indications de M. DUPASQUIER, je parvins à retrouver le banc fossilifère en place. Je pus alors, pour la première fois, constater sa grande richesse tant par le nombre des individus que par leur variété.

Mes premières explorations m'ont en effet permis d'y recueillir 25 espèces différentes, dont je fournirai plus loin la liste.

Deux itinéraires principaux donnent accès au gisement situé entre Arvieux et La Roche-de-Rame, sur les premiers contreforts occidentaux du Pic de Balard, au Nord du Col de la Rousse et à une altitude de 2700 mètres environ.

Le premier consiste à partir d'Arvieux et à prendre au hameau du Coin le sentier du Lac du Lauzon qui, après avoir contourné au Nord la dépression du lac, aboutit au Col du Lauzon. Là on aperçoit déjà dans la roche, sur le versant qui domine les Lacs de Néal, quelques sections de fossiles, et il suffit alors de suivre ces bancs vers le Nord pendant 200 à 300 mètres pour rencontrer le point fossilifère principal.

L'autre itinéraire consiste à prendre au village de Brunissard, sur la route des Alpes, au pied du Col d'Izoard, le chemin des chalets de Clapeyto. De là, un petit sentier conduit à travers les pâturages au pied des éboulis du Pic de Balard qu'il faudra remonter pour arriver au gisement.

La roche y est constituée par des calcaires gris-cendré et forme un véritable *magma de fossiles,* principalement d'Ammonites. Les fossiles y sont extrêmement nombreux, généralement de petite taille. Ils sont souvent plus ou moins enchevêtrés et quelquefois fragmentés, mais *jamais roulés.*

Les assises fossilifères, qui ont une épaisseur de 10 à 15 mètres, se poursuivent vers le Sud et se retrouvent au Col du Lauzon. En ce point *elles reposent sur 2 à 3 mètres de « Marbre de Guillestre »* typique et sont recouvertes vers l'Ouest par les Marbres en plaquettes.

La carte géologique levée pour cette région par W. Kilian n'y mentionne pas la présence de Malm et la crête qui sépare le Col du Lauzon du Col de la Rousse y est considérée comme un synclinal de calcaires du Lias avec un petit lambeau de Marbres en plaquettes.

Mes explorations du gisement tithonique du Col du Lauzon m'ont permis d'y recueillir les fossiles énumérés dans le tableau ci-après (p. 90) et qui sont déposés dans les collections de la Faculté des Sciences de Grenoble.

Au microscope, la roche montre, en outre, de nombreux débris de Mollusques et spécialement de Gastropodes, des fragments d'Echinodermes et des Bryozoaires. On y observe aussi des régions plus finement grenues avec de rares sections de *Calpionella alpina,* ainsi que des grains de glauconie souvent inclus dans des cristaux de calcite, indice d'une recristallisation postérieure à la formation du dépôt.

Dans le but d'établir l'âge exact de la faune du Col du Lauzon, j'annexerai à mon travail un tableau comparatif résumant les relations que présentent entre elles les principales faunes tithoniques connues en Europe (p. 90).

L'examen de ce tableau nous montre tout d'abord une série de Céphalopodes peu caractéristiques, tels que : *Lissoceras carachtheis, Lytoceras quadrisulcatum, Lytoceras sutile, Phylloceras semisulcatum,* qui ont une grande extension géographique et que l'on rencontre indistinctement, en particulier dans les régions méditerranéo-alpines, à tous les niveaux du Tithonique et même parfois dans les étages inférieurs.

Par contre, *Oppelia Gemmellaroi, Oppelia Fallauxi, Cosmoceras adversum, Lissoceras rhinotomum, Simoceras admirandum, Nebrodites agrigentinum* offrent une répartition géographique et stratigraphique bien particulière. Elles semblent, en effet, rigoureusement cantonnées dans le *Tithonique inférieur,* où elles ont été signalées en de rares localités telles que le Pouzin (Ardèche) et surtout Rogoznik dans les Carpates, dont la faune a fait l'objet de la belle monographie de Zittel.

On voit donc que la plupart des espèces que j'ai récoltées au Col du Lauzon appartiennent au *Tithonique inférieur;* les formes du Tithonique moyen et du Tithonique supérieur (*Perisphinctes contiguus, Berriasella privasensis*) sont en effet beaucoup plus rares.

La présence d'une telle faune au Col du Lauzon et l'abondance de certaines espèces (*Oppelia Gemmellaroi*) présentent donc un grand intérêt. C'est en effet la première fois que ces formes si spéciales sont signalées dans les Alpes. De plus, le

D. — Tableau comparatif des principales faunes du Tithonique en Europe.

LISTE DES ESPÈCES	Col du Lauzon	Apennin central	Carpates (Rogoznik)	Stramberg	Iles Baléares	Andalousie	Préalpes fribourgeoises	ARDÈCHE	
								Le Pouzin	Chomérac
Rhynchomytilus Lorioli Opp. sp.	+		++	+					
Glossothyris Bouei Zeuschner sp.	+	+	+++		+	+	++	+	
Terebratula gr. de *carpathica* Zitt.	+		++				+	++	
Aptychus Beyrichi Opp.	+				+	+++	+++	++	+
Oppelia Gemmellaroi Zitt.	+++++		+						
Oppelia Fallauxi Opp.	++	+	++	+			+	+	
Cosmocera adversum Opp. sp.	+	+	+						
Lissoceras rhinotomum Zitt. sp.	+		+					+	
Lissoceras carachtheis Zeuschn. sp.	++	+	++	++	+	+	++	++++	+++++
Lissoceras Grasi d'Orb. sp. var. *Tithonium* Opp.	+				+	+			++
Lytoceras quadrisulcatum d'Orb. sp.	++	+++	+++	+++	+	+++	++	+++	++
Lytoceras sutile Opp. sp.	+	++	+	+	+		+	++	+
Phylloceras semisulcatum d'Orb. sp.	++	+++	++	+++	++	++++	+++	+++++	+++
Phylloceras serum Opp.	+	++	++	+	++	+		+	
Phylloceras Calypso d'Orb. sp.	+				+++	+++	+		
Simoceras admirandum Zitt.	+	++	+						
Simoceras pulchellum Gemm.	+								
Nebrodites agrigentinum Gemm.	+				+				
Perisphinctes Gevreyi Toucas	+				+			++	
Perisphinctes pseudocolubrinus Kil.	++	++	++		++	++	+	+++	
Perisphinctes geron Zitt.	+	+	+		+	+		+	
Perisphinctes transitorius Opp. sp.	++				+	+++	++		++
Perisphinctes contiguus Cat.	+	+	+		+	++		+	
Berriasella privasensis Pict. sp.	+				+	+++			+++

(Le nombre de + est en rapport avec la fréquence.)

gisement du Col du Lauzon, dont les analogies avec celui de Rogoznik sont manifestes, est situé au voisinage de la Zone des Schistes lustrés, c'est-à-dire sur le versant oriental de la Cordillère briançonnaise, et il est fort probable que de nouvelles explorations dans les régions voisines conduiront à la découverte de nouveaux gisements soit au Nord, soit au Sud.

Très intéressante est une observation faite par Mme Gubler-Wahl dans la zone externe de la nappe de l'Ubaye (Tête Ronde, près d'Allos); là, la brèche de base du Lutétien contient d'énormes galets de calcaires du Tithonique semblables à ceux du Col du Lauzon. « Il est absolument impossible, dit cet auteur [89, p. 93], de distinguer les échantillons provenant des deux localités différentes pourtant très éloignées l'une de l'autre. » Ce fait, qui démontre à l'époque du Jurassique supérieur l'extension du faciès carpatique à l'Ouest de la Cordillère briançonnaise jusque dans la Zone du Flysch, nous conduit à penser qu'à cette époque, de larges communications marines existaient dans toutes les zones intra-alpines, depuis les Carpates jusque dans notre Briançonnais et dans sa bordure (Zone du Flysch).

Il importe de rappeler ici que, dès le Rhétien, on observe de grandes ressemblances entre les faunes carpatiques et celles qui ont été découvertes en différents points du Briançonnais. W. Kilian a depuis longtemps insisté sur les différences très nettes qui existent entre les faunes rhétiennes du type souabe de la première zone alpine et les formes du même niveau de la Zone du Briançonnais auxquelles la présence de *Terebratula gregaria* Suess et de *Rhabdophyllia longobardica* Stopp. communique un cachet nettement carpatique qui, d'après cet auteur, va en s'accentuant vers l'Est.

E. — Age des calcaires amygdalaires de Guillestre.

La position stratigraphique des calcaires amygdalaires, *immédiatement au-dessous des assises du Tithonique du Col du Lau-*

zon, permet de penser qu'ils y représentent un niveau plus ancien.

De plus, dans la liste des fossiles des calcaires amygdalaires publiée par KILIAN et RÉVIL, il convient de remarquer la présence d'un grand nombre de *Phylloceras* et de *Lytoceras,* généralement mal conservés et dont l'extension stratigraphique est trop grande pour permettre d'en préciser l'âge. D'autre part, les *Aptychus* signalés par KILIAN et RÉVIL se retrouvent aussi à des niveaux bien inférieurs de diverses régions; ainsi *A. latus* et *A. punctatus* sont cités par P. FALLOT dans l'Oxfordien et le Rauracien des Iles Baléares.

D'après les déterminations de W. KILIAN, il ne subsisterait donc comme formes vraiment intéressantes et caractéristiques que les espèces suivantes : *Peltoceras Fouquei* Kil.; *Waagenia hybonota* Opp. sp.; *Perisphinctes pseudocolubrinus* Kil.; *Perisphinctes* sp. voisin de *P. transitorius* et de *P. Vandelii* Choff.; *Perisphinctes fraudator* Zitt.; *Berriasella incomposita* Ret.; *Berriasella Picteti* Jacob (in coll.) (=*A. privasensis Picteti* p. parte); *Duvalia lata* Blainv. sp.; *Pygope* sp.

Certaines d'entre elles nécessitent quelques réserves, et notamment *P. Fouquei* qui vient de faire de la part de M. P. FALLOT l'objet de très intéressantes remarques. Dans une étude du Jurassique supérieur subbétique, M. FALLOT [105] est en effet conduit à des conclusions très importantes qui modifient singulièrement les conceptions actuelles sur la stratigraphie du Jurassique supérieur des régions méditerranéennes. Reprenant en particulier les beaux travaux de W. KILIAN sur la faune du Tithonique de Cabra (Andalousie), de NICKLES sur les régions subbétiques et de PERVINQUIÈRE sur la Tunisie septentrionale, il précise la part des confusions dues aux similitudes de faciès et aux mélanges survenus au cours de la récolte des fossiles.

Dans la région Nord de La Peña Rubia notamment, à la Cuesta de Mata (Andalousie), il est conduit à distinguer, d'après des faunes *correctement recueillies;*

a) Un Lusitanien inférieur et moyen représenté par un *cal-*

caire noduleux rouge sombre plus ou moins coupé par un banc de *fausse brèche* plus claire;

b) Un Lusitanien supérieur et Kiméridgien représenté par des calcaires lités gris;

c) Un Tithonique inférieur formé de calcaires lités clairs, gris ou roses en bancs massifs ou en fausse brèche;

d) Un Tithonique supérieur formé de calcaires plus colorés en rouge ou en rose.

Il remarque en particulier que *Peltoceras Fouquei* Kil., décrit du Tithonique par W. KILIAN, *se place ici normalement dans le Lusitanien;* d'autre part, M. SOLIGNAC [87] a récolté la même forme dans l'*Argovien* de la Tunisie septentrionale.

La présence de *Peltoceras Fouquei* dans le Calcaire de Guillestre et mes observations au Col du Lauzon m'ont incité à revoir les fossiles cités par W. KILIAN dans le Marbre de Guillestre. La plupart d'entre eux appartiennent aux collections du Laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble, où j'ai pu les étudier à loisir, sauf trois (*Perisphinctes pseudocolubrinus* Kil.; *Perisphinctes fraudator* Zitt.; *Berriasella incomposita* Ret. sp.) qui n'ont pas été retrouvés.

J'ai donc étudié à nouveau les échantillons suivants qui, seuls, m'ont paru susceptibles d'une diagnose paléontologique.

Waagenia hybonota Opp. sp.

1863. *Ammonites hybonotus* Oppel. — Pal. Mitth., p. 254, pl. LXXI, fig. 1-3.
1863. *Ammonites Autharis* Oppel. — Pal. Mitth., p. 255, pl. LXXI, fig. 4-6.
1868. *Ammonites hybonotus* Benecke. — Geogn. paläontol. Beiträge, p. 187, pl. XI, fig. 1 a-c.
1869. *Waagenia hybonota* Toucas. — Jurass. sup. de l'Ardèche (*B. S. G. F.*, 3e série, t. XVII, 1889, p. 732).
1908-1911. *Waagenia hybonata* E. Haug. — Traité de Géologie, II (2), p. 1101, fig. 338.

Le fragment de tour adulte étudié par KILIAN est très nettement caractérisé par ses deux rangées de tubercules latéraux,

ses larges côtes aplaties et son sillon ventral, mais les carènes crénelées qui bordent ce sillon dans la figure d'Oppel ne sont pas conservées ici. Il provient des environs de Chorges (Hautes-Alpes), où il a été recueilli par M. GORET dans des blocs d'éboulis provenant du Pic de Chabrières.

Il y a lieu de remarquer que *Waagenia hybonota* n'est pas nettement caractéristique du Tithonique; elle est signalée dans le Kiméridgien de diverses régions; TOUCAS [12] notamment l'a recueillie à ce niveau à Chomérac (Ardèche).

Peltoceras transversarium Quenst. sp. var. **Fouquei** Kil.

1880. *Ammonites transversarius* Quenst. Collot. — Descript. géologique des environs d'Aix-en-Provence. Montpellier, 1880, p. 149.
1883. *Ammonites transversarius* Ch. Lory. — Sur deux faits nouveaux de la géologie du Briançonnais (*B. S. G. Fr.*, 3e série, t. XII, p. 117).
1872-1882. *Ammonites transversarius* Gemmellaro. — Sopra alcune faune giuresi e liasiche della Sicilia, pl. XIII, fig. 1-2; pl. XX, fig. 16-17, p. 120 et 166.
1889. *Peltoceras Fouquei* Kil. — Mission d'Andalousie, p. 631, pl. XXVI, fig. 2 a-b.
1912. *Peltoceras Fouquei* Kilian et Révil. — Et. Géol. dans les Alpes occidentales, p. 213, pl. XV, fig. 5.
1927. *Peltoceras Fouquei* Solignac. — Et. Géol. de la Tunisie septentrionale, p. 55.
1931. *Peltoceras Fouquei* P. Fallot. — Contrib. à l'ét. du Jur. sup. subbétique (*Bol. Real. Soc. Española de Hist. Nat.*, t. XXXI, p. 113).

L'exemplaire dont je reprends ici l'étude provient des collections DE LAVALETTE à Guillestre; il a fait *lui-même* l'objet de remarques de COLLOT et de Ch. LORY qui, l'un et l'autre, l'ont attribué à *Peltoceras transversarium*. Mais depuis, W. KILIAN a séparé de l'espèce de Quenstedt, sous le nom de *P. Fouquei*, une forme recueillie par lui en Andalousie et qui présente avec elle quelques différences tant dans le nombre des côtes que dans leur forme et leur direction; il en rapproche alors la forme de Guillestre.

Il semble cependant que *Peltoceras Fouquei* Kil. doive être considéré comme une simple variété de *P. tranversarium*. KILIAN

a créé une espèce distincte vraisemblablement à cause du niveau plus élevé qu'il croyait devoir lui attribuer, considérant alors *P. transversarium* comme une forme ancestrale de *P. Fouquei.*

Nous avons vu que P. FALLOT a manifesté son étonnement de voir cette forme signalée à des niveaux très élevés du Jurassique, alors qu'il l'a recueillie lui-même *d'une façon sûre* dans l'*Argovien* de diverses régions, et il explique cette anomalie par un mélange probable au cours de la récolte des fossiles.

Or, la plupart des échantillons de fossiles des Marbres de Guillestre proviennent de collections diverses ou ont été récoltés dans des éboulis de régions souvent assez éloignées, de sorte que leur signification stratigraphique n'a pas la précision que leur attribue W. KILIAN.

La forme de Guillestre, d'ailleurs figurée par KILIAN [51, t. II, 2e fasc., pl. XV, fig. 5], est très voisine de la forme andalouse, et nous verrons plus loin qu'elle caractérise vraisemblablement, dans les régions intra-alpines comme dans les régions étudiées par P. FALLOT, un niveau très bas du Malm, probablement l'Oxfordien supérieur ou le Lusitanien inférieur (Argovien).

J'ai recueilli dans les calcaires rognonneux du Signal de Vars un fragment d'Ammonite que je rapporte à la même espèce.

Perisphinctes Orbignyi de Loriol.

1845. *Ammonites biplex* d'Orb. (non Sow.) in Murchison, Verneuil et Keiserling. — Géologie de la Russie d'Europe, paléontologie, p. 445, pl. XXXVII, fig. 3 et 4.

1847. *Ammonites biplex* d'Orb. (non Sow.). — Pal. franç. terr. Jurass., t. I, p. 509, pl. CXCII, fig. 1-2.

1875. *Perisphinctes plicatilis* von Ammon. — Die Ablagerungen zwischen Regensburg und Passau, p. 175.

1876. *Perisphinctes* cf. *plicatilis* E. Favre. — Descr. des foss. du terrain Oxfordien des Alpes fribourgeoises (*Mém. Soc. pal. Suisse*, vol. III, 1876, p. 43, pl. IV, fig. 12).

1880. *Ammonites* cf. *plicatilis* L. Collot. — Descr. géol. des environs d'Aix-en-Provence, p. 149.

1893. *Perisphinctes plicatilis* Choffat. — Descr. de la faune jurass. du Portugal, Céphalop. du Lusitanien, p. 36, pl. III, fig. 5-6.

1896. *Perisphinctes plicatilis* de Loriol. — Et. sur les Moll. et Brachiop. de l'Oxfordien sup. et moyen du Jura Bernois, I, p. 25, pl. VIII, fig. 1.
1898. *Perisphinctes plicatilis* de Riaz. — Descr. des Ammonites des couches à *Peltoceras transversarium* de Trept, p. 9, pl. III, fig. 1-3.
1899. *Perisphinctes plicatilis* Siemiradski. — Monographische Beschreibung der Ammoniten Gattung *Perisphinctes*, p. 251.
1903. *Perisphinctes Orbignyi* de Loriol. — Et. sur les Moll. et Brachiop. de l'Oxfordien sup. et moyen du Jura Lédonien, II, p. 81, pl. XI, fig. 2.
1912. *Berriasella Picteti* Jacob passant à *B. Lorioli* Zittel, Kilian et Révil. — Et. géol. dans les Alpes occidentales, II (2), p. 212, pl. XV, fig. 6.
1927. *Perisphinctes Orbignyi* Solignac. — Et. géol. Tunisie septentrionale, p. 55.
1928. *Perisphinctes Orbignyi* P. Fallot. — Notes stratigraphiques sur la chaîne subbétique (*Bol. Real. Soc. Española de Hist. Nat.*, t. XXVIII, p. 281).

Un seul exemplaire provenant des collections DE LAVALETTE et ayant assez bien conservé ses caractères essentiels :

Diamètre	85 mm.
Hauteur du dernier tour	25 mm.
Largeur du dernier tour	21 mm.
Nombre de côtes primaires chez l'adulte	40

A l'appui des observations précédemment formulées au sujet de *Perisphinctes Fouquei* Kil., la présence de *P. Orbignyi* dans les calcaires de Guillestre me paraît décisive en ce qui concerne l'attribution de la base de cette formation à l'*Oxfordien supérieur* ou au *Lusitanien inférieur*. Notre échantillon a été, dès 1880, rapporté par L. COLLOT à *P.* cf. *plicatilis*. En 1912, W. KILIAN en fait *Berriasella Picteti* Jacob passant à *B. Lorioli* Zittel, forme caractéristique du Tithonique.

J'ai donc examiné ce fossile d'une façon toute particulière, et je crois être arrivé, malgré l'absence de cloisons, à une précision suffisante pour affirmer qu'il s'agit bien là d'une forme oxfordienne.

Son attribution par W. KILIAN au groupe des *Berriasella* est basée surtout sur le fait que, vue sous une certaine incidence, la face ventrale paraît présenter sur quelques centimètres de longueur une très étroite interruption des côtes. En réalité, il s'agit d'un léger aplatissement de celles-ci plutôt que d'une interruption réelle.

J'ai d'ailleurs retrouvé dans la collection GEVREY (du Laboratoire de Géologie de Grenoble) un exemplaire particulièrement bien conservé de *Perisphinctes Orbignyi* provenant du gisement bien connu d'Oxfordien de Joyeuse (Ardèche) et qui présente le même caractère. L'échantillon de Joyeuse est très voisin de celui de Guillestre, tant par la disposition générale des côtes et leur mode de bifurcation que par ses dimensions relatives (diamètre : 85 mm.; hauteur du dernier tour : 26 mm.; largeur du dernier tour : 22 mm.); il n'en diffère que par des côtes un peu plus rapprochées chez l'adulte (50 côtes primaires sur le dernier tour).

Par contre, notre échantillon briançonnais s'éloigne beaucoup plus de *Berriasella Picteti* Jacob (in coll.), forme tithonique, dont j'ai pu consulter l'un des types dans la collection GEVREY; ce dernier présente des côtes moins rigides qui se bifurquent plus près du milieu des flancs; l'interruption ventrale est beaucoup plus nette et les côtes ont des tendances, près du sillon ventral, à former un renflement. De même *Berriasella Lorioli* Zittel offre par ses tours plus circulaires et ses côtes très saillantes, arrondies, parfois simples, mais généralement bifurquées à des niveaux divers, des différences encore plus marquées avec la forme de Guillestre.

Je n'hésite donc pas, à la suite des comparaisons précédentes, à revenir pour notre échantillon à l'ancienne détermination de COLLOT; comme lui, je le rapproche plus spécialement de *P.* cf. *plicatilis* figuré par FAVRE et qui n'est qu'une variété de *P. Orbignyi* de Lor. à côtes plus espacées chez l'adulte.

Perisphinctes cf. **Vandelii** Choffat.

1893. *Perisphinctes Vandelii* Choffat. — Ammonites du Lusitanien de la contrée de Torres-Vedras, p. 45, pl. XIX, fig. 1-2.

1912. *Perisphinctes* sp. voisin de *P. Vandelii* Choff. et de *P. transitorius* Opp. sp. W. Kilian et J. Révil. — Et. géol. dans les Alpes occident., t. II (2), p. 239, pl. XV, fig. 7.

L'échantillon très incomplet cité par W. KILIAN provient aussi

des collections DE LAVALETTE et appartient maintenant, comme les précédents, aux collections de l'Université de Grenoble. Il présente un diamètre de 71 mm., et le seul fragment de tour adulte observable, presque circulaire, à peine plus haut (25 mm.) que large (23 mm.), montre dans la région ombilicale des côtes droites régulièrement bifurquées vers le milieu des flancs et présentant à partir de ce point une très légère inflexion vers l'arrière plus marquée à leur passage sur la partie ventrale. La réduction à 3 ou 4 centimètres à peine de la partie conservée ne permet pas d'observer s'il existe des côtes intermédiaires comme dans le type lusitanien figuré par Choffat.

Le passage de cette forme à *P. transitorius* invoqué par KILIAN paraît difficile à établir, étant donné le mauvais état de conservation de notre échantillon. D'ailleurs *Per. transitorius* en diffère notablement par des tours beaucoup moins arrondis et aussi par une interruption ventrale des côtes sur une partie des tours, interruption qui n'est pas visible sur la partie conservée de notre échantillon.

Belemnites (Duvalia, Hibolites) sp.

Dans leur mémoire sur les Alpes occidentales, KILIAN et RÉVIL figurent [51, t. II, 2e fasc., pl. XV, fig. 1] une section longitudinale de rostre de Bélemnite fortement renflé vers l'extrémité et le milieu et qu'ils rapportent, d'après ce seul caractère, à *Duvalia lata.*

Mais il importe de remarquer que leur détermination est basée surtout sur le profil globuleux de la partie terminale de la section qui ne présente, en dehors de ce caractère, aucune précision suffisante pour une détermination spécifique. Il existe d'ailleurs, dès l'Oxfordien, des formes de Bélemnites plus ou moins renflées pouvant présenter avec elle de très grandes analogies, et notamment *Duvalia aenigmatica* d'Orb. sp.; *Belemnopsis* (?) *Agricolae* Par. et Bon.; *Hibolites Dumortieri* Opp.

sp.; *Hibolites Didayanus* d'Orb. sp.; *Duvalia Mülleri* Gillieron sp.; *Hibolites Monsalvensis* Gillieron sp.

D'autre part, V. PAQUIER [36, p. 48] a signalé dans l'Argovien du Diois et des Baronnies orientales un *niveau à Duvalia* renfermant notamment *D.* cf. *didayana* d'Orb. sp.; *D. voironensis* E. Favre sp.; *D. monsalvensis* Gilleron sp.; *D. Mülleri* Gilleron sp.; *D. Lorioli* Ooster sp.; *D. Dumortieri* Opp. sp. et *D.* cf. *Dumortieri* Opp. sp. D'après PAQUIER, cette dernière forme, par son allure générale et l'excentricité de sa pointe plus marquée que dans le type, est *absolument indiscernable* de certaines *D. lata* du Valanginien.

Hibolites cf. **hastatus** de Montfort.

1808. *Hibolites hastatus* de Montfort. — Conchyliologie, p. 387.
1827. *Belemnites hastatus* Blainville. — Mémoire sur les Bélemnites, p. 71, pl. I, fig. 4; pl. II, fig. 4.
1843. *Belemnites hastatus* d'Orbigny. — Céph. jurass., p. 121, pl. 18-19.
1875. *Belemnites hastatus* Favre. — Mont. des Voirons, p. 13, pl. I, fig. 1 à 3; pl. 5, fig. 1.
1876. *Belemnites hastatus* Favre. — Oxford. des Alpes fribourg., p. 17, pl. I, fig. 1 à 3.
1895. *Hibolites hastatus* W. Kilian. — Environs de Sisteron (*B. S. G. F.*, 3e série, t. 23, p. 672).

Je crois devoir rattacher à cette espèce un assez bel échantillon de Bélemnite que j'ai récolté sur les pentes du Massif de la Mortice, au-dessus du sentier qui, du Col de Sérenne, conduit à la vallée de l'Ubaye. Par sa grande longueur (210 mm.) il s'éloigne de toutes les formes du Tithonique et se rapproche, au contraire, d'une manière frappante de *B. hastatus*. Bien que le sillon caractéristique de cette dernière espèce ne soit pas observable sur mon échantillon, on y peut constater l'existence d'une cavité alvéolaire bien visible sur une longueur de 40 mm.; sa profondeur et son ouverture très faibles offrent une ressemblance de plus avec *B. hastatus* si commune dans l'Oxfordien et le Lusitanien, et que Ch. LORY avait déjà reconnue parmi les fossiles des Marbres de Guillestre.

REMARQUE I. — Bien que les *Ammonites lisses* signalées par W. KILIAN dans sa faune du Tithonique intra-alpin ne soient guère caractéristiques au point de vue stratigraphique, je crois intéressant de faire quelques remarques sur la seule d'entre elles qui me paraisse, par son ornementation conservée, susceptible d'une diagnose paléontologique. Il s'agit de la forme figurée par W. KILIAN et J. RÉVIL [51, t. II, 2e fasc., pl. XV, fig. 2] sous le nom de *Phylloceras serum* Opp. sp.; elle ne présente pas de cloisons observables, mais seulement des côtes très fines nettement conservées et qui, partant du milieu des flancs, traversent la partie ventrale sans inflexion marquée.

E. FAVRE figure également dans son beau travail sur l'*Oxfordien* des Alpes fribourgeoises, sous le nom d'*Ammonites plicatus* Neum., un *Phylloceras* présentant des caractères tout à fait identiques et qu'il me paraît bien difficile, sinon impossible, de distinguer de l'échantillon de KILIAN.

REMARQUE II. — Le seul exemplaire de *Pygope* signalé par W. KILIAN dans le Malm intra-alpin n'est représenté que par un seul lobe d'ailleurs douteux. Il pense pouvoir le rattacher, malgré son mauvais état de conservation, au groupe de *P. diphya* Col. sp. plutôt qu'à celui de *P. Janitor* Pict. sp.

La présence de ce fossile dans le Malm briançonnais ne s'oppose d'ailleurs nullement aux considérations précédentes, car d'après sa gangue, il provient incontestablement du niveau des calcaires rosés à Calpionelles du Tithonique.

REMARQUE III. — La question relative à *Calpionella alpina* Lorenz comme fossile caractéristique du Tithonique vient d'être très vivement controversée. M. Ernst KRAUS [93] et plus récemment M. Salomon CALVI [117] considèrent *Calpionella alpina* comme une simple déformation mécanique de *Orbulina,* genre fréquent dans le Jurassique supérieur et le Crétacé.

En opposition avec les idées précédentes, il convient de remarquer que *Calpionella alpina* se trouve dans des régions diversement disloquées et se présente néanmoins toujours avec

des caractères morphologiques analogues tant dans le Tithonique tranquille des chaînes subalpines que dans le Malm *laminé* des zones intra-alpines. Dans les régions les plus diverses, sa présence dans les assises tout à fait terminales du faciès vaseux du Jurassique a fait désigner ces dernières sous l'appellation très générale de « Couches à *Calpionella alpina* ».

Il est vrai que ces microorganismes pélagiques ont été retrouvés par M. MORET [80] dans les premières assises crétacées des chaînes subalpines, aux environs de Grenoble; mais il remarque que les formes infra-crétacrées sont plus petites que les formes tithoniques.

De même M. CADISCH [112] vient de publier une étude détaillée des formes de ce groupe qu'il considère aussi comme nettement cantonnées dans le Tithonique et le Berriasien.

F. — Conclusions sur le Malm.

En résumé, l'étude des fossiles des calcaires amygdalaires de Guillestre me paraît concluante pour démontrer l'existence, parmi les assises du Malm à faciès briançonnais, d'étages inférieurs au Tithonique. *Peltoceras transversarium* Quenst. var. *Fouquei* Kil.; *Perisphinctes Orbignyi* de Lor.; *Hibolites* cf. *hastatus* de Montf.; *Perisphinctes* cf. *Vandelii* Choff. constituent, en effet, à eux seuls une faune qui, quoique rudimentaire, ne peut en aucun cas être rattachée au Tithonique et se rapproche beaucoup des faunes signalées par les divers auteurs dans l'Argovien ou même l'Oxfordien. D'autre part, la présence de *Waagenia hybonota* parmi les espèces énumérées par W. KILIAN indique aussi la présence possible du Kiméridgien.

Je distinguerai donc dans le Malm de la zone du Briançonnais deux niveaux lithologiques différents :

1° Un niveau inférieur représenté par des Calcaires amygdalaires ou rognonneux roses, plus rarement verts et désignés en général sous le nom de « Marbre de Guillestre ». Ils com-

prennent certainement, d'après leur faune, l'Oxfordien ou l'Argovien et probablement aussi une série continue allant jusqu'au Kiméridgien inclusivement;

2° Un niveau supérieur qui correspond au Tithonique et représenté sous deux faciès principaux :

a) Des calcaires rosés, blancs, gris ou noirs, à pâte très fine et renfermant en abondance *Calpionella alpina* Lorenz, généralement considéré comme caractéristique du Tithonique et du Berriasien. C'est de ce niveau que, d'après sa gangue, doit provenir la Pygope signalée plus haut;

b) Des calcaires gris renfermant aussi *Calpionella alpina* Lorenz et surtout développés aux environs du Col du Lauzon et du Pic de Balard, où ils renferment une faune riche en Ammonites du Tithonique inférieur et contenant aussi quelques rares formes du Tithonique moyen et supérieur.

L'existence dans la Zone du Briançonnais d'un Lusitanien rouge et plus ou moins pseudo-bréchoïde constitue une analogie avec « l'Argovien rouge » des Préalpes médianes suisses et savoisiennes et fournit un *très sérieux argument* de plus pour rechercher, ainsi que le voulait E. Haug, l'origine des nappes préalpines dans la Zone du Briançonnais.

Je résumerai sous une forme graphique dans le tableau ci-après (p. 103) les caractères principaux de la faune des calcaires amygdalaires.

CRÉTACÉ

La formation dite des « Marbres en plaquettes ».

Les dépôts crétacés, si complètement représentés dans les chaînes subalpines subautochtones, ne se rencontrent pas du tout sous la même forme dans les pays intra-alpins. Dans la région intermédiaire qui les sépare des chaînes extérieures,

TABLEAU résumant l'état de nos connaissances actuelles sur les fossiles des calcaires amygdalaires du Malm Briançonnais

LISTE PUBLIÉE PAR W. KILIAN et J. RÉVIL	OBSERVATIONS	NIVEAUX CARACTÉRISÉS
Belemnites (*Aulacobelus*, *Hibolites*) sp. probablement *semisulcatus* Münst.	Echantillon mal conservé et indéterminable.	
Duvalia lata Blainv. sp.	Section très douteuse spécifiquement indéterminable.	
Phylloceras serum Opp.	Il s'agit probablement de *Ph. plicatum* Neum. sp.	Oxfordien
— *Kochi* Opp.		
— *Calypso* d'Orb. sp.		
Sowerbyceras Loryi M. Chalm. sp.	Fragments en très mauvais état, mal déterminables et peu caractéristiques.	
Lytoceras cf. *quadrisulcatum*		
Lissoceras elimatum		
— *carachtheis Zeuschn.* sp.		
Pelloceras Fouquei	*P. transversarium* Quenst. sp. var. *Fouquei* Kil.	Lusitanien
Waagenia hybonota	Existe déjà dans le Kiméridgien	Kiméridgien
Perisphinctes pseudocolubrinus Kil.	Echantillon non retrouvé.	
— sp. voisin de *P. transitorius* et de *P. Vandelii* Choffat	*P. Vandelii* Choffat	Lusitanien
— *frandator*	Echantillon non retrouvé.	
Berriasella Picteti Jacob (in coll.)	*Perisphinctes Orbignyi* de Lor	Lusitanien
— *incomposita* Ret. sp.	Echantillon non retrouvé.	
Aptychus punctatus Woltz	Peu caractéristiques (existent déjà dans l'Oxfordien).	
— *Beyrichi* Zitt		
Aptychus latus Park		
Pygope sp. voisin de *P. diphya*	Fragment très douteux. La roche qui le constitue appartient d'ailleurs au niveau supérieur des calcaires roses à Calpionelles.	
ÉCHANTILLONS NOUVEAUX		
Hibolites cf. *hastatus* de Montf. sp.		surtout Oxfordien

c'est-à-dire dans la zone cristalline delphino-savoisienne, l'érosion a fait en général disparaître tous les sédiments postérieurs au Jurassique moyen.

Cependant dans les zones intra-alpines apparaît une formation spéciale à laquelle P. TERMIER a donné, dans les montagnes entre Briançon et Vallouise, le nom de « Marbres en plaquettes » et « schistes luisants ».

C'est là un des termes de la série sédimentaire briançonnaise resté longtemps énigmatique. P. TERMIER [48, p. 34] le définit comme « une formation très puissante et homogène où dominent les marbres blancs extraordinairement fissiles et schisteux. Les plaquettes de marbre sont le plus souvent gaufrées, plissotées, ridées, comme si après une extension violente l'élasticité les avait ramassées sur elles-mêmes. Les joints qui séparent ces plaquettes sont parfois tapissés de minces membranes phylliteuses (séricite ou chlorite). Des calcschistes gris, roses, vert clair, violet pâle, plus rarement des calcschistes noirs, alternent avec les marbres ».

HISTORIQUE.

Assimilés jusqu'en 1899 aux calcaires phylliteux du Trias qui venaient d'être magistralement décrits par P. TERMIER [15] dans la Vanoise, cette formation, bien connue alors sous le nom de « Schistes de la Cucumelle », du nom d'un sommet à profil triangulaire bien caractéristique situé à l'Est du Col de l'Eychauda, dans les « Montagnes entre Briançon et Vallouise », fut ensuite considérablement rajeunie grâce à des observations presque simultanées de W. KILIAN et de P. TERMIER. W. KILIAN signala au Lac des Béraudes (Nord-Ouest de Névache) des « Marbres phylliteux » en plaquettes et des « *Schistes luisants* » du type de la Grande Cucumelle et les interpréta comme un faciès particulier des couches qui séparent le Jurassique supérieur des premières assises du Flysch. Il fut ensuite conduit, après un examen approfondi des schistes marbreux du Col du

Galibier, à penser que les Marbres en plaquettes appartiennent en grande partie au Jurassique et représentent probablement en même temps des horizons encore plus élevés.

Les résultats qui ont été fournis à P. TERMIER par l'exploration du Briançonnais méridional ont de même déterminé ce géologue à adopter en 1899 une solution analogue pour les schistes et plaquettes marbreuses de la Cucumelle qu'il a également rattachés au Jurassique supérieur et au Crétacé.

Peu de temps après, P. TERMIER, dans sa remarquable monographie des Montagnes situées entre Briançon et Vallouise publiée en 1904, consacrait un chapitre spécial à cette formation et insistait sur un fait d'une extrême importance [48, p. 35] : le *passage latéral très net des Marbres en plaquettes au calcaire du Jurassique supérieur le plus typique* à la Serre des Hières, entre les villages des Vignaux et de Bouchiers dans le Briançonnais [1]. Il concluait alors que *la partie inférieure des Marbres en plaquettes est du Malm laminé.*

A ces données vinrent bientôt s'en ajouter d'autres; W. KILIAN reconnut que les Marbres du Jurassique supérieur de teinte rose verdâtre ne forment pas toujours des masses compactes et rocheuses. Souvent ils prennent un faciès schisteux, et dans certaines localités (environs de Pra-Reboul, au Sud-Est de Saint-Crépin, Hautes-Alpes) ils paraissent aussi *passer latéralement* à des schistes marbreux ou Marbres en plaquettes quelquefois phylliteux qui possèdent les mêmes teintes et souvent la même cassure.

Dans ces Marbres en plaquettes, passant à leur partie inférieure et parfois latéralement aux Marbres de Guillestre et à leur partie supérieure en continuité avec le Flysch, W. KILIAN et E. HAUG étaient ainsi conduits à distinguer trois termes : un terme inférieur *jurassique,* un terme moyen *crétacé* et un terme supérieur *éogène.* Le symbole E. J. fut alors employé pour en

---

[1] A la vérité, le passage latéral signalé dans cette partie de la feuille Briançon ne correspond pas à la réalité, comme nous le verrons.

désigner l'ensemble sur la feuille de Briançon (1re édition) de la carte géologique.

Pour J. Boussac et P. Termier enfin, bien que la continuité stratigraphique n'ait jamais été démontrée dans la série des Marbres en plaquettes, elle représentait une « série compréhensive » continue du Jurassique supérieur au sommet de l'Eogène. W. Kilian avait d'ailleurs reconnu depuis très longtemps dans les Marbres en plaquettes la présence de Foraminifères microscopiques (Rosalines = Pulvinulines) bien caractéristiques du Crétacé supérieur des « Couches rouges » des nappes préalpines.

En 1924, M. L. Moret et moi [76], nous basant sur les caractères transgressifs que présentent les Marbres en plaquettes aux environs de Guillestre et sur leurs analogies pétrographiques avec les « Couches rouges » des Préalpes suisses, les avons très nettement rattachés au *Crétacé supérieur*.

Il est possible cependant que, dans les unités tectoniques les plus inférieures de la Zone du Flysch, les assises de base des Marbres en plaquettes représentent le Néocomien. M. Gignoux a en effet découvert récemment, d'abord dans une région plus externe aux environs de Châteauroux (Hautes-Alpes), puis dans la Zone même du Briançonnais, près de l'Argentière, au Sud de Briançon, à la base d'une importante série de schistes marbreux rattachés jusqu'ici en entier aux Marbres en plaquettes, des bancs plus clairs à *Aptychus* et rappelant le *Néocomien* des zones subalpines et des nappes préalpines inférieures. Je n'ai jamais observé de couches semblables dans les Montagnes d'Escreins, où, comme je le montrerai, les Marbres en plaquettes doivent être rattachés *en entier* au Crétacé supérieur.

Caractères des Marbres en plaquettes des Montagnes d'Escreins.

Les nombreuses préparations microscopiques de ma région et des carrières de Saint-Crépin (Hautes-Alpes), que j'ai exa-

minées en 1924 en collaboration avec M. L. MORET, nous ont montré que le faciès à Rosalines est spécialement développé dans les Marbres en plaquettes du Briançonnais méridional. En particulier, les échantillons peu laminés nous ont toujours montré un faciès pélagique très accentué : « pâte de calcite finement granuleuse avec nombreux Foraminifères (*Rosalina Linnei* dominantes, Globigérines, Lagenas, Textilaires). Ces organismes, les Rosalines surtout, sont parfois admirablement conservés avec leur test généralement calcaire, fibreux et poreux et parfois épigénisé par de la calcédoine. Il y a des prismes d'Inocérames très clairsemés, ainsi que de rares grains de quartz clastique et de glauconie. »

La masse principale de ces marbres est de teinte grise, mais la base est presque toujours représentée par des schistes rouges ou rosés [1] où abondent les Rosalines dont les dépouilles sont littéralement côte à côte. J'ai recueilli des échantillons, particulièrement typiques à ce point de vue, sur la nouvelle route de Guillestre à la Maison du Roi, au point où cette route, après avoir décrit plusieurs lacets au départ de Guillestre, rencontre le premier affleurement rocheux. Cet affleurement est en majeure partie constitué par des Marbres en plaquettes typiques à la base desquels on observe sur une épaisseur de 0 m. 80 des schistes rouges reposant directement sur du Marbre de Guillestre assez cristallin; ce sont les bancs les plus inférieurs des assises colorées qui m'ont fourni les plus belles préparations [2]. M. MORET et moi avons également observé des schistes rouges analogues dans les carrières de l'église de Saint-Crépin, où ils présentent les mêmes caractères microscopiques; nous avons aussi remarqué « qu'à l'affleurement la roche est partout schistoïde, mais à des degrés différents et que les échantillons très

---

[1] C'est ce qui existe également pour la *Scaglia* (Crétacé supérieur dinarique à Rosalines), *Scaglia* rouge à la base, *Scaglia* grise au sommet.

[2] Dans une de ces préparations, j'ai observé avec M. MARIE, géologue à Rabat, plusieurs sections de *Gümbelina*, forme généralement considérée aussi comme caractéristique du Crétacé supérieur.

laminés ne montrent presque plus rien au microscope à cause de la recristallisation du calcaire.

La calcite s'y présente alors en plages étirées dans la masse granuleuse de la pâte; elle est devenue fibreuse; les quartz clastiques ont parfois acquis une extinction roulante et sont toujours situés au centre d'amandes calciteuses très allongées. Il semble qu'au cours des compressions qui ont donné à la roche sa structure schisteuse tout se soit passé comme si les décollements s'étaient produits autour des grains de quartz plus ou moins roulés dans la masse et que de la calcite de néoformation soit venue combler immédiatement les vides ainsi produits. Les rares Foraminifères conservés ont d'ailleurs subi le contre-coup de cet étirement ; quelques-uns ont gardé leur coque qui s'est allongée dans le sens de la schistosité et, comme pour le quartz, de la calcite est venue occuper les deux pôles ainsi formés. Parfois toute la calcite du test a disparu, et probablement à ses dépens se sont élaborées de petites taches de calcite grenue plus ou moins allongées, suivant que l'organisme préexistant était une Rosaline ou une Globigérine et se détachant en clair sur le fond gris de la pâte. On peut d'ailleurs saisir tous les passages entre ces cas extrêmes, parfois complètement recristallisés, et les échantillons normaux où les microorganismes sont alors absolument intacts dans la boue consolidée qui constitue le ciment. »

« Rosalina Linnei » d'Orb. est-il caractéristique du Crétacé supérieur ?

Il y a lieu de remarquer tout d'abord qu'il n'a jamais été signalé de fossiles macroscopiques déterminables au sein des Marbres en plaquettes de la Zone du Briançonnais. Seuls quelques fragments de prismes d'Inocérames et de Bélemnites y ont été recueillis par M. L. Moret; j'ai également rencontré une Bélemnite tronçonnée dans une assise schisteuse verdâtre intercalée dans cette formation sur les flancs de la montagne de Combe-Chauve (Est de Guillestre).

Mais par contre, la structure microscopique des Marbres en plaquettes des diverses régions intra-alpines a depuis longtemps attiré l'attention des géologues qui ont remarqué leur grande ressemblance avec les « Couches rouges » des Préalpes suisses dont l'âge crétacé supérieur est depuis longtemps établi. Les unes et les autres présentent en effet une microfaune très développée représentée surtout par des Globigérines, des Radiolaires, des *Textilaria* et une forme assez caractéristique actuellement considérée d'une façon générale comme spéciale au Crétacé supérieur : *Rosalina Linnei* d'Orb. (= *Pulvinulina tricarinata* Quer. = *Discorbina canaliculata* Reuss = *Globotruncana linnaeana* Cushman).

J. DE LAPPARENT [63] a consacré en 1918 une note très documentée à l'étude de ce Foraminifère et a montré qu'il est spécialement développé dans les sédiments du *Crétacé supérieur* des régions les plus diverses. On l'y a signalé dans les Alpes et le Bassin de Paris; Mme GUBLER-WAHL en montre l'abondance, ainsi que celle des Globigérines, dans le Crétacé supérieur de la nappe de l'Ubaye; P. VIENNOT [102] l'a retrouvé très répandu en Irak; PAREJAS [82] mentionne sa présence dans le Crétacé supérieur du Caucase et M. MAYNARD P. WHITE [90] dans celui du Mexique; enfin plus récemment, J. LACOSTE [108] l'a retrouvé au même niveau dans le Rarb (Maroc) et Dimitrij ANDRUSOV [104] le signale dans les marnes rouges à Globigérines connues dans les Carpates sous le nom de couches de Puchov, qu'il classe dans le Campanien supérieur ou le Maëstrichtien.

De leur large distribution dans le Crétacé supérieur de régions aussi éloignées et diverses, P. VIENNOT n'hésite pas à conclure que « les Rosalines sont de *bons Foraminifères stratigraphiques et caractérisent* le Crétacé supérieur ».

Récemment, L. MORET [97] a apporté quelque atténuation à cette manière de voir en rappelant en particulier les découvertes faites par Mme GUBLER-WAHL [89, p. 117] dans les dépôts lutétiens des nappes de l'Ubaye, d'alternances répétées de brè-

ches à Nummulites et de calcaires à Rosalines. Il insiste aussi sur l'insuffisance des restes rapportés à des prismes d'Inocérames pour caractériser le Néocrétacé des régions alpines et sur la nécessité de faire intervenir des considérations d'ordre stratigraphique pour faire le départ entre le Crétacé supérieur et l'Eocène.

Il y a lieu de remarquer aussi que *Rosalina* a été signalée par E. GERBER dans les *Schistes à Nummulites* des Alpes du Kienthal et qu'on la retrouve encore de nos jours au large de l'île de Cuba.

Bien que VIENNOT [103] persiste à considérer les Rosalines des dépôts post-crétacés comme remaniées, on peut interpréter les résultats précédents comme indiquant la *récurrence des faciès à Globigérines et à Rosalines à divers niveaux de la série stratigraphique,* ces formes ne paraissant pas strictement cantonnées dans le Crétacé supérieur.

L'examen microscopique de la roche ne peut donc suffire à lui seul à caractériser du Crétacé supérieur, malgré la présence de *Rosalina Linnei* et ses frappantes analogies avec les « Couches rouges » préalpines et avec certains faciès du Sénonien subalpin signalés par L. MORET [75] dans la région de Thônes (Haute-Savoie). Il ne peut subsister d'hésitation pour la fixation de l'âge des couches à *Rosalines* qu'entre le Crétacé supérieur et les formations plus récentes. Cependant la grande abondance de ce Foraminifère, ainsi que la position stratigraphique des assises qui le renferment, jointes aux observations qui vont suivre, permettent d'insister sur les fortes présomptions qu'il y a à considérer les Marbres en plaquettes comme néocrétacés.

CARACTÈRE TRANSGRESSIF DES MARBRES EN PLAQUETTES. BRÈCHE DE LA MAGDELEINE.

Au cours d'une étude préliminaire de la série sédimentaire des Montagnes d'Escreins, j'ai signalé en 1922 [73], sous le nom de « *Brèche de la Magdeleine* », une brèche particulière-

ment développée aux environs d'Escreins et près de Guillestre et du Gros, reposant généralement sur les calcaires dolomitiques du Trias supérieur, et j'ai alors assigné à cette formation intercalée dans les couches de base des Marbres en plaquettes un âge *post-jurassique, probablement crétacé.*

La brèche de la Magdeleine présente un développement considérable que j'ai observé seulement dans la nappe II. Sur la route d'Escreins, en particulier, elle atteint (La Magdeleine) plusieurs centaines de mètres d'épaisseur et envahit presque complètement le niveau des Marbres en plaquettes; la route est encastrée dans la roche, dont il est alors aisé d'étudier les caractères principaux. Dans l'ensemble, la prédominance très nette des éléments triasiques jaunes, noirs ou gris lui donne un aspect parfois identique à celui de la Brèche liasique du Télégraphe à laquelle elle était assimilée jusqu'à ce moment par W. Kilian [1] (voir feuille Gap au 80.000e de la carte géologique de France). Mais une telle attribution ne résiste pas à un examen plus attentif qui permet d'y observer la présence de nombreux fragments de radiolarite, de calcaires roses du Tithonique à *Calpionella alpina* Lorenz, ainsi que quelques intercalations de Marbres en plaquettes typiques roses, gris ou verdâtres. L'examen microscopique y décèle aussi la présence de galets d'un calcaire oolithique semblable à celui qui caractérise certaines assises du Jurassique moyen de la région.

Notre brèche offre un autre affleurement très développé sur la rive droite du Rif-Bel, où elle alterne avec les assises de base

---

[1] La ressemblance frappante entre la Brèche de la Magdeleine et la Brèche liasique du Télégraphe a conduit les géologues qui ont étudié le Briançonnais (feuilles Briançon et Gap) à exagérer l'importance des dépôts liasiques dans toute la région ; il y aurait lieu de reprendre l'étude de tous les affleurements de brèches attribués au Lias et de rechercher s'il ne s'agit pas, en réalité, au moins pour un certain nombre d'entre eux, du Crétacé supérieur.

M. Schneegans [100] a récemment rapporté à ce niveau les brèches du Massif des Cerces et du Pic de Mélézein. La Brèche de la batterie Gafouille, près de Briançon, renferme également de gros blocs de Marbre de Guillestre typique, comme nous l'avons vu ; ce serait donc, là encore, du Néocrétacé.

des Marbres en plaquettes et forme à une altitude variant de 1800 à 2000 mètres une longue bande presque continue qui affleure dans un repli anticlinal allant de la Montagne de Combe-Chauve à l'entrée du Vallon de la Selette.

On en retrouve aussi un affleurement très intéressant qui forme une ceinture continue autour des calcaires triasiques de la fenêtre du Guil et présente trois points particulièrement accessibles situés au-dessous du village du Gros et le long des deux routes allant de Guillestre à la Maison du Roi. Sur la vieille route en particulier, on observe à la surface des calcaires du Trias supérieur ravinés et très inclinés vers Guillestre, une alternance de brèche à ciment souvent rouge ou vert avec des Marbres en plaquettes typiques; les assises de brèche, plus massives et plus résistantes, forment une série de reliefs au sein des Marbres en plaquettes.

Enfin un dernier pointement assez important de cette brèche, reposant également sur les calcaires du Trias, apparaît sur la route de Ceillac à environ 1 kilomètre en amont de la Maison du Roi, sur la rive droite du Cristillan. Elle y présente extérieurement une coloration générale ocreuse due à la présence de nombreux éléments dolomitiques du Trias supérieur et se distingue ainsi de loin des roches voisines. On la voit bientôt s'enfoncer au Nord-Est, au voisinage de la cote 1400, sous le Trias de la nappe III qui constitue le massif du Pic de Guillestre. Les Marbres en plaquettes qui la surmontent normalement sont en grande partie cachés par de l'éboulis, mais présentent quelques petits affleurements très redressés, véritables copeaux sous la base de la nappe III, observables un peu au-dessus de la route.

Les caractères transgressifs des Marbres en plaquettes, si manifestes dans les Montagnes d'Escreins, peuvent aussi être observés en d'autres points. M. Moret et moi les avons retrouvés un peu au Nord de Guillestre, dans les carrières de Saint-Crépin. Là, malgré l'absence de la brèche de la Magdeleine, l'examen détaillé des parties fraîchement mises à nu dans les carrières de l'église, nous a montré l'existence d'une lacune

stratigraphique des plus significatives à la base des Marbres en plaquettes. « La partie supérieure du Jurassique de Saint-Crépin est à l'état de gros bancs gris rosé compacts; on y voit des sections d'Ammonites et au microscope une pâte granuleuse fine criblée de Radiolaires et de *Calpionella alpina* Lorenz. C'est sur la surface irrégulière, anfractueuse et même rubéfiée de ces bancs que viennent s'appliquer et s'injecter de grandes lèches transgressives de Marbres en plaquettes qui débutent brusquement ici par des schistes rouges à Rosalines [1]. Au-dessus passent insensiblement les calcschistes gris satinés typiques. »

Des observations analogues peuvent être faites en divers points de la région d'Escreins, notamment sur la route de Guillestre à Vars.

Question du « passage latéral » entre la base des Marbres en plaquettes et le Jurassique supérieur.

Nous avons vu que le Malm débute généralement dans la région d'Escreins par des assises pseudo-bréchoïdes à ciment rouge et se continue par des calcaires roses très fins à *Calpionella alpina*. En certains points du Briançonnais cependant, les niveaux supérieurs deviennent plus feuilletés et il s'y intercale parfois des assises de schistes rouges ou verts présentant extérieurement de très grandes ressemblances avec les Marbres en plaquettes.

---

[1] Notons au passage qu'au Grand-Morgon, les Marbres en plaquettes recouverts de Flysch présentent également une allure transgressive (J. Boussac). Enfin, la Montagne d'Autapie, près Colmar, qui fait également partie du groupe inférieur des nappes Ubaye-Embrunais, est surtout formée de Flysch calcaire avec brèches analogues à celles des Marbres en plaquettes. C'est dans ces brèches que J. Boussac a trouvé *Orbitoïdes apiculata* et que M. L. Moret a pu récolter, avec de nombreux débris d'Inocérames, un Polypier (*Cyclocyathus*) et deux petites dents de poissons, ce qui semble bien confirmer l'hypothèse de Boussac relative à l'âge Sénonien de la base du Flysch calcaire de cette région.

J'ai donc revu les deux localités (La Serre-des-Hières au Nord de l'Argentière et Pra-Reboul au Nord de Saint-Crépin), où P. TERMIER et W. KILIAN avaient signalé un passage latéral des Marbres en plaquettes aux Calcaires amygdalaires de Guillestre, et mes observations me conduisent ici à une interprétation toute différente de la leur.

A La Serre-des-Hières, un banc de Marbres en plaquettes se trouve en *contact tectonique* d'un côté avec des calcaires du Trias (peut-être accompagnés de Malm) et de l'autre côté avec des quartzites du Trias inférieur, et il est absolument impossible de conclure là à un passage latéral quelconque [1]. De même à Pra-Reboul, près de Saint-Crépin, il y a contact par de petites failles qui font buter le Jurassique supérieur contre les Marbres en plaquettes, pouvant ainsi donner l'illusion d'un passage latéral.

Cependant, je crois devoir signaler quelques points particuliers où on observe dans des assises appartenant indubitablement au Malm des intercalations schisteuses extrêmement semblables à celles des Marbres en plaquettes. La lecture d'une récente publication de M. le Commandant Ch. PUSSENOT [109] m'a en effet incité à revoir en détail la coupe de Notre-Dame des Neiges (Ouest de Briançon) qu'il indique comme caractéristique à ce point de vue.

Je donne ci-après la succession des assises relevée le long du sentier qui, du village de Puy-Richard, conduit à la Chapelle de Notre-Dame des Neiges. Dans sa partie inférieure, il serpente dans des pâturages dont le sous-sol est constitué par des terrains houillers (grès, schistes et conglomérats) et conduit ainsi au pied des escarpements qui supportent la Chapelle et où l'on observe la succession suivante :

A. Quelques bancs de quartzites triasiques assez réduits ;
B. De minces assises gréso-schisteuses qui font passage au niveau suivant ;

---

[1] MM. GIGNOUX, MORET et RAGUIN, qui ont récemment visité cette localité, sont d'accord avec mon interprétation.

C. Calcaires dolomitiques du Trias supérieur peu développés;

Malm :

D. 2 à 3 mètres de schistes verts et rouges;
E. 1 mètre de brèche;
F. 10 mètres de schistes roses et verts et de calcaires roses du Jurassique supérieur en petits bancs alternant avec de minces couches de radiolarites et quelques bancs de brèches;
G. Un banc de calcaire massif de 8-10 mètres d'épaisseur avec intercalations siliceuses roses, grises ou noires;
H. 30 mètres de calcaires schisteux avec nombreuses intercalations siliceuses extérieurement cariées à cassure noire et quelques assises de calcaires roses identiques aux assises supérieures du Malm de ma région;
I. Marbres en plaquettes gris avec bancs rosés ou verts;
J. Schistes noirs du Flysch.

Ch. Pussenot donne de cette région une description stratigraphique beaucoup plus brève [109, p. 27] et il y reconnaît aussi la succession : quartzites, calcaires du Trias, Malm avec petits bancs siliceux, Marbres en plaquettes, Flysch, sans cependant donner le détail de ces assises.

Je donne également ci-après la coupe que j'ai relevée le long de la route militaire du Fort de l'Infernet, un peu en aval du village de la Cochette, près Briançon; cette coupe est relevée d'amont vers l'aval :

Malm :

1. Marbre de Guillestre blanc : 3 mètres;
2. Schistes verts : 3 mètres;
3. Calcaires de Guillestre massifs (en carrière) : 10 mètres;
4. Schistes rouges : 6 mètres;
5. Calcaires noirs très cristallins : 3 mètres;
6. Calcaires de Guillestre alternant avec des schistes rouges : 3 mètres;
7. Schistes verts alternant avec des schistes rouges : 10 mètres;
8. Bancs plus massifs rosés ou verdâtres (3 mètres) passant vers le haut à des schistes verts et gris (10 mètres) très voisins des Marbres en plaquettes;
9. Calcaires de Guillestre massifs typiques (en carrière) : 5 mètres;
10. Schistes roses et gris très plissotés : 4 mètres;
11. Calcaires noirs très cristallins (identiques à 5) : 2 mètres;
12. Schistes verdâtres très plissotés : 2 mètres.

Dogger :

13. Calcaires noirs : 30 mètres;
14. Calcaires ocreux : 30 mètres;
15. Calcaires noirs bien lités et schisteux à leur partie supérieure : 30 mètres.

Les deux coupes précédentes montrent, au sein même d'assises qui représentent incontestablement le Jurassique supérieur, des intercalations de schistes rouges, verts ou gris qui offrent extérieurement des caractères semblables à ceux des Marbres en plaquettes. Mais l'examen microscopique de ces schistes permet de constater des caractères analogues à ceux que M. MORET et moi avons observés dans les schistes rouges du Malm des carrières de Guillestre.

CONCLUSIONS SUR LES MARBRES EN PLAQUETTES.

Mes observations dans les Montagnes d'Escreins, jointes à celles faites en commun avec M. MORET dans les régions briançonnaises, me permettent de formuler les conclusions suivantes :

1° Les Marbres en plaquettes des régions étudiées sont d'âge *néocrétacé*. Ils sont antérieurs au Flysch éogène dont ils sont séparés, comme nous le verrons au Lac Vert en particulier, par une brèche de transgression à Nummulites. Ils reposent, d'autre part, transgressivement sur les terrains plus anciens, soit directement sur le Trias, soit sur le Dogger, soit sur le Malm, tantôt par l'intermédiaire d'une brèche très développée (Brèche de la Magdeleine), tantôt par l'intermédiaire de « Couches rouges de base » à Rosalines, identiques aux couches rouges néocrétacées des Préalpes suisses. Brèches ou bancs à Rosalines ravinent le substratum.

Il n'existe donc pas, comme le pensaient P. TERMIER et J. BOUSSAC, une série compréhensive allant du Jurassique supérieur au sommet de l'Eocène, mais au contraire une succession de terrains interrompue par des lacunes plus ou moins importantes.

Le caractère transgressif du Crétacé supérieur alpin est donc général, et ses grandes ressemblances avec les « Couches rouges » des Préalpes suisses dans une zone où se retrouvent d'au-

tres faciès de ces massifs (Wetsphalien à végétaux, Dogger à *Mytilus*, Argovien - Malm fossilifère) renforcent l'hypothèse exprimée par W. KILIAN et E. HAUG, d'après laquelle la Zone du Briançonnais constituerait la racine des nappes préalpines.

Remarquons, de plus, que les « Couches rouges » des nappes préalpines sont parfois transgressives sur le Néocomien. La récente découverte de couches à *Aptychus* faite par M. GIGNOUX [119] aux environs de l'Argentière permet même de se demander si les racines de ces nappes ne se trouveraient pas dans les régions tout à fait externes de la Zone du Briançonnais (s. l.).

NUMMULITIQUE (Flysch).

Dans la région des Nappes de l'Ubaye, où le Flysch présente un développement considérable, Mme GUBLER-WAHL a montré que le Tertiaire est nettement *transgressif* sur son substratum. Elle a constaté, en effet, que les premières couches nummulitiques de sa région, représentées par un conglomérat très grossier ou par des dépôts côtiers d'âge lutétien, ravinent le Crétacé sous-jacent ou même le Jurassique. Le Lutétien y est lui-même représenté par des microbrèches à grandes Nummulites, par des conglomérats à galets cristallins et par des schistes et des calcaires fins à Globigérines.

Au-dessus du Lutétien, elle distingue un Flysch gréseux ou un Flysch noir, ainsi que leur faciès latéral à Helminthoïdes qu'elle assimile au *Bartonien*. Enfin elle attribue au *Ludien*, sous le nom impropre de Grès d'Annot [1], les couches surtout gréseuses qui terminent la série.

Dans les Montagnes d'Escreins, tectoniquement très tourmentées et où les dépôts nummulitiques n'ont été conservés que

---

[1] En effet, à Annot même, les grès nummulitiques appartiennent à la série autochtone et non à celle des nappes de l'Ubaye.

dans d'étroits synclinaux, une étude stratigraphique aussi détaillée est absolument impossible.

Généralement constitué par des schistes noirs très froissés et sillonnés par de nombreux filonnets de calcite, le Flysch de notre région présente à divers niveaux des intercalations de bancs calcaires de teinte noir bleuté très cristallins et de grès brun chocolat; il semble, par comparaison avec le Flysch de l'Ubaye, correspondre en grande partie aux dépôts du Bartonien de Mme GUBLER-WAHL. Il forme le sous-sol de la presque totalité du plateau de Guillestre et des croupes arrondies des environs de Risoul et d'Eygliers; c'est lui qui constitue la limite Sud-Ouest de notre région sur la rive gauche du torrent de Chagne et le long du Vallon Laugier et du Vallon du Châtelet jusqu'aux environs de Sérenne.

Dans l'intérieur de notre massif montagneux, le Flysch se retrouve avec les mêmes caractères dans les trois unités tectoniques que j'y ai reconnues.

Dans la nappe I, il est réduit par laminage à de minces lames synclinales de quelques mètres d'épaisseur qui affleurent le long de la route de Réotier, en aval du village des Moulinets (voir fig. 7, p. 145 et pl. X).

Dans la nappe II, on peut l'observer dans deux petits synclinaux visibles aux environs du village du Gros, ainsi que dans plusieurs synclinaux de la région du Vallon du Grand Caire et du Vallon du Pont. Il apparaît aussi en bandes étroites sur le pourtour de la « Fenêtre d'Escreins », sur les deux rives du Rif-Bel, d'abord sur le flanc Sud-Ouest de la Chaîne Mont Guillestre - Pic d'Escreins et aussi sur le flanc Nord de la Crête du Vallon Laugier.

Mais c'est surtout dans la nappe III qu'il présente son maximum de développement, en particulier dans les Massifs de la Dent de Rocher et de la Main de Dieu, ainsi que dans la Chaîne Crête de Vars - Crête du Vallon Laugier, Pic des Houerts - La Mortice.

Dans la partie Nord-Orientale des Montagnes d'Escreins, que

j'ai désignée sous le nom de *Zone de passage* ou *Zone du Col Tronchet,* le Flysch offre des caractères différents. Il est représenté dans l'ensemble par des schistes gris foncé et luisants se débitant en plaquettes sonores. Leur grande cristallinité avait conduit P. TERMIER [69] à les interpréter comme des Schistes lustrés. On y observe cependant encore quelques intercalations de grès bruns semblables à ceux du Flysch et j'y ai, en outre, rencontré des empreintes de *Chondrites* de petites dimensions, voisins de *Ch. Targionii* Br. caractéristique du Flysch. D'ailleurs dans la nappe III, c'est-à-dire en plein Briançonnais, j'ai observé aussi des schistes analogues à ceux du Col Tronchet, avec les mêmes empreintes, dans un synclinal très étroit qui s'étend entre le Vallon Claus et le Pic Nord de la Font-Sancte.

MICROBRÈCHE A GRANDES NUMMULITES.

J'ai découvert, en outre, en divers points des Montagnes d'Escreins, à la base des dépôts du Flysch, une microbrèche à Nummulites transgressive sur les Marbres en plaquettes. Par ses caractères généraux et son aspect en lame mince, cette roche paraît en tous points identique à la microbrèche décrite par Mme GUBLER-WAHL dans le Lutétien de l'Ubaye.

Notre microbrèche est particulièrement développée dans la nappe II, aux environs du Col des Houerts, au bas et sur les flancs du contrefort rocheux qui supporte le Lac Bleu et le Lac Vert (photo pl. XV) et domine à l'Ouest le Vallon des Houerts. Elle forme là dans le Flysch trois intercalations de plusieurs mètres d'épaisseur, dont la plus inférieure repose directement sur les Marbres en plaquettes plus ou moins ravinés.

Dans la même nappe, j'ai également rencontré de gros blocs de brèche à Nummulites au pied du Vallon de la Selette et dans le Vallon du Pont, mais je n'y ai pas retrouvé de roche en place. Je rapporte enfin au même étage une microbrèche analogue à la microbrèche du Lac Vert, mais non fossilifère, qui, au voisi-

nage de la Maison du Roi, un peu au-dessus de la vieille route qui conduit à Guillestre, occupe la base du Flysch. La roche du Lac Vert est une microbrèche très siliceuse à nombreux fragments jaunes de dolomie triasique. Elle renferme une grande quantité de petits grains de quartz plus ou moins roulés et de petites zones argileuses noires. On y observe, en outre, à l'œil nu quelques sections de Nummulites indubitables.

J'ai étudié au microscope la structure des galets ou fragments remaniés dans ces brèches. On y distingue des débris de schistes avec des traces d'organismes indéterminables et parfois entourés d'une mince zone limoniteuse, des fragments de calcaire à grains assez fins et réguliers, des morceaux d'un calcaire oolithique vraisemblablement bathonien, dont les oolithes sont souvent attaquées par des algues perforantes, des paillettes de chlorite assez nombreuses, enfin de nombreux fragments de quartz.

Tous les débris sont anguleux, indice d'un transport peu important.

Le ciment est formé d'une pâte calcaire largement cristallisée. En quelques points, le grain de la pâte devient plus fin et on y observe de petits cristaux très nets de feldspath plagioclase et de pyrite.

On rencontre, en outre, noyés dans la pâte, des restes organisés parmi lesquels des Nummulites spécifiquement indéterminables, des Orthophragmines, des sections de Bryozoaires, des fragments de couche prismatique de Mollusques, de nombreux *Lithothamnium* et quelques débris d'Echinodermes silicifiés.

Les Nummulites appartiennent à des espèces granuleuses représentées surtout par des formes macrosphériques (formes A). Elles montrent une grande loge centrale et d'assez nombreux piliers; le nombre des tours est réduit à trois ou quatre et la taille ne dépasse pas 2 à 3 millimètres. Les formes B (microsphériques) sont extrêmement rares. La seule dont j'ai pu observer une section axiale montre de rares piliers localisés dans les tours internes; sa taille dépasse 1 centimètre.

Or, d'après J. FLANDRIN, Assistant au Service de la Carte géologique d'Algérie, qui a examiné mes préparations, il s'agit certainement là de formes appartenant au Lutétien. En effet, les formes granuleuses de l'Eocène supérieur sont très peu nombreuses; ce sont *N. Garnieri* et *N. Fabianii* qui possèdent des caractères très spéciaux que nous n'observons pas ici.

D'ailleurs les ressemblances frappantes que présente notre microbrèche avec celle que Mme GUBLER-WAHL rattache au Lutétien dans les nappes de l'Ubaye viennent encore renforcer une telle attribution.

Jusqu'à présent aucune Nummulite n'avait été signalée dans les Montagnes d'Escreins et même dans la Zone du Briançonnais (s. st.). Ainsi que le font remarquer W. KILIAN et Ch. PUSSENOT [59], c'est par une simple analogie pétrographique que l'on attribuait jusqu'ici au Tertiaire le complexe marno-schisteux coupé de petits bancs gréseux et scoriacés qui figure en « Flysch » (emt) sur la feuille de Briançon de la Carte géologique détaillée et qui, parfois, leur semblait à ce moment-là se rattacher bien étroitement au Jurassique supérieur.

La découverte de Nummulites dans les Montagnes d'Escreins apporte une analogie de plus entre les dépôts de la Zone du Flysch et ceux de la Zone du Briançonnais et vient appuyer l'opinion précédemment émise que ces deux zones sont très étroitement liées.

BRÈCHE A ÉLÉMENTS CRISTALLINS.

Au sein des assises du Flysch, mais à un niveau supérieur qui paraît assez rapproché du sommet, existe aussi en intercalations irrégulières une brèche très différente de la précédente et caractérisée par de nombreux éléments cristallins. Ce niveau correspond à la brèche à éléments cristallins signalée autrefois par KILIAN au Gros et dans les éboulis du Vallon de la Selette, points qui, tectoniquement, appartiennent à la nappe II. Dans

la nappe III, nous retrouvons la brèche à éléments cristallins à l'extrémité Nord-Est de la Crête des Couniets, près du sommet de la Crête du Vallon Laugier et sur le flanc Sud-Occidental du Pic des Houerts.

Notons aussi dans notre brèche, outre les éléments cristallins qui y sont très communs, des fragments anguleux et parfois très gros de calcaires dolomitiques du Trias et quelques blocs de calcaire noir souvent oolithique du Dogger; le tout est lié par un ciment siliceux assez grossier.

Parmi les éléments cristallins de la brèche du Pic des Houerts, il y a lieu de noter la présence de blocs de micaschistes et surtout de granite qui atteignent souvent plusieurs décimètres de longueur.

P. TERMIER a étudié ces derniers et m'en a fourni la diagnose lithologique suivante :

« Roche relativement fraîche à mica noir chloritisé ; feldspath potassique blanc à clivages nets; quelques fissures avec taches de chlorite.

Au microscope :

Chloritisation du mica très avancée avec isolements de minéraux titanifères. Longs zircons avec grandes auréoles polychroïques.

Deux feldspaths, dont l'un est de l'albite et l'autre une cryptoperthite ayant parfois l'aspect homogène de l'orthose. Tous deux sont un peu attaqués, surtout l'albite; muscovite et calcite secondaires.

La roche est froissée : les feldspaths sont un peu tordus; cassure avec débris.

Ce granite n'est pas identique au granite du type Pelvoux, *mais il en diffère peu.* »

Il est intéressant de retrouver dans l'unité supérieure, la plus interne par conséquent, des blocs de *granite voisin de celui du Pelvoux.* Ils montrent la grande extension de ce type de roche vers l'Est et indiquent qu'à cette époque des dislocations avaient

déjà, dans des régions très internes, amené le tréfonds hercynien dans les zones accessibles à l'érosion.

Il est vrai que le granite rencontré autrefois en blocs exotiques par W. KILIAN au Gros (nappe II) offre des caractères assez différents de celui des brèches du Pic des Houerts. D'après les renseignements que m'avait communiqués P. TERMIER, le granite des brèches du Gros renferme du mica blanc (outre le mica noir), et il y a d'autres différences dans les feldspaths avec celui du Pic des Houerts.

Le granite des brèches du Gros appartient à la nappe II et provient d'une région plus externe que le granite des brèches du Pic des Houerts, qui appartient à la nappe III; il correspond donc à un type plus acide, noyé dans une masse granitique dont le type général serait celui du Pelvoux.

Je donne ci-après la coupe détaillée du Pic des Houerts indiquant d'une façon précise la position de la brèche à éléments cristallins dans les assises du Flysch.

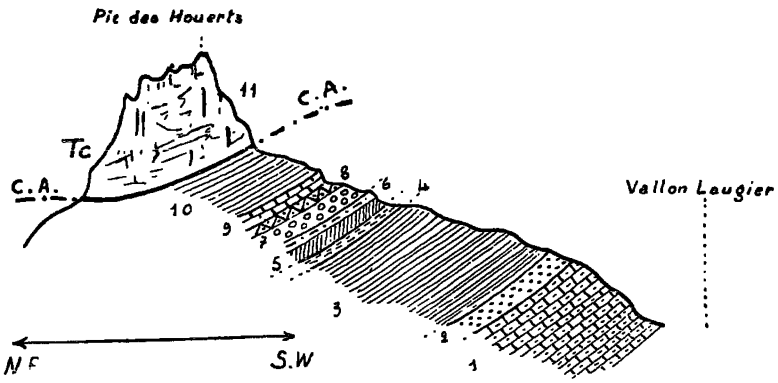

Fig. 5.— Coupe montrant la constitution du Flysch de la base du Pic des Houerts.
11 : Trias ; C. A. : contact anormal ; 10 : schistes noirs du Flysch (30m) ; 9 : banc massif de calcaire zoné rouge et vert (1m) ; 8 : schistes argileux rouges (0m45) ; 7 : conglomérat à galets cristallins (1m50) ; 6 : schistes rouges (1m) ; 5 : schistes verts (1m) ; 4 : schistes gris (1m) ; 3 : schistes noirs du Flysch (40m) ; 2 : grès du Flysch (10m) ; 1 : marbres en plaquettes compacts.

La présence de schistes rouges et verts au sein des assises du Flysch est exceptionnelle dans ma région, et j'avais tout d'abord

pensé qu'ils pouvaient correspondre à une lame anticlinale de schistes rouges des Marbres en plaquettes. Mais au microscope, ils n'offrent aucune trace d'organismes. De plus, on retrouve dans le Flysch de la bordure interne de la Zone de l'Embrunais, au contact même avec la nappe I de Réotier, entre la route de Réotier et la ligne de chemin de fer P.-L.-M., des assises analogues intimement liées aux couches noires du Flysch.

D'ailleurs, depuis très longtemps, l'attention a été attirée, en particulier par E. Haug et W. Kilian, sur la présence de ces couches rouges dans le Flysch de l'Embrunais (voir légende de la feuille Digne de la carte géologique au 80.000°).

Elles ont même été distinguées par un symbole spécial et attribuées à la « Mollasse rouge » (étage aquitanien), opinion qui a été, bien entendu, complètement abandonnée depuis.

Je dois ajouter qu'en certains points, et en particulier au pied oriental du Pic des Houerts, ainsi que sur la croupe qui domine le Haut Rif-Bel sur sa rive gauche, un peu en aval du Vallon de la Selette, les fragments de roches cristallines ou sédimentaires ont à peu près complètement disparu. Il ne subsiste de ce niveau que des grains de quartz plus ou moins arrondis donnant à la roche un aspect à peu près identique à celui du grès d'Annot. Je suis donc conduit à penser que la brèche à éléments cristallins n'est qu'une formation latérale et accidentelle des grès du Flysch.

FACIÈS DES SCHISTES LUSTRÉS

P. Termier nous donne des Schistes lustrés de la Zone du Piémont une excellente définition qui suffit amplement à préciser leur physionomie générale dans l'ensemble des Alpes. Il les dépeint comme une série cristallophylienne de grande puissance formée surtout de calcschistes micacés et de marbres phylliteux contenant aussi des intercalations de micaschistes et de chloritoschistes, ainsi que des lentilles de serpentine et de roches vertes diverses.

Dans l'un de leurs derniers mémoires entièrement réservé aux Schistes lustrés des Alpes françaises, W. KILIAN et J. RÉVIL [61] donnent un résumé très clair des divers travaux relatifs à la question si complexe de l'âge de ces Schistes et aux diverses interprétations fournies à leur sujet.

D'abord considérés comme triasiques par l'Ecole française, sous l'impulsion de Ch. LORY et de LACHAT, l'Ecole italienne en fait, avec ZACCAGNA, l'équivalent de la partie supérieure du terrain primitif. Puis, en 1894, Marcel BERTRAND considère les Schistes lustrés comme un faciès métamorphique du Trias supérieur et du Lias, opinion bien vite adoptée par W. KILIAN.

Les belles découvertes de fossiles dues au regretté S. FRANCHI démontrent, en effet, l'existence du Trias, du Rhétien et du Lias fossilifères à la base de la série des Schistes lustrés et confirment par conséquent, en partie, cette dernière opinion.

En ce qui concerne la limite supérieure, J. BOUSSAC fait remarquer que « c'est au moment où le Jurassique et les Marbres en plaquettes atteignent leur plus grande puissance et possèdent le caractère le plus franchement bathyal que, brusquement, ces couches font place aux Schistes lustrés », et il conclut que les Schistes lustrés comprennent à leur partie supérieure les Marbres en plaquettes et même le Flysch nummulitique que le métamorphisme aurait transformés.

Enfin, en dernier lieu, W. KILIAN et P. TERMIER [67] présentent cette formation comme une série compréhensive allant du Trias moyen au Nummulitique.

Au point de vue tectonique, se basant sur le fait que les Schistes lustrés apparaissent brusquement en reposant sur des termes quelconques de la série briançonnaise, P. TERMIER les a depuis longtemps considérés comme constituant une vaste nappe de charriage qui, pour lui, correspond à la Nappe de la Dent-Blanche d'Emile ARGAND et vient chevaucher vers l'Ouest la Zone du Briançonnais.

En 1920, P. TERMIER et W. KILIAN [66] ont suivi le bord occidental du pays des Schistes lustrés dans les Alpes franco-ita-

liennes, entre la Haute-Maurienne et le Haut-Queyras et ils indiquent que « nulle part, sur ce parcours de 100 kilomètres, le contact du pays des Schistes lustrés avec le pays briançonnais n'a les caractères d'un contact vraiment normal. La continuité stratigraphique devient de plus en plus improbable et la conception d'une *nappe de Schistes lustrés* surmontant une nappe briançonnaise paraît s'imposer de plus en plus ». Ils considèrent « qu'un vaste ensemble cristallophyllien ne peut pas s'étendre au-dessus d'un vaste ensemble non métamorphique sans qu'il y ait eu charriage du premier sur le second, le métamorphisme régional ne pouvant être attribué qu'à une cause profonde agissant *per ascensum* ».

La région que j'ai étudiée n'empiète pas sur le véritable pays des Schistes lustrés ou Zone du Piémont. Par contre, elle en est séparée à l'Est par une zone intermédiaire à laquelle j'ai donné le nom de « Zone du Col Tronchet ». Il me paraît nécessaire de l'individualiser, car les différents terrains à faciès briançonnais y sont encore *partiellement* reconnaissables dans une puissante série qui ressemble déjà *beaucoup* aux Schistes lustrés.

Par contre on n'y voit pas encore apparaître les « Roches vertes » caractéristiques de la vraie zone du Piémont.

P. TERMIER, au contraire, *englobe déjà ma Zone du Col Tronchet dans sa « Nappe des Schistes lustrés »*.

Poursuivant l'étude du contact entre le pays des Schistes lustrés et le pays briançonnais, P. TERMIER [69] a en effet parcouru en 1921 la région comprise entre Ceillac et Maurin (feuille Larche), qui appartient à ma Zone du Col Tronchet. Pour lui, il y a là encore « indépendance stratigraphique complète entre les Schistes lustrés et la série des terrains briançonnais », et le contact entre les deux séries se fait par un encapuchonnement de la première par la seconde. Le contact anormal passe au pied des falaises calcaires des Massifs de la Saume, des Heuvières et de Font-Sancte. Il est d'ailleurs jalonné par un coussinet de gypses et cargneules que P. TERMIER considère comme

une véritable mylonite, et il signale notamment qu'au Col de Girardin, « ces cargneules du contact sont immédiatement surmontées par des marbres blanc-jaune avec taches roses qui sont à peu près sûrement du Malm et supportent eux-mêmes une puissante série triasique des escarpements de Font-Sancte ».

Dans cette série, que P. TERMIER a bloquée sous le nom de Schistes lustrés, je crois pouvoir distinguer au contraire une succession d'horizons stratigraphiques à faciès encore briançonnais. D'ailleurs, dans les chapitres précédents consacrés respectivement au Trias, au Dogger, au Malm, aux Marbres en plaquettes et au Flysch, j'ai déjà signalé que les roches appartenant à ces différents étages pouvaient, à mon avis, être individualisées dans cette Zone du Col Tronchet. Je décrirai successivement trois coupes particulièrement intéressantes.

A. — Arête du Col Tronchet - Col Girardin.

(Voir fig. 6, p. 128.)

Toute cette arête serait, d'après TERMIER, constituée par des Schistes lustrés. C'est ce que figure la feuille Larche.

J'y ai reconnu cependant des marbres en fines plaquettes gris ou vert clair présentant à leur base, au Col Tronchet, quelques mètres de brèches. Malgré leur aspect plus cristallin, je ne doute point qu'il s'agisse là du niveau des Marbres en plaquettes. D'ailleurs, au voisinage même du Col Girardin, la formation précédente est recouverte par des schistes noirs assez cristallins qui, pour P. TERMIER, font également partie du complexe des Schistes lustrés, mais dans lesquels j'ai rencontré des empreintes très nettes de *Chondrites* identiques à celles du Flysch du Vallon de la Font-Sancte et du Vallonnet, sur la rive droite du haut Rif-Bel. Ce dernier niveau correspond donc indiscutablement au Flysch et forme entre le Col Tronchet et le Col Girardin plusieurs intercalations synclinales. Ce Flysch,

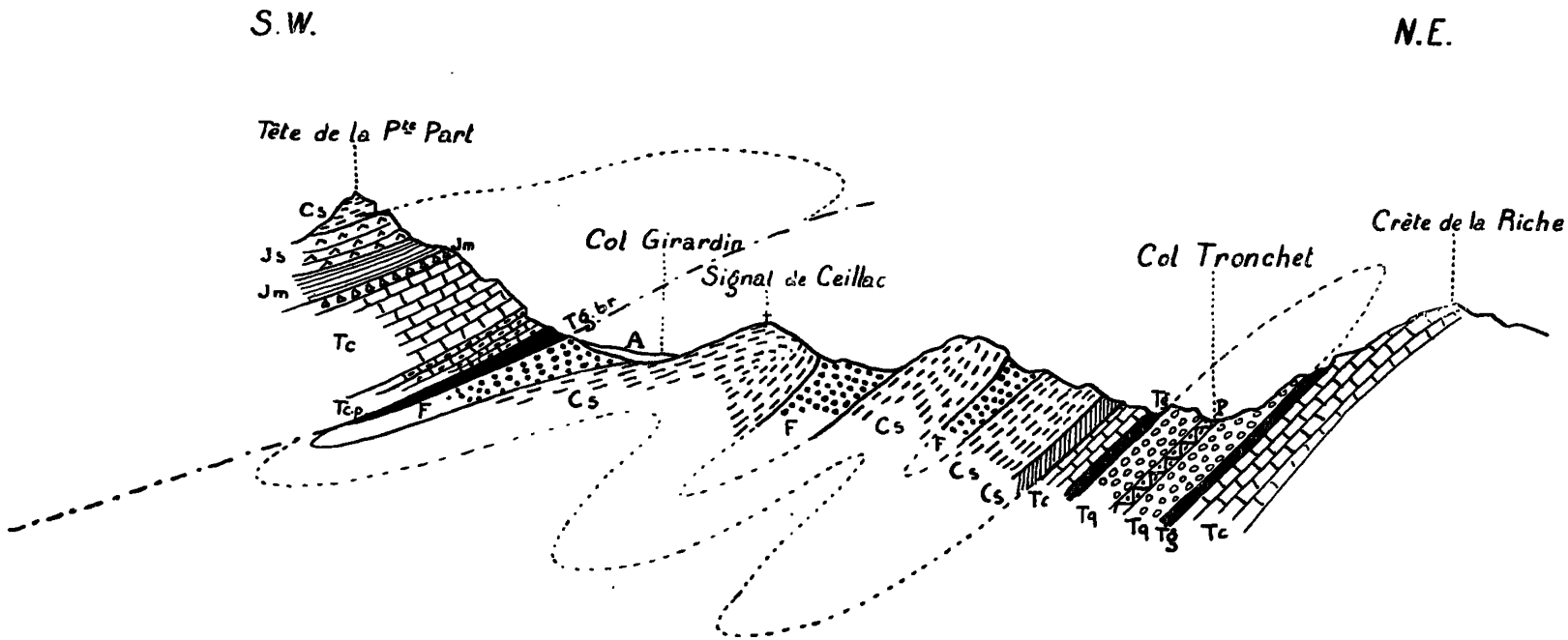

Fig. 6. Coupe géologique de la région du Col Tronchet

A. Eboulis
F. Flysch
Cs Crétacé supérieur et brèches de base
Js. Malm
Jm. Dogger et brèches de base
Tc. Calcaires dolomitiques du Trias
Tc.p. Calcaires phylliteux du Trias
Tg. Gypses et cargneules du Trias
Tg.br. Zone de broyage avec gypses
Tq. Quartzites du Trias
P. Permien (Verrucano).
Contact anormal

quoique déjà bien particulier, montre d'ailleurs encore des intercalations de grès bruns, très fins, semblables à ceux du Flysch briançonnais.

En résumé, le long de cette arête, ma zone intermédiaire apparaît comme un vaste synclinal ondulé où, sur les crêtes, n'affleurent que les terrains les plus récents, c'est-à-dire du Flysch et des Marbres en plaquettes à faciès « Schistes lustrés ».

Le contact de ce synclinal avec le pays briançonnais se fait exactement au Col Girardin, au pied des escarpements de la Font-Sancte. Ce contact est d'ailleurs renversé; sur le Flysch de la Zone intermédiaire reposent directement les gypses et cargneules avec blocs de quartzites de la base du Trias. Au-dessus viennent des calcaires clairs à taches roses que P. Termier attribuait au Malm et qu'il considérait comme des lames de charriage jalonnant la base de sa « Nappe des Schistes lustrés ».

Je crois, au contraire, que ces calcaires phylliteux sont ici à leur place normale et représentent, au-dessus des gypses, la base des calcaires triasiques; cette série normale se continue d'ailleurs jusqu'au sommet de la Pointe de la Petite-Part formée par des Marbres en plaquettes.

En somme, le contact entre la Zone intermédiaire et la Zone du Briançonnais se présente comme un pli-faille déversé vers l'Italie.

Vers l'Est, au Col Tronchet même, la Zone intermédiaire est bordée par un anticlinal à noyau permien extrêmement étiré et également déversé vers l'Italie. C'est l'anticlinal de Combe-Brémond, dont je n'ai pas encore étudié vers l'Est les rapports détaillés avec le pays des vrais Schistes lustrés.

La coupe précédente a été relevée sur la ligne de partage des eaux entre Ubaye et Guil. Descendons maintenant dans le fond de la Vallée de l'Ubaye; nous y retrouverons les mêmes éléments tectoniques, mais recoupés à un niveau topographique inférieur.

B. — Haute-Ubaye aux environs de Maurin.

(Voir pl. IV, coupe n° 9, et pl. XX.)

Ici, la Zone intermédiaire est profondément entamée par la vallée et se montre accidentée de deux anticlinaux secondaires fortement couchés vers l'Italie, à flanc inverse très étiré et en grande partie supprimé.

1° Le plus occidental de ces accidents est bien visible sur la rive droite de l'Ubaye, à la hauteur du village de Maljasset. Son axe est occupé par des calcaires triasiques normaux. Au-dessus du Trias, au pied de l'escarpement principal qui domine le village, on observe 4 à 5 mètres de brèches dolomitiques à grands éléments triasiques pouvant atteindre plusieurs décimètres (j'en ai observé de 0 m. 35), mais généralement de la grosseur d'un œuf. C'est incontestablement la brèche de base du Bathonien; elle est en effet surmontée par des calcaires noirs en plaquettes avec nombreuses sections de fossiles et rappelant tout à fait, bien que beaucoup plus cristallins, les assises bathoniennes des Montagnes d'Escreins. Ce Bathonien débute par des bancs noirs, bien lités, de 0 m. 20 à 0 m. 30 d'épaisseur, présentant souvent l'enduit rouge qui est déjà si caractéristique du Dogger briançonnais. Il se continue ainsi sur 15-20 mètres d'épaisseur et est surmonté par des bancs plus massifs et plus clairs, siliceux, prenant déjà par place un aspect lustré, mais présentant des intercalations pseudo-bréchoïdes vertes de marbre de Guillestre typique. Le Jurassique supérieur existe donc ici au-dessus des calcaires noirs du Bathonien, sous un faciès déjà bien différent de celui du Briançonnais. Il est à son tour recouvert par les assises des Marbres en plaquettes et du Flysch avec les caractères particuliers que j'ai définis près du Col Tronchet.

2° Le second anticlinal, situé à l'Est du précédent plus fortement couché et étiré, débute à la hauteur de Combe-Brémond.

Il est séparé du premier par un synclinal très aigu de schistes gris et noirs que je considère comme des Marbres en plaquettes et du Flysch avec assises plus cristallines visibles à 20 ou 30 mètres au-dessus de l'auberge Bertrand, à l'entrée du village de Maljasset (photo, pl. XX).

L'axe de notre anticlinal est occupé par du Verrucano très laminé, mais facilement reconnaissable encore, en particulier dans le petit ravin situé au-dessus de la Chapelle de Maurin (Combe-Brémond), où il présente un aspect sériciteux avec grains de quartz roses et blancs qui en confirment l'identification. Les quartzites du Trias inférieur sont complètement laminés et le noyau permien est directement entouré de gypses et cargneules et de calcaires phylliteux du Trias, dont l'aspect savonneux pourrait les faire confondre avec le Jurassique supérieur à faciès Marbre de Guillestre. Nous retrouvons d'ailleurs sur le flanc inverse de l'anticlinal les calcaires phylliteux, bien que très étirés; ils y sont accompagnés de radiolarites avec roches manganésifères [1] qui représentent certainement un Malm à faciès profond.

Le Trias se poursuit enfin par des bancs très caractéristiques de calcaires dolomitiques avec intercalations de cargneules, et

---

[1] Je donne ci-après une analyse de la roche due à l'amabilité de mon collègue et ami DODERO, assistant à la Faculté des Sciences de Grenoble :

Humidité	0,23
Perte au feu (CO^2 16 %)	27,3
SiO^2	7,5
MnO^2	1,37
MnO	27,92
Al^2O^3	2,48
Fe^2O^3	0,57
CaO	25,48
MgO	3,6
SO^3	0,01
P^2O^5	0,02
K^2O — Na^2O	2
Total	98,48

la série se termine par une succession d'assises monotones qui ressemblent beaucoup aux Schistes lustrés.

Dans la Zone intermédiaire, nous n'avons jamais rencontré d'intercalations de « Roches vertes » qui constituent le véritable « fossile caractéristique » des Schistes lustrés. Mais la célèbre carrière de serpentine exploitée à Maurin, sur la rive gauche de l'Ubaye, est située à une faible distance à l'Est des deux plis précédents. A partir de là, nous sommes donc dans des Schistes lustrés authentiques.

Nous pouvons cependant y observer aussi plus à l'Est, un peu en amont du Lac de Parouard, sur le sentier du Col de Longet, des intercalations de schistes noirs, verts ou rosés, accompagnés de grès brunâtre, qui, malgré leur grande cristallinité, doivent encore être interprétées comme Flysch.

Ce n'est que plus à l'Est enfin, en remontant vers le Col du Longet, que le faciès Schistes lustrés paraît avoir envahi toute la série. On a alors nettement l'impression que, selon l'expression même de P. TERMIER, « le Jurassique supérieur et les Marbres en plaquettes disparaissent dès qu'apparaissent les Schistes lustrés ».

C. — Coupe de la Clapière, près Ceillac.
(Voir pl. IV, coupe n° 3.)

Ici, notre Zone intermédiaire, considérablement rétrécie, se réduit à un étroit synclinal de Marbres en plaquettes dans le Ravin des Routes, au Nord de La Clapière. Ce synclinal, où les Marbres en plaquettes n'ont plus qu'à peine le faciès lustré, est bordé vers l'Ouest par une série continue renversée, où l'on retrouve du Malm et du Dogger.

Il n'y a donc plus ici, comme au Col de Girardin, de contact anormal.

Conclusions.

Mes observations ne me permettent donc pas d'admettre, pour les environs de Maurin, l'interprétation tectonique pro-

posée par P. TERMIER. Ce dernier considérait les calcaires du Trias de l'anticlinal de Maljasset comme apparaissant « en fenêtre » sous sa nappe des Schistes lustrés. Nous venons de voir au contraire que ces calcaires sont surmontés par une série normale dans laquelle nous avons pu individualiser du Dogger, du Malm, des Marbres en plaquettes et du Flysch prenant déjà le faciès « Schistes lustrés », mais néanmoins reconnaissables.

Trias de Maurin et série lustrée des crêtes appartiennent ainsi à une même unité tectonique, ma « Zone intermédiaire », séparée seulement du pays briançonnais par la grande zone de contact anormal du Col de Girardin.

Le faciès « Schistes lustrés », bien qu'apparaissant en général d'une façon assez brusque à l'Est du pays briançonnais, montre ainsi des passages latéraux aux terrains briançonnais. Dans notre Zone intermédiaire, nous avons observé, depuis le Trias supérieur jusqu'au Flysch inclus, une transformation progressive des divers horizons. Tous les terrains tendent à prendre un faciès cristallin uniforme et leurs caractères distinctifs s'estompent progressivement à mesure que l'on se dirige vers l'Est.

Cette uniformisation se fait en commençant par les niveaux inférieurs. Il y a donc bien envahissement *per ascensum* de la série briançonnaise par le faciès Schistes lustrés, constatation conforme à la théorie de P. TERMIER.

D'ailleurs, notre Zone intermédiaire existe encore au Nord des Montagnes d'Escreins, au Col de l'Alpet près de Montgenèvre (feuille de Briançon), mais là, Ch. PUSSENOT et moi, dans une série de calcschistes très cristallins, nous avons pu, grâce à la découverte d'une *Ariétite,* montrer l'existence indubitable du Lias. Il n'y aurait donc rien d'impossible à ce que, dans la région de Maurin et du Col Tronchet, on fasse un jour une découverte analogue. D'ailleurs, au Col de l'Alpet comme à Maurin, on retrouve toute une série de terrains cristallins correspondant sans doute au Dogger, au Malm, aux Marbres en plaquettes et au Flysch et qui prend de plus en plus vers l'Est le faciès de Schistes lustrés.

Notons aussi que, dans la région du Val d'Hérens (Valais), qui correspond à la prolongation en Suisse de la partie de la Zone du Briançonnais étudiée ici, M. WEGMANN [72 bis, pl. I] conclut à l'existence de passages latéraux entre les terrains jurassiques et les Schistes lustrés.

Dans les coupes de Maurin et du Col Tronchet précédemment décrites, la grande discontinuité tectonique que P. TERMIER a signalée entre sa « Nappe des Schistes lustrés » et le pays briançonnais, existe bien. Elle est marquée, au pied des escarpements de la Font-Sancte, par le contact direct au Col Girardin des quartzites et gypses du Trias inférieur avec le Flysch de l'arête Col Girardin - Col Tronchet.

Mais en réalité, entre ces deux cols, on n'est point encore dans la véritable Zone des Schistes lustrés, mais bien dans ce que j'ai appelé la « Zone intermédiaire ». Les vrais Schistes lustrés avec leurs « Roches vertes » ne commenceraient qu'à l'Est du Col Tronchet.

Ces diverses coupes ont le grand intérêt de nous faire en quelque sorte *suivre sur le vif un passage latéral,* d'ailleurs *extrêmement rapide,* entre les faciès briançonnais normaux et ceux de la Zone du Piémont. En Haute-Ubaye, la rapidité de ce changement est d'autre part certainement accentuée par l'existence d'importantes lignes de dislocation correspondant à de grands déplacements horizontaux, le long desquels par suite doivent nous manquer beaucoup de termes de passage.

On peut se demander maintenant ce que deviennent nos lignes de dislocation plus au Nord ou plus au Sud.

La conclusion de TERMIER et KILIAN, à savoir l'existence, tout le long de la frontière franco-italienne, d'une unique surface de charriage séparant deux nappes fondamentalement différentes demanderait peut-être à être révisée.

Il n'y a, en effet, aucune raison décisive pour qu'une zone de contact anormal se trouve coïncider exactement avec une zone de changement de faciès.

On sait que, dans les Alpes, l'attention a été souvent attirée

sur le non-parallélisme des zones isopiques et des accidents tectoniques, et déjà en 1912, W. Kilian et Ch. Jacob ont fait à ce sujet d'intéressantes observations dans les Alpes franco-italiennes et le Valais [57].

En tous cas, mes observations viennent à l'appui des idées classiques sur l'âge des Schistes lustrés considérés comme une grande série métamorphique débutant au sommet du Trias pour se prolonger jusque dans le Flysch.

DÉPOTS QUATERNAIRES

Dans leur ensemble, les Montagnes d'Escreins, situées en dehors des grands courants glaciaires de l'époque quaternaire, ne présentent en général que des restes de glaciers locaux *très récents*. Seule leur partie occidentale a été accessible aux glaciers duranciens qui y ont abandonné d'importants dépôts.

Le vaste promontoire qui supporte la pittoresque cité fortifiée de Montdauphin et s'étale jusqu'en amont de Guillestre est formée entièrement de terrains quaternaires et principalement de poudingues très durs.

Profondément entamés par le Guil actuel, les conglomérats de Montdauphin ont de tous temps attiré l'attention du touriste par les formes très spéciales qu'y ont découpées les phénomènes d'érosion dus au surcreusement de la vallée. Les profils variés et étranges des immenses colonnes de poudingues qui jalonnent les deux rives du Bas-Guil, rappelant parfois des animaux fantastiques ou même des silhouettes humaines, justifient les noms locaux de « Rue des Masques », « Main du Titan », etc...

Mais quiconque a aussi parcouru la vallée de la Durance, en amont d'Embrun, ne peut manquer de faire un rapprochement entre les conglomérats de Montdauphin, ceux du « Roc d'Embrun » et ceux qui dominent le lit de la Durance et de son affluent, le Rabioux, au-dessous de Châteauroux (voir feuille géologique de Gap au 80.000°).

Ces divers « gâteaux » d'alluvions échelonnés le long de la vallée de la Durance, à des altitudes progressivement décroissantes de l'amont vers l'aval, ont fait l'objet d'études patientes et minutieuses de DAVID-MARTIN et surtout de E. HAUG, de W. KILIAN et de PENCK et BRUCKNER. Leurs nombreuses observations ont apporté une importante contribution à la connaissance de l'histoire géologique de la région pendant l'époque quaternaire.

La profonde échancrure dans laquelle coule le Guil actuel, en aval de Guillestre, est creusée dans une succession de dépôts dans laquelle W. KILIAN [51 bis] a distingué de haut en bas :

a) Des boues glaciaires à blocaux;

b) Des alluvions anciennes très épaisses conglomérées en poudingues;

c) Les schistes noirs du Flysch.

J'étudierai ici les deux horizons supérieurs.

1° Alluvions anciennes.

On retrouve à Châteauroux et à Embrun les formations *a*) et *b*) précitées. Mais E. HAUG et W. KILIAN [31] ont, en outre, remarqué que les alluvions anciennes du Roc d'Embrun *reposent sur des dépôts glaciaires;* elles sont par conséquent interglaciaires (ou interstadiaires) et non « préglaciaires », comme W. KILIAN les avait alors qualifiées.

Les alluvions anciennes de Châteauroux et de Montdauphin sont incontestablement le prolongement vers l'amont des alluvions anciennes du Roc d'Embrun. Mais ni à Châteauroux, ni à Montdauphin, les dépôts glaciaires de base n'ont été signalés jusqu'ici [1].

Les alluvions du Roc d'Embrun, de Châteauroux et de Mont-

---

[1] PENCK et BRUCKNER [46, IIIe livre, p. 22] ont signalé à la base des alluvions de Montdauphin un seul caillou strié.

dauphin correspondent évidemment à une période pendant laquelle le glacier de la Durance avait reculé jusqu'au moins aux environs de Montdauphin. Le glaciaire qui les recouvre prouve qu'ensuite les glaciers se sont de nouveau avancés. Il est raisonnable d'assimiler ce retour offensif des glaciers à ce que E. Haug a appelé dans la région de Gap le « stade de la récurrence ». D'après cet auteur, le glacier de la Durance se divisait encore en deux branches : l'une allant jusqu'à Gap, l'autre suivant le thalweg actuel de la Durance jusqu'aux environs de Remollon.

Depuis, W. Kilian a appelé l'attention sur la généralité de cette récurrence dans toutes les grandes vallées alpines. Il en a fait son « Néowürmien ».

Ainsi nos alluvions de Montdauphin seraient anté-néowürmiennes.

Quant au glaciaire qui s'observe sous ces alluvions au Roc d'Embrun, il est rationnel de le rattacher au Würmien. On admet, en effet, que dans l'intérieur des Alpes, les plus anciens dépôts glaciaires encore conservés datent de cette époque.

Nos alluvions de Montdauphin sont donc postérieures au Würmien. On peut les qualifier d'interglaciaires ou d'interstadiaires, suivant qu'on attribue au Néowürmien la valeur d'une période glaciaire ou d'un simple stade de retrait du Würm.

D'ailleurs, les alluvions du Roc d'Embrun et de Châteauroux, situées dans l'axe de la vallée de la Durance, sont formées d'alluvions duranciennes caractérisées par des galets de *granite du Pelvoux.*

Au contraire, dans les alluvions de Montdauphin, nous ne trouvons plus de granite du Pelvoux, mais uniquement des roches venant de la haute vallée du Guil (Roches vertes en particulier). Ce sont donc des alluvions non de la Durance, mais du Guil qui, à cette époque, construisait sur la rive gauche de la Durance un puissant cône de déjections. Vers l'amont, les témoins de nos alluvions de Montdauphin se retrouvent encore dans les gorges du Guil, près de la ferme de Montgauvie, où elles forment un petit plateau à l'altitude de 1090 mètres.

2° Glaciation néowürmienne.

A l'époque néowürmienne, le glacier du Guil ne devait plus atteindre la région de Guillestre. Nous avons au contraire la preuve que c'est le glacier de la Durance qui venait submerger toute la basse vallée du Guil. En effet, j'ai constaté en de nombreux points des bords de l'amphithéâtre de Guillestre et à une altitude de 1350 à 1400 mètres l'existence de blocs erratiques de granite du Pelvoux qu'il me paraît naturel de rattacher au Néowürmien.

J'ai rencontré en particulier de tels blocs dans un petit lambeau de glaciaire conservé un peu au Sud du hameau de Langieu (3 km. au Sud-Ouest de Guillestre) et en amont du canal. J'ai noté aussi la présence de rares fragments de granite du Pelvoux jusqu'au voisinage du hameau de Peyre-Haute (4 km. au Sud-Est de Guillestre, sur la route de Guillestre au Col de Vars). Là, sur plusieurs kilomètres, la route est établie dans des formations glaciaires très développées qui proviennent en grande partie du glacier local du Col de Vars. La présence de blocs de granite du Pelvoux à Peyre-Haute inscrit, comme à Langieu, l'emplacement du bord du glacier néowürmien de la Durance. L'individualité du glacier du Col de Vars disparaît donc à partir de là.

Quant au glacier néowürmien du Guil, ses traces ne se retrouvent qu'au débouché des gorges du Guil, à environ 3 km. en amont de Guillestre. C'est ainsi que nous observons sur le bord de la nouvelle route de Guillestre à la Maison du Roi, à quelques centaines de mètres avant d'arriver à la ferme de Montgauvie, une formation morainique qui recouvre un fragment de la terrasse interglaciaire conservé en ce point. Notre moraine néowürmienne renferme là de nombreux galets de *roches vertes* provenant de la vallée du Guil ou de celle du Cristillan; les granites du Pelvoux y font entièrement défaut.

De même, dans le ravin qui entaille la Montagne de Combe-

Chauve à l'Est de Guillestre et que suit en lacets le sentier de Mondone, j'ai noté l'existence d'énormes blocs erratiques de roches vertes, restes incontestables du glacier néowürmien du Guil.

Plus au Sud enfin, à l'extrémité aval des gorges du Rif-Bel, d'autres blocs de roches vertes appartenant à la même formation sont bien connus des habitants du pays qui désignent ce point sous le nom de « Pierres vertes ». On peut donc considérer ce dernier point, voisin de Peyre-Haute, comme l'extrême limite vers le Sud du glacier néowürmien du Guil.

3° Stades postérieurs au Néowürmien.

Après l'époque néowürmienne, il ne subsiste donc plus dans la région que des glaciers locaux retirés dans la partie haute des vallées.

Dans ma région, on les retrouve seulement sur les versants septentrionaux des massifs les plus élevés. C'est donc surtout sur le versant Nord de la Chaîne de Font-Sancte - Pic des Heuvières - Crête de la Saume que nous devons nous attendre à en reconnaître les traces.

La plupart des dépressions du massif précédent renferment en effet des dépôts glaciaires, mais la distinction de stades devient *absolument impossible.*

Tout au plus pouvons-nous reconnaître dans la région du Lac de Sainte-Anne l'un des stades les plus récents qui a précédé le retrait actuel. Il est marqué vers la cote 2260 par une belle cuvette terminale avec moraines bien conservées.

On pourrait même être tenté de considérer le Lac de Sainte-Anne comme un lac d'origine morainique; en réalité, il s'agit plutôt là d'un lac d'effondrement dans les gypses, bien caractérisé par sa forme régulièrement circulaire et ses bords à pente très marquée. Il en est de même du petit Lac d'Oruit situé au Nord-Ouest du précédent. Au contraire, le Lac des Prés Sé-

beyrand, emplacé dans les roches à faciès « Schistes lustrés » à surface moutonnée, paraît être un lac de surcreusement glaciaire.

Notons pour terminer qu'il ne subsiste dans la région qu'un névé extrêmement réduit resté accroché aux flancs du Massif de la Font-Sancte. Partout ailleurs, les vrais glaciers sont complètement disparus. Les plans directeurs au 20.000e figurent comme névés près du Pic de Panestrel et du Pic des Houerts des régions qui, certaines années, sont à peu près complètement découvertes et ne peuvent être considérées comme glaciers permanents.

Je suis ainsi conduit à constater dans ma région, comme l'ont fait W. Kilian, G. Flusin et J. Offner [44] aux glaciers de Marinet dans la Haute-Ubaye, que le glacier de la Font-Sancte, extrêmement réduit, a atteint la dernière phase de son existence, celle qui précède la disparition définitive.

Conclusions.

Ainsi donc, et c'est là le résumé des conclusions de W. Kilian, les phénomènes glaciaires dont nous retrouvons la trace aux environs de Guillestre, de Châteauroux et d'Embrun, attestent une succession d'événements qui peuvent se traduire de la façon suivante :

1° Retrait des anciens glaciers (würmiens) jusque dans les hautes vallées de la Durance et de la Clarée (amont de Briançon) et du Guil (Haut-Queyras);

2° Les cours d'eau, puissamment alimentés par la fonte des glaciers, parcourent les vallées et y déposent des alluvions torrentielles (alluvions interglaciaires) en assises épaisses.

Dans la vallée du Guil, ces alluvions, dont les restes se reconnaissent encore à plus de 100 mètres au-dessus du thalweg actuel, près de la ferme de Montgauvie, s'étalaient près de leur

confluent avec celles de la Durance en un puissant cône de déjections dont les matériaux constituent les conglomérats du fort de Montdauphin;

3° Retour des glaciers (Néowürmien) de la Durance et du Guil qui envahissent les environs de Montdauphin, s'avancent jusque dans le Gapençais et charrient les matériaux des moraines qui couronnent le promontoire de Montdauphin;

4° Retrait définitif de ces glaciers dans les vallées adjacentes, et le glacier de la Durance subsiste seul;

5° Le glacier de la Durance se retire à son tour et laisse en se retirant la vallée principale approfondie (surcreusée). Il en résulte une sorte de seuil au débouché de la vallée du Guil;

6° Obligé de se raccorder à son confluent avec la vallée principale notablement approfondie, le Guil s'est alors trouvé sollicité de *se creuser* une coupure profonde en entamant tour à tour les dépôts glaciaires néowürmiens, les alluvions interglaciaires et même le substratum des schistes noirs du Flysch.

Au point de vue géomorphologique, il y a lieu de faire connaître, au voisinage de la Maison du Roi, l'existence de belles *Marmites de géants,* d'origine torrentielle, dans un *ancien affluent* de la rive gauche du Guil et à 300 mètres en aval du confluent du Guil et du Cristillan. Ces marmites, creusées à plusieurs mètres au-dessus du fond du thalweg actuel, datent d'une époque où la gorge était en voie de creusement.

DEUXIÈME PARTIE

TECTONIQUE

Au début de mon mémoire, j'ai indiqué l'existence de deux nappes superposées qui, à elles seules, constituent les Montagnes d'Escreins. Mais à côté de ce massif, au voisinage de la Durance, près du Plan-de-Phazy et du village de Réotier, j'ai été conduit à admettre l'existence d'une nouvelle unité tectonique placée au-dessous de la nappe inférieure des Montagnes d'Escreins. Je l'ai appelée la nappe I; les nappes inférieure et supérieure des Montagnes d'Escreins deviennent ainsi les nappes II et III.

J'ai indiqué dans l'Introduction les relations probables de mes nappes I, II et III avec les unités tectoniques déterminées plus au Nord dans le Massif de Pierre-Eyrautz par MM. Ch. Pussenot, L. Moret, D. Schneegans, E. Raguin, et par là avec les écailles des montagnes entre Briançon et Vallouise définies par P. Termier.

Le problème de ces raccords ne se pose d'ailleurs que tout à fait en dehors de ma région et je n'ai point fait à ce sujet d'observation personnelle décisive.

A. — LES ÉCAILLES DE LA RÉGION DE RÉOTIER-PLAN-DE-PHAZY

Lorsque, remontant le cours de la Durance, on arrive au voisinage de l'embouchure du Guil, on est frappé par un brusque changement de paysage. Aux croupes adoucies du Flysch des

environs de Saint-Clément succèdent, sur les deux rives de la Durance, des roches escarpées et très découpées (voir photo, pl. X).

Ce sont là les premiers témoins de la Zone du Briançonnais représentés surtout par des assises triasiques avec lames permo-houillères qui viennent s'appuyer sur le Flysch de la Zone de l'Embrunais.

Comme je l'ai déjà dit plus haut, nous avons là en superposition deux écailles que j'appellerai écaille inférieure et écaille supérieure.

1° Rive droite de la Durance. — Région de Réotier.

a) Ecaille inférieure. — J'ai étudié avec beaucoup d'attention (voir carte) les complications extrêmes de cette écaille qui, au Sud du Plan-de-Phazy, va s'ennoyer dans le Flysch, près du hameau des Queyrasses.

La route de Réotier fournit en particulier, entre le pont du chemin de fer P.-L.-M. (1 km. à l'Ouest de Montdauphin) et le village des Moulinets, une coupe des plus instructives. Les divers terrains y sont laminés à l'extrême et se présentent en couches sensiblement verticales, d'épaisseur très variable.

Voici, en partant du village des Moulinets, la succession que j'ai relevée avec M. Gignoux au cours de la campagne d'été 1930 :

1. Flysch de la Zone de l'Embrunais ;

——— Contact anormal ———

Trias :

2. Gypses et cargneules : 3 m. 50 ;
3. Calcaires noirs avec zones dolomitiques en amandes : 10 mètres ;
4. Calcaires zonés gris et noirs avec bancs schisteux : 10 mètres ;
5. Schistes verts et jaunes : 1 mètre ;
6. Quartzites (épaisseur variable : 1 à 5 mètres au voisinage de la route).

Permien :

7. Schistes rouges (0 m. 50) ; ces schistes se continuent avec un plus

grand développement (3 à 4 m.) au-dessus de la route où ils sont accompagnés d'andésite rouge typique et de Verrucano;

8. Andésite verte : 30 mètres.

Trias :

9. Schistes pourris, gypses et cargneules : 5 mètres.

——— Contact anormal ———

Crétacé supérieur :

10. Marbres en plaquettes compacts très laminés : 1 m. 50.

Malm ?

11. Calcaires rosés très cristallins et très broyés : 1 m. 50.

Trias :

12. Schistes pourris : 0 m. 50;
13. Calcaires noirs laminés : 1 mètre.

——— Contact anormal ———

14. Marbres en plaquettes : 2 mètres;
15. Flysch typique : 10 mètres;
16. Marbres en plaquettes : 3 mètres;
17. Flysch typique : 3 mètres;
18. Marbres en plaquettes : 10 mètres;
19. Flysch : 5 mètres;
20. Marbres en plaquettes noirs peu typiques : 40 mètres;
21. Flysch typique : 1 mètre;
22. Marbres en plaquettes typiques : 10 mètres;

——— Contact anormal ———

23. Calcaires triasiques en dalles : 15 mètres;
24. Marbres en plaquettes (cachés en grande partie par de l'éboulis);
25. Flysch (près du pont du chemin de fer).

C'est cette dernière grande masse synclinale de Flysch que j'ai choisie pour délimiter l'écaille inférieure de l'écaille supérieure que je décrirai ultérieurement.

Ainsi, notre écaille inférieure comporte quatre lames secondaires séparées par des contacts anormaux et dont j'ai schématisé la disposition relative dans la coupe ci-après.

La coupe que nous venons de décrire est celle qu'on voit le long de la route de Réotier, c'est-à-dire près du fond de la vallée.

En s'élevant au Nord, on voit dans le voisinage du village de la Combe-de-Réotier la coupe se modifier un peu. En particu-

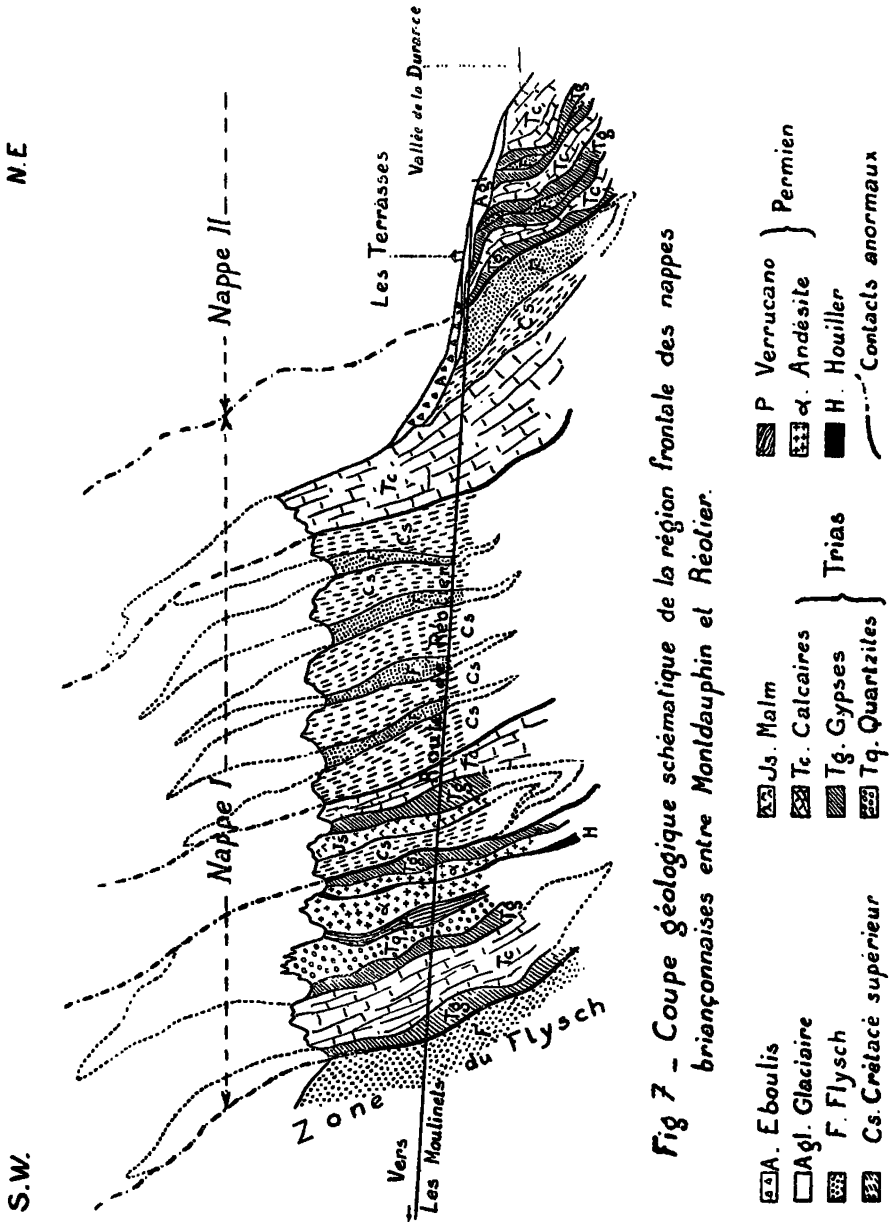

Fig 7 _ Coupe géologique schématique de la région frontale des nappes briançonnaises entre Montdauphin et Réolier.

lier, le noyau anticlinal de la lame inférieure, qui ne montrait au voisinage de la route que du Permien, se complète ici par du Houiller. De petits pointements de schistes et de grès houillers s'alignent là en chapelet sur une longueur de plus de 800 mètres.

b) *Ecaille supérieure.* — Au-dessus de la bande de Flysch arrivant au pont du chemin de fer et marquant la limite entre les écailles inférieure et supérieure, cette dernière débute par des gypses et cargneules triasiques jalonnant un grand contact anormal.

On y observe, de l'Ouest à l'Est, la succession suivante :

1. Gypses et cargneules ;
2. Calcaires dolomitiques et calcaires schisteux noirs du Trias ;
3. Gypses comportant une mince lame de Flysch ;
4. Calcaires dolomitiques et schistes noirs du Trias ;
5. Gypses ;
6. Flysch ;
7. Gypses ;
8. Calcaires dolomitiques du Trias et calcaires noirs un peu schisteux.

Notre écaille supérieure présente donc sur sa partie frontale des complications tectoniques analogues à celles que nous a montrées l'écaille inférieure.

En particulier, on voit que les gypses sont injectés tectoniquement dans le Flysch, ces phénomènes n'ayant d'ailleurs qu'une valeur purement locale.

2° Rive gauche de la Durance.

Le Plan-de-Phazy.

Nous retrouvons sur cette rive le prolongement des deux écailles que nous venons de décrire en face, près de Réotier.

a) *Ecaille inférieure.* — Elle apparaît comme un anticlinal complexe d'ailleurs très dissymétrique et étiré, bordé de chaque côté par du Flysch.

A l'Ouest, c'est le Flysch de la « Zone de l'Embrunais » montrant, en face de Saint-Clément, une magnifique charnière synclinale devenue classique.

Puis vient une bande de calcaires triasiques formant le grand rocher de Barbein, sur le versant Ouest duquel on constate la présence du niveau caractéristique des calcaires vermiculés, habituel à la base des calcaires du Trias, et aussi de quelques intercalations bréchoïdes vers la partie supérieure.

Viennent ensuite des gypses et cargneules formant d'abord un petit pointement anticlinal secondaire au milieu des calcaires. On les voit dans le fond d'un petit ravin qui descend directement de Barbein au Plan-de-Phazy. Au voisinage même de Barbein, ils n'affleurent pas; mais immédiatement à l'Est du village, une topographie caractéristique avec dépression fermée et entonnoirs d'effondrement indique leur présence en profondeur. Aussi les ai-je figurés là sur ma carte.

Ensuite, on rencontre les quartzites très laminés; on peut bien les voir sur le flanc Est du noyau granitique, où le Permien est étiré. Ce dernier terrain se voit au contraire sur le flanc Ouest, où il n'avait pas été reconnu jusqu'à présent; il y est représenté par des schistes rouges et verts, par quelques bancs de Verrucano très laminés et par des andésites dont la détermination, à l'aide de coupes minces, a été vérifiée par M. Wegmann.

Au Plan-de-Phazy même, le Houiller est entièrement laminé, mais il se retrouve plus haut sous forme d'une mince bande accompagnant les quartzites triasiques à l'Est-Sud-Est du village de Barbein.

Enfin les terrains les plus anciens de l'écaille sont constitués par le fameux noyau granitique du Plan-de-Phazy, dont j'ai longuement parlé plus haut.

Le flanc Est de notre écaille est presque partout recouvert de moraines et d'éboulis. Le seul terrain qui affleure un peu largement est formé par des gypses et cargneules dont les croupes dénudées et stériles dominent directement les émergences des sources minérales.

Dans le haut, en arrivant au torrent des Pabris, ces gypses, suivis par des calcaires du Trias, entrent directement en contact avec une mince bande de Flysch qui, ici, sépare l'écaille inférieure de l'écaille supérieure.

b) *Ecaille supérieure.* — Elle est presque entièrement cachée sous les moraines et les éboulis. On y voit des bandes discontinues formées successivement de calcaires triasiques, de Malm et de Marbres en plaquettes qui, au village de Languieu (Langieu de la carte), s'enfoncent sous le Flysch remplissant toute la cuvette de Guillestre.

Les écailles que nous venons d'étudier, d'une part, à Réotier, et, d'autre part, au Plan-de-Phazy, sont évidemment très laminées en chapelet, de sorte qu'on peut se demander comment se fait leur raccord d'une rive à l'autre de la Durance (voir la carte).

L'hypothèse que nous avons adoptée nous a paru la plus plausible.

B. — LES NAPPES DU GUIL DANS LES MONTAGNES D'ESCREINS

Au delà de l'immense synclinal de Flysch de Guillestre, les terrains mésozoïques reparaissent pour former les Montagnes d'Escreins. Ils y constituent deux nappes que j'ai appelées « nappe II » et « nappe III ».

1° NAPPE II

Elle réapparaît à travers la nappe III dans une série de fenêtres que je désignerai de la façon suivante :

a) Fenêtre du Guil et du Rif-Bel;

b) Fenêtre du Bas-Cristillan;

c) Fenêtre de la Grande-Roche.

a) Fenêtre du Guil et du Rif-Bel. — La coupe de la rive droite du Guil, de Montdauphin à la Maison du Roi, a été décrite d'une façon détaillée par W. KILIAN et figurée dans les traités les plus classiques de géologie, notamment dans le grand ouvrage de SUESS : *La face de la Terre.*

W. KILIAN avait nettement reconnu, en amont de Guillestre, l'existence d'un vaste contact anormal limitant sur les deux rives du Bas-Guil (photo, pl. XVI et XVII) une fenêtre dont il avait reporté les limites sur la première édition de la feuille géologique de Gap au 80.000e. Mais il considérait cette « fenêtre du Guil » comme complètement fermée vers le Sud. Nous la verrons au contraire se poursuivre sur une grande distance, sur les flancs de la Forêt de Combe-Chauve et le long de la dépression du Rif-Bel. Décrivons-en les bordures :

Bordure Nord. — Le contact anormal part de la route du Queyras, au point où le torrent de la Vallette se jette dans le Guil; on voit là les calcaires du Trias de la nappe III débuter par des assises bien litées correspondant au niveau des calcaires phylliteux et reposant directement sur les Marbres en plaquettes de la nappe II.

On peut suivre très aisément la ligne de contact de ces deux formations sur les flancs de la Crête des Ourgières jusqu'au voisinage du village du Gros.

Près de la Batterie du Gros, on voit même un synclinal de Flysch disparaître sous ce Trias avec son substratum de Marbres en plaquettes. Un autre petit synclinal de Flysch moins important, mais bien connu par la célèbre brèche à éléments cristallins qu'il comporte, subit le même sort à quelques centaines de mètres à l'Ouest du village du Gros. A l'Est de ce village, le contact anormal est souligné par un important affleurement de gypses et de cargneules que traverse la route militaire et qui se poursuit certainement sous la zone d'éboulis située au Nord du village.

A partir de là, la ligne de contact anormal s'incurve vers le Sud, encore nettement marquée jusqu'au Guil par un coussinet de gypses et cargneules.

Bordure Ouest. — Après avoir franchi le Guil un peu à l'Est de la petite montagne du Pain de Sucre, notre ligne traverse la nouvelle route de Guillestre à la Maison du Roi, un peu en amont du Four à Chaux et se poursuit par la ferme de Mondone dans les Bois de Combe-Chauve qu'elle traverse en écharpe. Elle rejoint ensuite le Rif-Bel, remonte sur sa rive gauche dans le Bois de la Rima, suit le flanc oriental de la Crête de Vars au-dessus des Bois d'Escreins, coupe le torrent du Vallon Laugier et suit la base de la Crête du Vallon Laugier pour aboutir au pied du Vallon de la Selette.

Jusque-là, le contact anormal est très précis; partout on peut observer les calcaires dolomitiques du Trias de la nappe III chevauchant directement les Marbres en plaquettes ou le Flysch de la nappe II.

Plus au Sud-Est, le fond du Vallon de la Selette est rempli par des dépôts glaciaires et des éboulis et on ne voit plus de Marbres en plaquettes ni de Flysch. Ce dernier réapparaît au Col des Houerts sous forme d'une étroite bande qui s'enfonce au Sud-Ouest sous les calcaires triasiques du Massif du Pic des Houerts et au Nord-Est sous les gypses de base de la nappe III. Notre fenêtre se réduit ici à un mince liseré que nous verrons vers le Sud se dilater de nouveau pour donner la fenêtre de la Grande-Roche.

Bordure Est. — Nous retrouvons notre contact anormal dans le flanc Nord-Est de la fenêtre, sur la rive droite du torrent du Rif-Bel, où il est particulièrement net sur près de 10 kilomètres de longueur.

On l'observe en effet à partir du pied du Vallon de la Selette, où les calcaires triasiques du flanc Sud-Ouest de la Crête des Aspaturas viennent recouvrir des Marbres en plaquettes typiques accompagnés de leur brèche de base. La coupe de cette région, qui correspond à une partie très rétrécie de la fenêtre du Rif-Bel, est extrêmement nette et offre, en outre, la particularité de présenter un lambeau de poussée de quartzites à la base de la nappe supérieure.

A la hauteur du Vallon Claus, la ligne de contact anormal décrit vers le Nord un léger angle rentrant; on observe sur la rive droite du vallon et encore à la base de la nappe III un autre lambeau de poussée de quartzites verts, pulvérulents.

A partir de là, la présence de gypses et cargneules, à la limite de nos deux nappes, rend le contact anormal très apparent, même à distance. Le niveau des gypses et cargneules peut en effet être suivi sans interruption sur les flancs de la Montagne de Cugulet jusqu'à 1 kilomètre à l'Est des Prés d'Agnel, où l'on observe un autre lambeau de poussée de quartzites.

Entre ce dernier point et le village d'Escreins, la zone des gypses et cargneules est encore plus nettement perceptible, car le Flysch, laminé plus au Sud, réapparaît à la surface de la nappe II et s'oppose franchement par sa couleur foncée à la teinte générale ocreuse des gypses et cargneules ou à la couleur grise des Marbres en plaquettes.

Pour retrouver notre contact anormal après une interruption de près d'un kilomètre sous des terrains glaciaires, il faut aller jusqu'à la source des Bois de Combe-Chauve, à 500 mètres au Nord de Grand-Pré. Nous retrouvons là notre substratum de Marbres en plaquettes séparé des calcaires triasiques de la nappe III par le coussinet habituel de gypses et cargneules accompagné encore d'un petit lambeau de charriage de quartzites.

Nous sommes ainsi ramenés à la rive gauche du Guil, où notre contact anormal peut encore s'observer sur presque toute sa longueur dans les flancs de la Montagne de Roche-Rousse et jusqu'à la Maison du Roi. Enfin, de là, après avoir décrit vers l'Est un angle rentrant très aigu de 300 à 400 mètres de profondeur à l'embouchure du Cristillan, il revient au torrent de la Vallette qui a été le point de départ de notre description.

En résumé, notre fenêtre, *fermée vers le Nord,* comporte deux diverticules correspondant aux vallées du Guil et du Rif-Bel, reliés entre eux par un isthme ou pédoncule sur les flancs de Combe-Chauve.

Vers le Sud enfin, un autre isthme très étroit passant par le Col des Houerts relie la fenêtre du Rif-Bel à celle de la Grande-Roche.

b) Fenêtre du Cristillan. — Cette fenêtre, *fermée sur tout son pourtour,* est située le long du Cristillan, entre la Maison du Roi et le village de Ceillac. Elle présente un contour grossièrement circulaire avec un diamètre de près de deux kilomètres.

En remontant la vallée du Cristillan, on trouve en effet à 800 mètres environ de la Maison du Roi et sur les deux rives du torrent des quartzites du Trias plus ou moins pulvérulents surmontés par des calcaires bien lités du Trias, phylliteux par place et recouverts par les calcaires dolomitiques francs du Trias supérieur. Cet ensemble appartient à la nappe supérieure.

Mais un peu en amont, sur la rive droite du torrent, on reconnaît aisément au-dessus de la route des Marbres en plaquettes redressés en coins contre les calcaires du Trias; ils correspondent à ceux qui, sur la rive gauche du même cours d'eau, affleurent le long du torrent du Vallon des Pelouses, en amont de la moraine qui ferme le ravin à son point de jonction avec la vallée du Cristillan. On en peut d'ailleurs suivre le développement au pied du Bois Clair, sur une longueur de plus de 2 kilomètres.

A l'Ouest, nos Marbres en plaquettes s'enfoncent nettement sous les calcaires triasiques de la nappe III, et le contact est visible sur toute la rive gauche du ravin de la Rortie.

Au Sud et à l'Est, l'emplacement de la surface de contact avec la nappe supérieure est plus hypothétique et a été marqué sur la carte d'une façon approximative sous l'éboulis et les dépôts glaciaires de la région.

Vers le Nord, sous les Marbres en plaquettes de la nappe II, on voit réapparaître le noyau de cette nappe représenté par une masse énorme de calcaires triasiques laissant affleurer en leur milieu un important massif de quartzites formant là un verrou très net.

Il existe donc dans la vallée du Cristillan deux affleurements de quartzites bien différents appartenant l'un au noyau de la nappe II et l'autre à la base de la nappe supérieure.

Sur le flanc méridional de la Montagne du Pic de Guillestre, les Marbres en plaquettes de la nappe II ont été complètement cisaillés. Il est cependant encore possible d'y délimiter notre fenêtre d'une façon assez exacte grâce à la présence de la brèche de base des Marbres en plaquettes. Celle-ci, très chargée en éléments dolomitiques, présente un important développement sur la rive droite du Cristillan, où la route de Ceillac en traverse un large affleurement. Sa coloration générale jaune-ocre permet de suivre facilement son extension et de noter avec une assez grande précision la position du contact anormal.

On constate, en effet, que notre brèche forme un vaste dôme qui va s'enfoncer sous le Trias du Pic de Guillestre, et il ne subsiste des Marbres en plaquettes qui les recouvrent que les petits copeaux ou coins précédemment décrits.

On notera dans cette région l'extrême réduction de la lame synclinale séparant nos deux nappes. Il semble qu'on arrive là dans la zone des racines où les masses de calcaires triasiques des nappes II et III, couchées l'une sur l'autre, viennent se confondre.

c) *Fenêtre de la Grande-Roche.* — Cette fenêtre, qui s'élargit progressivement depuis le Col des Houerts jusqu'à la vallée de l'Ubaye, est délimitée d'une façon très nette vers le Sud-Ouest.

On constate que tout le massif de la Mortice formé par la nappe III repose, par ses calcaires triasiques de base, en contact anormal sur le Flysch ou sur les Marbres en plaquettes du flanc occidental de la Grande-Roche (nappe II).

Comme je l'ai observé en beaucoup de points, on retrouve là, au contact des deux nappes, une zone de gypses et cargneules presque continue, mais extrêmement réduite et souvent cachée par de l'éboulis.

Sur le bord Sud-Ouest de notre fenêtre, le contact anormal

traverse l'Ubaye un peu en amont du Pont du Châtelet et semble se poursuivre jusqu'en Italie.

Le bord Nord-Est de la même fenêtre n'est pas aussi facile à suivre. En effet, jusqu'à présent, la limite entre les nappes II et III correspondait à un synclinal formé par les Marbres en plaquettes et le Flysch, couverture de la nappe II, suivi d'un anticlinal (nappe III) dont le flanc inverse était toujours laminé. Il y avait donc contact direct entre le Flysch ou les Marbres en plaquettes et les quartzites et gypses, noyau du flanc normal de la nappe II.

Au Sud du Col des Houerts, au contraire, le flanc inverse de l'anticlinal (nappe III) tend à se compléter, de sorte qu'au Flysch et aux Marbres en plaquettes qui prolongent ceux du Col des Houerts succèdent à l'Est des bandes d'ailleurs très laminées et discontinues de Malm et de calcaires triasiques que l'on peut voir sur la rive gauche du torrent des Sainfoins (aval de la Blachière).

Cela revient à dire, si l'on veut, que là notre nappe s'enracine. La grande masse permienne et triasique de la Tête du Sanglier constituerait le noyau anticlinal de cette racine.

De plus, il importe de noter que dans la Haute-Ubaye, en amont de Sérenne, on ne retrouve plus la structure en dôme que l'on observe dans les gorges du Guil, en amont de Guillestre, mais une structure superficielle isoclinale. Une telle disposition des assises résulte du fait que, vers le Nord-Est, le synclinal de Marbres en plaquettes et Flysch se renverse sur les quartzites; il y a un encapuchonnement.

C'est là déjà le début du déversement superficiel vers l'Italie qui a donné naissance à la conception de l'éventail briançonnais.

Principaux accidents de la nappe II. — Le peu d'étendue des affleurements de la nappe II rend difficile et même souvent impossible l'observation de ses dislocations.

La plus importante de celles-ci nous est révélée par la profonde coupure du Guil, qui, comme nous l'avons vu plus haut,

atteint le Permien inférieur de la nappe II. Les diverses assises de notre nappe forment là un bombement anticlinal à axe permien suivi vers l'Est d'un synclinal de Flysch fortement laminé et couché vers l'Ouest.

Le contact entre l'anticlinal et le synclinal est marqué par le cisaillement des assises calcaires du Trias et de la brèche de base des Marbres en plaquettes, mettant ainsi les Marbres en plaquettes directement au contact des quartzites triasiques. Les calcaires triasiques sont refoulés en coin dans les Marbres en plaquettes.

Plus au Sud-Est, sur la rive droite du torrent du Rif-Bel et sur le flanc Sud-Ouest de la Montagne de Cugulet, un autre accident de notre nappe II est marqué par un petit anticlinal déversé vers l'extérieur qui fait apparaître au milieu des Marbres en plaquettes une lame de calcaires triasiques avec même un peu de quartzites à la base. On suit aisément cet anticlinal depuis le Mont-Guillestre jusqu'au pied du Vallon de la Selette, mais c'est seulement depuis le Pont de Vars jusqu'au ravin du Gierp, c'est-à-dire sur près de 2 kilomètres de longueur, que notre anticlinal, accidenté par la rupture de sa charnière, laisse apparaître son axe triasique (fig. 8).

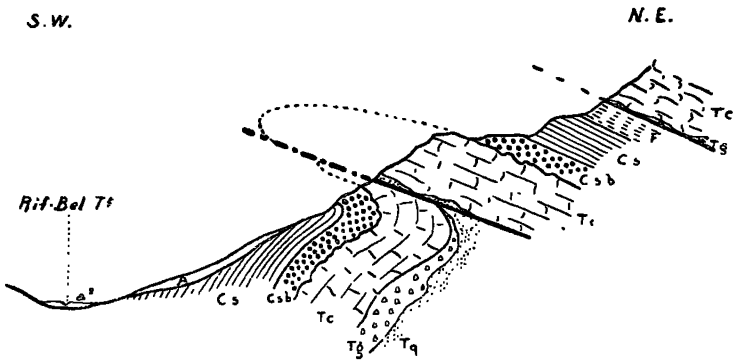

Fig. 8. — Coupe du flanc S-W. de la Montagne de Cugulet en amont du Pont-de-Vars.

A : éboulis ; a² : Alluvions modernes ; F : Flysch ; Cs : Marbres en plaquettes et brèches de base (Csb) ; Tc : calcaires du Trias ; Tg : gypses triasiques ; Tq : quartzites.

Sur la rive droite de l'Ubaye enfin, nous relevons dans la nappe II l'existence d'un bombement anticlinal qui, entre le Pont Voûté et le torrent des Sainfoins, ramène au jour un grand dôme de calcaires triasiques (bordé de Malm) qui surgit au milieu des Marbres en plaquettes.

2° NAPPE III

C'est elle qui occupe la plus grande partie des Montagnes d'Escreins. Elle s'enracine au Nord-Est dans les massifs du Pic de Guillestre, de la Crête des Aspaturas et du Pic de Panestrel.

Cette nappe présente de très nombreux accidents parfois fort complexes et montre, en particulier sur sa partie frontale, une division en deux écailles secondaires superposées.

Aussi, pour la commodité de l'exposé, décrirai-je successivement la zone interne et la zone externe de la nappe III, qui sont séparées par les fenêtres du Rif-Bel et de la Grande-Roche.

A. — Zone interne de la nappe III.

La région interne de notre nappe supérieure est accidentée par un certain nombre de replis orientés Sud-Est - Nord-Ouest; ce sont des anticlinaux et synclinaux plus ou moins couchés vers l'Italie dans la partie orientale, droits ou hésitants dans la partie occidentale.

De l'Est à l'Ouest, je distinguerai :

a) Synclinal de Ceillac - Col Tronchet. — Très important, ce pli est constitué surtout par des terrains post-triasiques qui présentent déjà des caractères de Schistes lustrés et appartiennent surtout aux niveaux des Marbres en plaquettes et du Flysch.

C'est lui qui constitue la majeure partie de ce que j'ai désigné sous le nom de « Zone du Col Tronchet » ou « Zone intermédiaire ».

Très net au Nord du village de Ceillac, où il est encadré par des terrains à faciès briançonnais (Malm, Dogger et calcaires triasiques) déjà modifiés, il se montre là très fortement couché vers l'Italie.

Plus au Sud, au bas des pentes de la Croix du Mélezet, il présente une double cassure longitudinale visible sur une longueur de 700 à 800 mètres (pl. IV, coupe n° 4).

Puis, en remontant la rive gauche du torrent du Tronchet, on le voit s'ouvrir et s'élargir considérablement dans les environs des Lacs des Prés Sébeyrand. A la hauteur du Lac Sainte-Anne, il se resserre légèrement et présente un repli anticlinal triasique médian visible dans le lit du torrent du Lac Sainte-Anne, près du sommet du cône de déjections de ce torrent.

Il s'agit là vraisemblablement de la continuation de l'accident que j'ai signalé plus au Nord; nous le retrouvons beaucoup plus développé dans la Haute-Ubaye, aux environs de Maurin, où il forme l'anticlinal de Maljasset figuré sur la coupe n° 9, pl. IV.

b) Zone anticlinale de la chaîne de la Saume - Pic des Heuvières - Font-Sancte. — Elle comprend un double repli anticlinal déversé vers le Nord-Est et uniquement formé par des calcaires triasiques.

On peut l'observer surtout dans les contreforts triasiques des deux rives du ravin de la Lourette.

A partir des Lacs des Prés Sébeyrand, notre zone anticlinale est refoulée sur le synclinal précédent et par rupture de son flanc inverse, vient en recouvrir le flanc occidental généralement par l'intermédiaire de gypses et cargneules ou de quartzites laminés ainsi ramenés au jour.

C'est ainsi que l'on observe, affleurant au milieu de l'éboulis, à 1 kilomètre au Sud du Lac d'Oruit, une vaste lentille de gypses et cargneules renfermant des blocs de quartzites broyés. De même, au pied du contrefort triasique du Pic des Heuvières, près du petit col qui conduit du Lac des Prés Sébeyrand au Lac Sainte-Anne, ainsi qu'au voisinage du Col Girardin, au pied des escarpements orientaux du Massif de la Font-Sancte.

Plus au Sud encore, en allant du Col Girardin au village de la Barge, on rencontre sur la même ligne de contact anormal des quartzites laminés emballés dans des gypses et cargneules.

La prolongation de notre accident viendrait enfin passer à la Barge.

c) *Une zone synclinale Sud-Occidentale* accidentée de petits anticlinaux secondaires et qui débute au Nord entre le Pic de la Mourière et le Pic d'Escreins.

Alors que les plis de la zone précédente sont franchement déversés vers l'Italie, ceux que comporte cette zone nouvelle forment une série d'ondulations peu marquées vers le Nord (voir pl. IV, coupes n°s 3 et 4) et dont seule l'observation des niveaux antérieurs aux Marbres en plaquettes permet la distinction. Ces rides vont en s'accentuant vers le Sud-Est (coupes n°s 5 et 6) et forment dans leur ensemble une série de plis droits ou « plis hésitants ».

D'abord très élargie vers le Nord, notre zone synclinale se resserre légèrement au niveau du Vallon Claus et se divise alors en deux synclinaux secondaires séparés l'un de l'autre par un anticlinal très aigu et étiré.

Le synclinal Nord-Oriental forme le massif de la Pointe de la Saume, traverse le flanc Sud-Occidental du Massif des Heuvières et constitue la pointe Nord de la Font-Sancte, ainsi que la Tête de la Petite Part. Il présente en particulier sur son flanc Sud-Ouest, entre le Vallon Claus et le pied du Pic de la Font-Sancte, un étirement qui fait disparaître presque complètement les assises du Dogger.

L'autre synclinal, ou *synclinal des Aspaturas,* reste complexe et va même en accentuant sa complexité vers le Sud-Est. Il y forme en effet deux synclinaux secondaires séparés par un petit repli anticlinal à axe médio-jurassique nettement visible au milieu de la dépression du haut Rif-Bel, à la naissance du cours d'eau (voir photo pl. XI). Ce petit anticlinal sépare deux synclinaux de Marbres en plaquettes situés sur les deux rives du torrent. Le plus important d'entre eux constitue au Sud-

Ouest la Crête du Vallon de la Selette et le Pic de Panestrel. L'autre forme la partie Sud du Pic méridional de la Font-Sancte.

A partir du pied du Vallonnet, les deux rameaux du synclinal des Aspaturas sont séparés par une faille inclinée vers le Nord-Est qui ramène les calcaires triasiques du flanc Nord-Est du Pic de Panestrel au contact des Marbres en plaquettes du flanc Sud du Pic de la Font-Sancte (voir pl. XIX).

d) Pli en retour Mont-Guillestre - Pic d'Escreins - Dent de Rocher. — En jetant un coup d'œil sur ma carte, on sera tout de suite frappé par les anomalies qu'offrent les contours de la région du Pic d'Escreins.

Sur le versant Nord de cette montagne, on voit des bandes régulières de Dogger, de Malm et même de Flysch venir s'enfoncer sous la grande masse des couches triasiques qui forment la crête.

Sur le versant Sud-Est, toutes ces bandes ressortent et se continuent avec la même régularité vers la Dent de Rocher et la Main de Dieu.

On a donc bien l'impression que ce grand massif triasique est une klippe posée sur ces diverses bandes qui se continueraient en dessous de lui. La base de notre klippe est jalonnée sur le versant Sud-Ouest de la Crête de Panestrelle par un liseré de gypses triasiques.

Enfin, les gypses du Trias, qui à la Dent de Rocher viennent si curieusement interrompre aux affleurements les bandes régulières de Marbres en plaquettes, de Malm et de Dogger, doivent aussi s'interpréter comme un autre lambeau de la même klippe réduite ici à ses gypses de base.

Il s'agit maintenant de voir d'où peuvent provenir ces klippes.

Pour cela, examinons la structure du Mont-Guillestre. Dans le versant Nord de cette montagne prend naissance un accident très curieux qui, au milieu des pentes de calcaires triasiques du versant Est, fait reparaître les gypses. Ces derniers se relient d'ailleurs aux gypses de base de la nappe III.

La coupe n° 2 (pl. IV) montre que le sommet du Mont-Guillestre correspond à une sorte de paquet en retour qui a été chassé vers l'Est avec les gypses comme substratum; de sorte qu'au Sud-Ouest du sommet, cette lame de gypse sépare en somme deux masses triasiques : l'une, celle de la Crête de Cugulet, représente la tranche normale de la nappe; elle peut être qualifiée « d'autochtone » par rapport à celle du Mont-Guillestre qui a été poussée vers l'Est, et l'amplitude de ce chevauchement, nulle aux environs du point 1971 (N.-O. du Mont-Guillestre), s'accentue progressivement vers le Sud-Ouest. De l'autre côté de cet « autochtone », la klippe du Pic d'Escreins et celle de la Dent de Rocher ne seraient autres que le prolongement de la masse chevauchante en retour du Mont-Guillestre.

Telle est l'interprétation que je propose pour cette curieuse région. Elle pourra paraître un peu compliquée, et je ne verrais que deux manières de l'éviter :

a) Assimiler nos dislocations à des cassures verticales qui auraient été en quelque sorte injectées par du gypse remontant de la profondeur. On aurait ainsi là un véritable *Trias filonien;*

b) Considérer que les deux klippes Pic d'Escreins et Dent de Rocher n'ont tectoniquement rien de commun avec le déplacement en retour du Mont-Guillestre, mais que leurs racines doivent être cherchées beaucoup plus à l'Est. Il faudrait, pour les retrouver, franchir toute la grande bande synclinale de la Main-de-Dieu, arriver aux parois de calcaires triasiques du versant Est de la Pointe de la Saume et même, pour trouver du gypse, jusqu'au voisinage des Lacs des Prés Sébeyrand.

Remarquons que là on est déjà dans une zone de plis déversés vers l'Est.

Sans être absurde, cette deuxième interprétation me paraît beaucoup moins naturelle que celle que j'ai adoptée.

B. — Zone externe de la nappe III.

Sur sa partie frontale, notre nappe supérieure présente, entre le village d'Escreins et le Pic des Houerts, une division en deux

écailles secondaires superposées. C'est la région des plis déversés du côté français et qui correspond dans son ensemble au prolongement vers le Sud des accidents de même ordre signalés au Roc Saphie (Nord de Guillestre) par W. Kilian et près de la Roche-de-Rame par M. Ch. Pussenot.

Abordons-en l'étude par le Sud, où la profonde coupure de l'Ubaye fournit une excellente coupe naturelle.

Le front de notre nappe III montre ici, de l'Est à l'Ouest, une série continue (Trias, Dogger, Malm, Marbres en plaquettes) couronnée par le Flysch du sommet de la Mortice.

Dans le Vallon du Châtelet, toute cette série s'enfouit vers l'Ouest dans la Zone du Flysch. Il y a là une série de cassures horizontales non figurées en général sur ma carte, à cause de leur faible importance et donnant au front de la nappe une structure en escaliers. C'est ainsi qu'au point 2296, on voit le Flysch s'insinuer entre deux gradins de Malm.

Le Flysch qui couronne cette série normale forme les hauts sommets de la Mortice et se retrouve tout autour du Pic des Houerts. Mais le sommet de ce dernier est constitué par des calcaires triasiques qui, indubitablement, reposent sur le Flysch et constituent une première klippe isolée.

Deux autres petites klippes la prolongent d'ailleurs sur l'arête Nord-Ouest de la montagne.

Enfin, le grand massif triasique de la Crête du Vallon Laugier apparaît comme un grand gâteau de calcaires triasiques reposant soit sur le Flysch, soit sur les terrains mésozoïques de sa bordure.

Nous voyons donc apparaître ici, par-dessus la série de la Mortice ou écaille inférieure, une autre écaille que nous appellerons l'écaille supérieure.

Ceci nous permet d'interpréter le très curieux lambeau triasico-jurassique qui s'observe sur le versant Sud-Ouest de la Crête des Couniets. Ce ne peut pas être un anticlinal perçant à travers le Flysch puisqu'il a une structure synclinale avec, en son milieu, un noyau de Dogger fossilifère. On est donc forcé

de l'interpréter aussi comme une klippe posée sur le Flysch, et il est alors très naturel d'y voir le prolongement de l'écaille supérieure du Pic des Houerts.

Plus au Nord-Ouest encore, on voit le Flysch de la Pointe de Pastourlet s'enfoncer sous les calcaires triasiques supportant eux-mêmes de petits synclinaux de Dogger et de Malm.

Enfin, la série normale constituant la Crête de Vars et qui prolonge au Nord le précédent massif triasique repose, elle aussi, sur le Flysch. Une bande de ce dernier terrain venant du Signal du Pastourlet disparaît momentanément sous les éboulis en dessous du Col de la Coulette, mais réapparaît au sommet du Bois d'Escreins. Là, on voit très nettement ce Flysch s'enfoncer sous les falaises de calcaires triasiques de la Crête de Vars.

Or, la série normale de la Crête de Vars se prolonge indubitablement par le haut de la nappe III dans la coupe du Guil.

Ainsi, entre le Guil et l'Ubaye, deux unités tectoniques secondaires se relaient pour constituer le front de la nappe.

Dans l'Ubaye, ce front est formé par l'écaille inférieure ou de la Mortice; cette dernière s'ennoie peu à peu en profondeur et disparaît sous les Marbres en plaquettes du Bois d'Escreins.

Inversement, c'est l'écaille supérieure qui, réduite vers le Sud aux klippes culminantes du Pic des Houerts, va, à partir du Col de la Coulette, constituer le front mésozoïque du Briançonnais jusqu'au Guil.

Notons toutefois qu'entre Vars et la Magdeleine, le front de notre écaille supérieure apparaît en quelque sorte dédoublé. Les Marbres en plaquettes s'insinuent dans une sorte de golfe ouvert entre les calcaires triasiques de la Crête de la Scie et ceux qui dominent la rive gauche du torrent de Chagne.

On peut admettre ici une cassure verticale figurée sur ma coupe n° 2 (pl. IV); ce serait, si l'on veut, le début de l'individualisation d'une nouvelle écaille secondaire, mais déjà, dans la région de la Magdeleine et plus au Nord, il n'y a plus de dislocation et le front de la nappe III garde son unité.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

Pour comprendre la structure générale de ma région et sa situation dans la Zone du Briançonnais, je renvoie à ce que j'en ai dit plus haut dans l'Introduction, paragraphe D, page 21. Je me bornerai à faire ressortir ici les principaux résultats nouveaux auxquels m'a conduit mon étude.

I. — SÉRIE STRATIGRAPHIQUE A FACIÈS BRIANÇONNAIS

Elle est extrêmement complète et comprend tous les terrains, depuis le granite jusqu'au Flysch tertiaire.

A) Le **granite** n'affleure qu'au Plan-de-Phazy; comme l'avait vu P. TERMIER, il s'apparente étroitement au granite du Pelvoux et n'a rien de commun avec les séries métamorphiques plus récentes, telles que celle du Permo-Houiller de la Vanoise. Nous sommes donc bien là en présence du tréfonds hercynien de cette partie de la Zone du Briançonnais.

B) **Houiller** et **Permien.** — Ces terrains ne m'ont fourni aucune donnée nouvelle importante. Toutefois j'ai signalé que le Houiller se retrouvait plus loin vers le Sud qu'on ne le croyait, jusque sur la rive gauche de la Durance, au Sud du Plan-de-Phazy.

J'ai montré également qu'un peu de Permien venait s'intercaler entre le granite du Plan-de-Phazy et le Trias.

Enfin à l'extrême limite Est de ma région, j'ai découvert une lame de Permien très laminé dans le noyau de l'anticlinal de Combe-Brémond, presque au contact des Schistes lustrés.

C) **Trias.** — 1° J'ai constaté, en conformité avec les dernières opinions de W. KILIAN et de Ch. PUSSENOT et de celle de MM. M. GIGNOUX et E. RAGUIN, qu'il n'y a pas dans cette partie de la Zone du Briançonnais deux niveaux de gypse, l'un inférieur aux calcaires du Trias, l'autre supérieur, mais bien un seul horizon gypseux situé à la base des calcaires triasiques et d'ailleurs très irrégulièrement laminé, parfois supprimé complètement, souvent au contraire accumulé en masses très épaisses par une tectonique d'injection.

2° Dans la puissante série des calcaires triasiques, dont la stratigraphie restait jusqu'à présent assez obscure, j'ai pu distinguer une succession de niveaux assez constants (pour plus de détails, voir p. 48).

Ce sont, en commençant par la base :

a) Calcaires à empreintes vermiculées;

b) Calcaires bien lités plus ou moins cristallins ou phylliteux;

c) Calcaires noirs à taches blanches;

d) Calcaires gris cendré avec parfois bancs de brèches;

e) Calcaires noirs massifs avec rognons de silex à cassure blonde, quelques assises dolomitiques et des intercalations bréchoïdes dans la partie supérieure.

D) **Lias.** — Contrairement à ce que pensait W. KILIAN et aux indications géologiques portées sur les feuilles de Gap et de Larche au 80.000°, le Lias *manque absolument* dans ma région. Les assises bréchoïdes, que cet auteur avait assimilées à sa « brèche du Télégraphe », appartiennent en réalité soit au Dogger, soit au Crétacé supérieur.

E) **Dogger.** — L'existence du Dogger dans les Montagnes d'Escreins avait été indiquée par Ch. LORY (gisement de la Crête de Vars) et confirmée par W. KILIAN, qui avait découvert le beau gisement fossilifère du Lac des Neuf-Couleurs (versant Sud-Ouest de la Mortice).

Mais j'ai reconnu beaucoup d'autres affleurements de cet étage qui vient presque partout s'intercaler régulièrement entre le Trias et le Malm.

J'en ai, en outre, précisé la série stratigraphique qui comprend :

a) A la base une *brèche de transgression* parfois très épaisse avec intercalations de bancs schisteux et de calcaires oolithiques;

b) Des *assises schisteuses noires* constituant le meilleur niveau fossilifère. Cela m'a permis d'ajouter aux listes données par W. Kilian quelques formes non encore signalées par lui et de souligner une fois de plus les analogies de ce Dogger briançonnais avec celui des Préalpes médianes (couches à *Mytilus*);

c) Des *calcaires compacts* en dalles, très souvent oolithiques, dont j'ai précisé les caractères pétrographiques qui permettent de les distinguer des nombreux horizons de calcaires briançonnais.

Je n'ai malheureusement trouvé dans ce Dogger aucune faune d'Ammonites, mais une comparaison avec le Dogger plus complet décrit dans la montagne du Morgon par M. D. Schneegans me conduit aux conclusions suivantes :

1° Les « calcaires inférieurs » du Dogger du Morgon, d'âge bajocien, manquent dans ma région;

2° Les brèches de base du Dogger des Montagnes d'Escreins équivaudraient au Bathonien inférieur;

3° Les calcaires compacts de ma région représenteraient le Bathonien supérieur;

4° Les « couches à *Cancellophycus* » (Callovien ?) qui couronnent le Dogger du Morgon ne paraissent pas représentées ici.

F) **Malm.** — Kilian n'y reconnaissait dans tout le Briançonnais qu'un seul horizon stratigraphique : celui des « Marbres de Guillestre », qu'il attribuait au Tithonique.

J'ai été conduit à y voir une série plus complète.

1° A la base, des couches à faciès parfois néritique (calcaires plus ou moins schisteux, à nombreux débris de Crinoïdes, de la Crête de Vars), mais plus généralement des assises à faciès de calcaires bariolés et grumeleux à Céphalopodes. C'est là le faciès dit des « Marbres de Guillestre ».

Il s'y associe fréquemment des intercalations de schistes rouges faciles à confondre avec les « Couches rouges » du Crétacé supérieur, mais dont j'ai précisé les caractères distinctifs.

En fait de fossiles, ce niveau ne m'a fourni qu'une seule forme non encore signalée. C'est une grande Bélemnite du groupe *B. hastatus,* d'affinités argoviennes. Mais j'ai repris l'étude de toutes les anciennes collections conservées au Laboratoire de géologie de Grenoble et j'ai été conduit à modifier les anciennes déterminations de W. Kilian. Je suis amené à conclure qu'il s'agit là, non pas de Tithonique, comme le croyait cet auteur, mais de couches bien plus anciennes, d'âge Lusitanien (*Peltoceras transversarium* var. *Fouquei; Perisphinctes Vandelii, Perisphinctes Orbignyi*) et Kiméridgien (*Waagenia hybonota*).

2° Au sommet, des calcaires à grains fins, blancs ou rosés, à Calpionelles. Ces calcaires n'avaient fourni jusqu'à présent que de très rares fossiles d'affinités tithoniques (*Pygope* sp. voisine de *P. diphya* ?). Mais, un peu au Nord des Montagnes d'Escreins, au Col du Lauzon (Massif de Pierre-Eyrautz), des calcaires gris superposés aux Marbres de Guillestre et appartenant par conséquent à notre horizon stratigraphique supérieur m'ont fourni une faune extrêmement riche d'Ammonites du Tithonique surtout inférieur (en voir la liste complète p. 90) et dont certaines formes n'avaient jusqu'à présent été rencontrées que dans les Carpates.

Notons enfin que vers l'extrémité orientale de ma région, au contact des Schistes lustrés, j'ai été conduit à attribuer au Malm, dans l'anticlinal de Combe-Brémond, des radiolarites très laminés et dont malheureusement, par suite des laminages, la posi-

tion stratigraphique ne peut pas être précisée. Ce faciès à radiolarites, signalé par D. SCHNEEGANS plus au Nord dans la Zone du Briançonnais proprement dite, n'a pas été retrouvé ailleurs par moi dans les Montagnes d'Escreins.

G) **Crétacé inférieur.** — Il est représenté dans les zones plus externes par des « Couches à *Aptychus* », mais il manque totalement dans ma région, soit qu'il ne s'y soit pas déposé, soit qu'il ait été enlevé par la transgression du Crétacé supérieur.

H) **Crétacé supérieur.** — Le Crétacé supérieur est constitué par la puissante formation des « Marbres en plaquettes » dont j'ai montré avec M. MORET les caractères transgressifs et la constitution pétrographique.

Il contient partout en abondance le Foraminifère caractéristique « *Rosalina Linnei* ».

J'ai montré dans les Montagnes d'Escreins le très grand développement des brèches de base de ce niveau qui atteignent parfois plusieurs centaines de mètres d'épaisseur et contiennent des blocs bien reconnaissables de Dogger et de Malm. C'est cet horizon désigné par moi sous le nom de « *Brèches de la Magdeleine* » qui avait été confondu par W. KILIAN avec ses « Brèches du Télégraphe » liasiques.

I) **Nummulitique.** — Il est représenté ici par l'épaisse formation du *Flysch* formée surtout de schistes noirs avec bancs de grès.

J'y ai noté deux niveaux de brèches :

1° Des *brèches de base* dans lesquelles, près du Lac Vert, j'ai trouvé des Nummulites permettant de conclure à leur âge lutétien. C'est la première fois que ces Nummulites, connues dans la Zone du Flysch, sont signalées dans la Zone du Briançonnais proprement dite.

Bien qu'en beaucoup de points on puisse croire à un passage progressif des Marbres en plaquettes au Flysch, je suis néanmoins porté à croire que cette continuité n'est qu'apparente et due à des laminages tectoniques.

Le Nummulitique serait donc *transgressif* sur le Crétacé supérieur, comme l'a admis Mme GUBLER-WAHL dans la Haute-Ubaye.

2° Une seconde intercalation de brèches existe dans la masse même du Flysch. Ce sont cette fois des *brèches à éléments cristallins* dont les blocs sont faits surtout de roches granitiques assez voisines du granite du Pelvoux. On peut en conclure que les érosions anténummulitiques auraient mis à nu, non loin de là, le tréfonds hercynien.

En dehors des Nummulites, les seules traces de fossiles observées par moi dans le Flysch sont des Chondrites du type *Ch. Targionii.* En particulier, je n'ai nulle part trouvé les Helminthoïdes qui, dans les zones plus externes, ont servi à caractériser un faciès spécial du Flysch.

J) **Quaternaire.** — J'ai pu vérifier l'exactitude des vues de W. KILIAN concluant à la succession des phénomènes suivants :

1° Grande phase glaciaire (Würmien), dont les moraines n'ont laissé dans ma région aucune trace nette, mais se retrouvent à la base du Roc d'Embrun;

2° Période de retrait pendant laquelle se sont édifiées les puissantes alluvions de Montdauphin, dont les matériaux venant du Guil montrent qu'il s'agit ici d'un cône de déjections formé par ce cours d'eau à son débouché dans la vallée de la Durance. La Durance déposait elle-même à ce moment-là, plus en aval et dans l'axe même de la vallée, les alluvions de Châteauroux et du Roc d'Embrun;

3° Nouvelle avancée glaciaire (Néowürmien) qu'on peut paralléliser avec le « Stade de la récurrence » de E. HAUG.

A ce moment le glacier de la Durance allait jusqu'aux environs de Gap et, barrant le glacier du Guil, déposait au-dessus et au Sud de Guillestre des blocs granitiques à une altitude voisine de 1400 mètres, tandis qu'à l'Est de Guillestre on retrouve des blocs de roches vertes amenées par le glacier du Guil.

C'est de cette époque que datent les moraines qui recouvrent les plateaux de Montdauphin et de Guillestre;

4° Le retrait définitif des glaces a commencé et le Guil, pour se raccorder au fond surcreusé de la vallée de la Durance, a entaillé dans le gradin de confluence le profond cañon qui sépare actuellement les deux plateaux de Montdauphin et de Guillestre.

Au cours de ces phases de retrait, les glaciers locaux des Montagnes d'Escreins ont édifié toute une série de vallums morainiques, dont les plus remarquables sont visibles dans la région du Lac de Sainte-Anne, au-dessous des principaux névés actuels.

II. — TECTONIQUE

A. — Montagnes d'Escreins.

Dans les Montagnes d'Escreins, tronçon de la Zone briançonnaise mésozoïque, on retrouve les principaux traits structuraux de cette zone tels qu'ils ont été définis par W. Kilian dans sa coupe classique du Guil.

Ce sont, de l'Est à l'Ouest :

1° Un grand synclinal couché vers l'Italie et rempli par une série de terrains à faciès métamorphique ressemblant déjà beaucoup aux Schistes lustrés; c'est ce que j'ai appelé la « Zone du Col Tronchet » ou « Zone intermédiaire ». Elle sera étudiée plus loin dans le paragraphe III;

2° Un faisceau de plis droits ou « hésitants » constituant les plus hauts sommets de mon Massif (Pointe de la Saume, Pic de la Font-Sancte);

3° Une zone de nappes nettement déversée vers l'Ouest-Sud-Ouest. Ce sont les *nappes du Guil.*

La nappe supérieure est entaillée par deux grandes fenêtres à travers lesquelles apparaît la « nappe inférieure du Guil ».

a) *Nappe inférieure.* — La plus interne des fenêtres qui permet de l'observer, ou « Fenêtre du Cristillan », est complètement fermée; son existence n'avait pas été reconnue avant mes recherches.

L'autre fenêtre est visible au Nord de ma région, dans les gorges du Guil, où elle avait été signalée par W. KILIAN; mais au lieu d'être fermée vers le Sud, comme le croyait cet auteur, elle se prolonge vers le Sud-Est (vallée du Rif-Bel) en se rétrécissant progressivement jusqu'au Col des Houerts, où elle est réduite à un mince liseré de Flysch, encadré et dominé par des falaises de calcaires triasiques.

Plus au Sud-Est encore, en descendant sur l'Ubaye, elle s'élargit de nouveau et constitue alors ce que j'ai appelé la « Fenêtre de la Grande Roche ». Son bord externe, jalonné par un contact anormal très net, peut être suivi sans ambiguïté. Mais sur son bord interne, en arrivant à l'Ubaye, la continuité de la série stratigraphique se rétablit. C'est que l'on arrive ici dans la zone des racines correspondant sans doute au puissant massif de quartzites de la Crête du Sanglier.

Notons d'ailleurs que, dans cette zone de racines, les couches sont déversées vers l'Italie, ce qui montre bien que ce déversement n'est que superficiel et sans aucune signification pour l'interprétation des grandes lignes tectoniques.

b) *Nappe supérieure.* — C'est elle qui constitue ainsi la presque totalité des Montagnes d'Escreins.

Elle s'enracine immédiatement à l'Est des fenêtres que nous venons de décrire, c'est-à-dire dans la région du Pic de Guillestre - Crête des Aspaturas - Pic de Panestrel. Dans sa partie centrale, elle est repliée en anticlinal de nappes. C'est ce que montre la coupe classique de la vallée du Guil, et c'est aussi au travers de ce bombement anticlinal que s'ouvre la « Fenêtre du Rif-Bel ».

Quant à sa partie frontale, elle va nous montrer deux digitations qui, entre la Mortice et la Crête de Vars, se relaient du Sud-Est au Nord-Ouest.

La digitation inférieure, constituée vers le Sud-Est par le Massif de la Mortice, existe seule depuis l'Ubaye jusqu'au Pic des Houerts. Elle constitue là le front de la Zone mésozoïque briançonnaise venant s'ennoyer dans la Zone du Flysch. Mais à partir de là, le Flysch qui la couronne et dans lequel elle s'enfonce est à son tour recouvert par une série de klippes de terrains mésozoïques et en particulier par la belle klippe du Pic des Houerts.

Il y a là le début d'une digitation supérieure presque totalement enlevée en ce point par l'érosion (voir pl. IV, coupe n° 7). La klippe synclinale de l'Ouest de la Crête de Pastourlet en est un témoin frontal avancé (voir pl. IV, coupe n° 6).

Plus au Nord, par suite d'un abaissement d'axe général, la lame synclinale de Flysch qui séparait les deux digitations se réduit de plus en plus, et c'est alors la digitation supérieure qui va désormais constituer jusqu'au Guil la partie frontale de la Zone mésozoïque briançonnaise (voir pl. IV, coupe n° 3).

La continuité de ce front n'est interrompue que par de petites cassures grâce auxquelles le Flysch forme comme un petit golfe fermé vers le Nord-Ouest du village de Vars.

Les particularités de structure de cette zone frontale soulignent d'une façon très nette le rôle que joue le Flysch de la Zone de l'Embrunais par rapport au mésozoïque briançonnais, et par conséquent *l'étroite solidarité de ces deux zones.*

B. — Ecailles de Réotier - Plan-de-Phazy.

Ce sont des lames de terrains mésozoïques avec petits noyaux primaires qui surgissent brusquement sur le bord Ouest du grand synclinal de Flysch de Guillestre et viennent s'appuyer sur la Zone du Flysch proprement dite.

C'est l'apparition de ces roches dures qui détermine la gorge relativement étroite dans laquelle s'engage la Durance à la sortie du large bassin de Guillestre.

Je les ai étudiées, d'une part, sur la rive droite de la Durance, aux environs de Réotier; d'autre part, sur la rive gauche, près du Plan-de-Phazy.

On reconnaît là deux écailles superposées :

a) L'écaille inférieure, qui repose directement sur la Zone du Flysch, présente dans son ensemble une structure anticlinale, et son axe est occupé au Plan-de-Phazy par un noyau granitique qui marque ici la réapparition du socle hercynien des écailles briançonnaises.

Sa constitution est extrêmement complexe et j'ai été conduit à y distinguer, sur la rive droite de la Durance où les assises sont faciles à observer, quatre lames élémentaires (voir coupe, fig. 7).

b) L'écaille supérieure est séparée de la précédente par un synclinal de Flysch très étiré. Elle montre aussi un division en écailles secondaires et parfois même de véritables injections gypseuses du Trias ramenées jusque dans les assises tertiaires.

Enfin, vers le Sud, les deux écailles de Réotier - Plan-de-Phazy disparaissent rapidement dans le Flysch de la Zone de l'Embrunais.

Il est donc impossible de retrouver vers le Sud les relations de ces deux écailles avec les nappes du Guil et des Montagnes d'Escreins.

Mais M. Ch. Pussenot a récemment suivi jusqu'aux confins de ma région le prolongement méridional des écailles définies plus au Nord par P. Termier entre Briançon et Vallouise. Il distingue en particulier, près de La Roche-de-Rame, sous le nom de « nappe III », une unité tectonique qui se prolonge sur la rive gauche de la Durance par la nappe supérieure du Guil.

Si l'on admet cette correspondance, l'écaille supérieure de Réotier, prolongement méridional de la nappe II de Ch. Pussenot, devrait se raccorder en profondeur, par-dessous le synclinal de Flysch de Guillestre, avec la nappe inférieure du Guil, puisque la nappe supérieure du Guil est le prolongement vers le Sud de la nappe III de Ch. Pussenot.

Telle est l'hypothèse qui a été adoptée dans ma coupe schématique (voir pl. III, fig. 2) pour raccorder les nappes des Montagnes d'Escreins avec les écailles de Réotier.

C'est ce qui m'a conduit à adopter dans mes descriptions la nomenclature suivante :

Nappe III : Montagnes d'Escreins;

Nappe II : Fenêtres des Montagnes d'Escreins; écaille supérieure de Réotier;

Nappe I : Ecaille inférieure de Réotier.

III. — PROBLÈME DES SCHISTES LUSTRÉS

W. Kilian et P. Termier admettaient que, sur le bord oriental de ma région, comme d'ailleurs plus au Nord et plus au Sud, le faciès « Schistes lustrés » apparaissait brusquement au delà d'une grande ligne de contact anormal, d'où la notion d'une « nappe des Schistes lustrés » charriée sur le pays briançonnais.

Or, j'ai pu individualiser sur la bordure Est des Montagnes d'Escreins une grande zone dans l'ensemble synclinale, que j'ai appelée « Zone intermédiaire » ou « Zone du Col Tronchet » ; pour Termier, elle appartenait déjà aux Schistes lustrés.

Pourtant la série stratigraphique y est la suivante :

1° A la base, un peu de Permien sous le faciès « Verrucano » normal dans le Briançonnais recouvert par un Trias nettement reconnaissable avec les horizons classiques : quartzites, gypses et cargneules, calcaires dolomitiques. Tout cela est d'ailleurs très aminci et fortement laminé. Kilian et Termier avaient bien reconnu ce Trias, mais ils le considéraient comme apparaissant en « fenêtres » sous la nappe des Schistes lustrés.

Cette opinion ne me paraît pas admissible, car au-dessus du Trias la série stratigraphique est normale;

2° Un ensemble calcaire extrêmement laminé mais dans le-

quel on reconnaît indubitablement du Dogger à la base et du Malm au sommet, montrant parfois nettement encore l'aspect caractéristique qu'ils ont dans le Briançonnais;

3° Un très puissant complexe de schistes et de calcschistes à aspect luisant rappelant déjà beaucoup les Schistes lustrés et en effet assimilés à ces derniers par P. TERMIER.

Dans la partie inférieure, des assises marbreuses rouges ou vertes permettent d'y reconnaître les Marbres en plaquettes, tandis qu'au sommet, des bancs gréseux et des traces de *Chondrites* indiquent qu'il s'agit déjà de Flysch.

Dans l'ensemble, les sédiments de cette zone constituent donc un véritable intermédiaire entre les faciès briançonnais proprement dits et les Schistes lustrés.

Il nous reste maintenant à étudier la tectonique de cette zone.

La profonde coupure de l'Ubaye aux environs de Maurin montre que le tréfonds de notre Zone intermédiaire est accidenté de deux anticlinaux très laminés et déversés vers l'Est. Ce sont les anticlinaux de Maljasset à noyau triasique et de Combe-Brémond à noyau permien, ce dernier confinant au pays des Schistes lustrés proprement dits, qui est du reste en dehors de mon champ d'études.

Dans sa partie méridionale, cette grande zone synclinale est limitée vers l'Ouest par un chevauchement très important qui amène les gypses triasiques en contact direct avec le Flysch.

Plus au Nord, le même contact anormal, plus ou moins masqué sous les éboulis, paraît se poursuivre dans le haut Vallon de Ceillac. Mais au Nord-Ouest de ce village, une série normale se rétablit, car les Marbres en plaquettes du synclinal sont suivis à l'Ouest de bandes régulières de Malm, puis de Dogger reposant enfin sur les calcaires triasiques.

De ces faits, nous pouvons donc déduire :

1° Que, dans notre région, il n'y a pas superposition brutale de deux pays différents : pays des Schistes lustrés à l'Est; pays briançonnais à l'Ouest;

2° Entre le pays briançonnais proprement dit et le pays des vrais Schistes lustrés avec « roches vertes » s'intercale ici une zone de passage. Tous les terrains au-dessus des calcaires triasiques y prennent plus ou moins le faciès « Schistes lustrés », et cette transformation paraît se faire en commençant par les termes les plus anciens.

Cette notion est tout à fait conforme à celle généralement admise pour expliquer la série des Schistes lustrés;

3° Le contact de cette zone de passage avec le pays briançonnais est tout à fait anormal au Sud (Col Tronchet). Il correspond certainement là à une importante ligne de dislocation avec déversement (secondaire ?) vers l'Italie. C'est d'ailleurs vraisemblablement cette zone de chevauchement qui accentue la brutalité de notre changement de faciès. Par contre, plus au Nord (Ceillac), le contact paraît plus normal et on y observe une série complète : calcaires triasiques, Dogger, Malm, Marbres en plaquettes à faciès lustré;

4° Le contact entre ma Zone intermédiaire et le véritable pays des Schistes lutrés « avec Roches vertes » n'a pas été spécialement étudié ici. Il paraît correspondre à d'importantes dislocations dont il faudrait étudier la continuité.

IV. — HISTOIRE PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Nous ne pouvons absolument rien dire sur l'histoire antéhouillère de la région, sinon que dans son tréfonds doit exister un socle hercynien analogue à celui qu'on voit ressortir dans le Massif du Pelvoux. Ce socle n'est représenté dans ma région que par le minuscule lambeau de granite du Plan-de-Phazy.

Au-dessus vient une couverture de Houiller et de Permien à faciès uniquement continental.

Jusqu'à la fin du Permien, l'histoire de cette partie du Briançonnais est donc la même que celle de la zone des massifs cristallins externes. Il convient d'y noter toutefois une tendance à

l'affaissement dont témoigne la grande épaisseur qu'atteignent dans le Briançonnais les sédiments houillers et surtout permiens. Ces derniers manquent presque totalement dans la région plus externe du Pelvoux.

Nous n'avons ici aucune preuve qu'il se soit produit des plissements après le début du Houiller; au contraire, Houiller, Permien et Trias inférieur sont en continuité.

Dès le début du Trias, l'affaissement de la Zone du Briançonnais s'accuse encore davantage; une mer venant de l'Est envahit le Briançonnais. Peu profonde au début (Quartzites), puis lagunaire (Gypses), cette mer atteint son maximum de profondeur avec le dépôt des calcaires francs du Trias. Cependant, au sommet de ces derniers, la fréquence des brèches indique déjà une tendance à l'émersion.

Mais dès le début du Lias se dessine une importante différenciation régionale.

Le Lias manque en effet complètement dans les Montagnes d'Escreins, alors qu'à l'Ouest (Zone du Morgon) et au delà encore (fosse dauphinoise), il est largement représenté.

De même à l'Est, il est probable que la base des Schistes lustrés comporte du Lias à faciès schisteux.

C'est à cette zone de surélévation que E. Haug a donné le nom de « Géanticlinal briançonnais »; dans la terminologie d'Emile Argand, on parle plutôt maintenant d'une « Cordillère briançonnaise ».

Nous allons suivre les vicissitudes de cette cordillère pendant le Jurassique et le Crétacé.

Au Jurassique moyen (Dogger), la mer revient sur notre cordillère et paraît bien la submerger entièrement. Dans la nappe III, le Dogger est en effet représenté par de puissants calcaires et schistes à faune marine surmontant des brèches de base. Il est remarquable de constater que mes nappes I et II ne m'ont montré aucun affleurement de Dogger, mais cette absence me paraît purement locale et accidentelle; elle peut être due soit à des étirements tectoniques, soit plutôt à une abrasion du Dog-

ger, immédiatement avant la transgression du Crétacé supérieur.

Il est possible qu'une nouvelle émersion se soit produite entre le Jurassique moyen et le Jurassique supérieur (Callovien ?). En tout cas, on ne retrouve pas ici les schistes et calcschistes noirs callovo-oxfordiens du type dauphinois que les recherches récentes de MM. GIGNOUX, MORET et SCHNEEGANS ont montrés s'avançant jusque dans la zone du Morgon.

De même à l'Est, la sédimentation a dû rester cantonnée dans le grand géosynclinal des Schistes lustrés.

Le début du Malm avec ses couches rouges (Argovien) correspondrait aussi à une légère transgression. Le caractère néritique des couches de base (faciès à Crinoïdes) est particulièrement marqué dans la partie frontale de la nappe III (Crête de Vars). Au contraire, le sommet du Malm témoigne d'un régime de mer plus profonde (faune d'Ammonites du Col du Lauzon).

L'absence ou la rareté du Malm dans mes nappes I et II ne doit être qu'apparente et s'explique comme celle du Dogger.

Remarquons qu'au Jurassique supérieur, le faciès spécialement profond des « Radiolarites » ne semble apparaître ici qu'en bordure de la grande fosse des Schistes lustrés (Combe-Brémond).

Au Crétacé inférieur, l'émersion de la Cordillère briançonnaise paraît très générale. Cet étage n'y est en effet connu nulle part; les dernières traces (couches à *Aptychus*) du Néocomien profond de la fosse vocontienne s'arrêtent à la « Zone subbriançonnaise » (Fenêtre de l'Argentière, Massif de Couleau, région de Châteauroux).

A l'Est, dans la Zone des Schistes lustrés, on n'a aucune preuve de l'existence du Crétacé inférieur, mais il est fort possible qu'il n'y ait pas eu de lacune de sédimentation à cette époque.

Par contre, une nouvelle transgression fort nette survient avec le Crétacé supérieur, dont les « Marbres en plaquettes » rouges et verts reposent parfois directement sur le Trias par l'intermé-

diaire d'une puissante brèche de base surtout développée dans la nappe II (brèche de la Magdeleine) contenant partout des blocs de Trias, de Dogger et de Malm. Toute la Cordillère briançonnaise semble bien à ce moment noyée sous une sédimentation pélagique.

La limite du Crétacé et du Nummulitique me paraît correspondre à une nouvelle période d'émersion de la Cordillère, car à la base du Flysch s'intercalent parfois des brèches à grandes Nummulites (Lac Vert).

Cette mer du Flysch devait être d'ailleurs accidentée de petites crêtes émergées, puisqu'en plein Flysch j'ai observé de nouvelles brèches, cette fois à galets cristallins.

D'après les données obtenues dans les régions voisines, il semble que les grands plissements accompagnés d'une surrection définitive de la chaîne doivent dater du début de l'Oligocène. Depuis ne se sont plus produits dans les Montagnes d'Escreins que des phénomènes d'érosion momentanément interrompus par le dépôt, au fond des vallées, d'alluvions interglaciaires et de moraines.